

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

553.065+553.2

М Е Т А С О М А Т И З М
И Р У Д О О Б Р А З О В А Н И Е

1270



МОСКВА «НЕДРА» 1975



Метасоматизм и рудообразование. Под ред. Ю. В. Казицына. М., «Недра», 1975. 280 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. научн.-исслед. геол. ин-т. Академия наук СССР).

Интенсивное развитие учения о метасоматизме, очередной этап которого подытоживает настоящая монография, основанная на материалах III Всесоюзной конференции по метасоматизму (Ленинград, 1972 г.), открывает новые важные для геологической теории и практики перспективы. Особо важное значение приобретают историко-геологический анализ метасоматических явлений и металлогеническая интерпретация минералого-геохимических закономерностей метасоматизма. Первое направление рассматривает метасоматизм в рамках конкретного геологического времени и пространства и определяет его как геологическое явление, измеримое по масштабам и значению с такими процессами, как осадконакопление и магматизм. Второе направление подчеркивает решающую роль метасоматизма в перераспределении рудного вещества — мобилизации его на ранних и отложении на поздних стадиях циклического метасоматического процесса. Оба эти направления полно отражены в монографии. Рассматриваются также традиционные проблемы учения о метасоматизме — морфология, зональность, формационная принадлежность, рудоконтролирующее значение метасоматических образований, а также некоторые новые построения в области теории метасоматических процессов.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов-геологов, занимающихся изучением условий образования горных пород и руд, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых, а также на преподавателей и студентов старших курсов горно-геологических вузов.

Табл. 39, ил. 41, список лит. — 344 назв.

Главный редактор Ю. В. Казицын
 Ответственный редактор Э. А. Ланда
 Редакционная коллегия:

Э. А. Багдасаров, Г. М. Беляев, В. А. Жариков, Д. С. Коржинский, Г. А. Лисицина, Б. И. Омеляненко, В. А. Рудник, Д. В. Рундквист, В. А. Черепанов

ПРЕДИСЛОВИЕ

Запросы геологоразведочной практики последних десятилетий выдвинули сначала околорудно измененные породы, а затем и метасоматиты вообще в число таких геологических образований, без изучения которых невозможно решить вопросы оценки рудных тел, генезиса гидротермальных месторождений и, наконец, вопросы природы минералообразования. Изучение метасоматизма из занятия отдельных энтузиастов превратилось в дело крупных научных коллективов и привело к созданию учения о метасоматизме, основы которого теперь преподаются в вузах страны.

Широкий размах исследований закономерностей метасоматизма, особенно в связи с рудообразованием, потребовал периодически суммировать достижения этого нового научного направления. В соответствии с этим начиная с 1963 г. в г. Ленинграде проводятся всесоюзные научные конференции по метасоматизму (в 1963, 1966 и 1972 гг.).

Предлагаемая работа создана на основе материалов III Всесоюзной конференции, проведенной Всесоюзным научно-исследовательским геологическим институтом (ВСЕГЕИ), Советом по рудообразованию АН СССР и Научно-техническим горным обществом. Материалы конференции свидетельствуют об интенсивном развитии этой области геологической науки и о глубокой дифференциации отдельных ее направлений.

Наряду с ставшим классическим физико-химическим направлением оформилось направление, рассматривающее процессы метасоматического минералообразования в историко-геологическом аспекте, т. е. с позиций зависимости их от условий проявления на том или ином отрезке геологической истории земной коры, в том или ином типе геологического пространства и придающее особое значение связям метасоматизма с другими геологическими явлениями: магматизмом, метаморфизмом, седиментогенезом. Этому направлению, основы которого были заложены еще В. Линдгреном, посвящена значительная часть книги. На обширном материале проводится историко-геологический анализ метасоматических процессов, а также общих закономерностей распределения метасоматитов по шкале геологического времени и по разным типам геологических

структур: складчатые области, платформы, области активизации и т. п. Эти закономерности выражаются прежде всего в циклическом и направленном проявлении метасоматических процессов во времени с наследованием более поздними метасоматическими циклами основных особенностей более ранних циклов. Пространственные особенности распределения метасоматитов находят отражение в различном качественном их наборе и количественной проявленности в геоструктурных зонах или отдельных частях таких зон. Разные геоструктурные зоны характеризуются также особыми типами связей процессов метасоматизма, магматизма и метаморфизма. Это положение в работе иллюстрируется рядом конкретных примеров по различным регионам Советского Союза.

В работе впервые сделана попытка оценить роль метасоматических явлений в одном из специфических типов геологического пространства — зонах гипергенеза. Оказалось, что образование кор выветривания, в частности формирование бокситов, подчиняется тем же основным закономерностям, каким и метасоматические процессы в гипогенных условиях. Это наблюдение имеет большое научное значение. С одной стороны, оно дает в руки минералогов добавочные возможности для более полного познания механизмов образования коры выветривания, с другой — открывает возможности углубленного изучения закономерностей метасоматической зональности. Гипергенные процессы осуществляются нередко буквально на глазах исследователей и позволяют, таким образом, контролировать параметры их протекания — температурные условия и кислотность-щелочность растворов. В этом отношении гипергенные процессы, как и процессы метасоматического преобразования в областях современной сольфатарно-фумарольной деятельности, являются своеобразной лабораторией, изучение «работы» которой может дать весьма ценные научные результаты.

Один из разделов книги посвящен метасоматической зональности, рассматриваемой с различных точек зрения. Метасоматическая зональность, составляющая центральное звено всего научного направления — учения о метасоматизме, характеризуется в традиционном плане на примерах различных гидротермальных месторождений. Здесь особый интерес представляют данные по описанию строения метасоматических колонок Алларечинского месторождения, анализ которых приводит к выводу о том, что вода как химический компонент в отдельных зонах имела ограниченную подвижность, т. е. была «дефицитным» компонентом. Кроме того, в этом разделе зональность рассматривается еще и в формационном плане как своеобразный показатель для классификации метасоматических формаций, как элемент, определяющий их структуру. Такой подход, намеченный работами Н. И. Наковника, Н. Н. Курека, В. А. Жарикова, Б. И. Омеляненко и многих других исследователей, позволяет с теми или иными основаниями выделить 14 типов метасоматических формаций. Следует, однако, иметь в виду, что предлагаемая классификация — одна из многих подобных и она вряд ли закрывает проблему. Напротив, ее появление следует считать приглашением к дискуссии по этому важному вопросу.

В работе рассматривается также рудоконтролирующее значение метасоматитов в отношении связи тех или иных полезных ископаемых с теми или иными метасоматическими процессами. При обсуждении этого важного вопроса большое внимание уделяется получающей все большее признание концепции сопряженной мобилизации и концентрированного отложения рудного вещества в ходе последовательной смены прогрессивной стадии метасоматического процесса регрессивной, как одной из основ металлогенического прогнозирования.

Теоретический раздел работы содержит изложение ряда новых представлений. Значительное внимание уделяется весьма перспективному, но еще слабо изученному кристаллохимическому направлению в изучении метасоматизма в отношении механизма замещения. Можно надеяться, что предлагаемая методика и полученные уже результаты будут стимулировать дальнейшие исследования в этой весьма перспективной области. С нестандартных позиций рассматривается проблема применения правила фаз к метасоматическим системам и статистические методы оценки подвижности компонентов.

В целом можно надеяться, что предлагаемая работа в комплексе с уже вышедшими ранее работами по итогам I и II конференций по метасоматизму явится существенным вкладом в познание закономерностей формирования гидротермального оруденения, заинтересует широкий круг ученых и геологов-практиков и принесет пользу в расширении минерально-сырьевой базы нашей страны.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб — альбит	Ол — оливин
Акт — актинолит	Олиг — олигоклаз
Алм — алемандин	Ор — ортоклаз
Амф — амфибол	Парг — паргасит
Анк — анкерит	Пен — пеннин
Ант — антофиллит	Пи — пироксен
Ап — апатит	Пл — плагиоклаз
Би — биотит	Пт — пирит
Вол — волластонит	Риб — рибекит
Вф — вольфрамит	Ро — роговая обманка
Гб — гиббсит	С — сульфиды
Гем — гематит	Сапф — сапфирин
Ги — гиперстен	Сд — сидерофиллит
Гр — гранат	Сер — серицит
Гс — гидрослюда	Сид — сидерит
Ка — кальцит	Ск — скаполит
Карб — карбонат	Сп — серпентин
Кв — кварц	Спес — спессартин
Кв _{ам} — кварц аморфный	Та — тальк
Кл — каолинит	Ту — турмалин
Корд — кордиерит	Фл — флогопит
Кор — корунд	Флю — флюорит
Кпш — калиевый полевой шпат	Хл — хлорит
Кум — куммингтонит	Хп — халькопирит
Лк — лейкоксен	Шп — шпинель
Мб — молибденит	Эг — эгирин
Ми — микроклин	Эп — эпидот
Мон — монтмориллонит	
Мт — магнетит	
Му — мусковит	

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В УЧЕНИИ О МЕТАСОМАТИЗМЕ

Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме

На ранних этапах развития учения о метасоматизме оно базировалось на собственно геологических и прикладных рудно-петрографических исследованиях. Широкий историко-геологический подход к анализу метасоматических явлений обуславливал быстрый его прогресс. Напомним о работах В. Линдгрена, А. Н. Заварицкого, В. Н. Лодочникова, Н. К. Курека, Н. И. Наконника, Т. С. Ловеринга. Последующее накопление знаний привело к появлению и обособлению направлений, рассматривающих метасоматическое минерало- и порообразование в физико-химическом, кристаллохимическом, минералогическом аспектах. Сейчас, однако, снова усилился интерес к историко-геологическому анализу метасоматизма. Этому способствовали всесоюзные конференции по метасоматизму (1963, 1966, 1972 гг.), обобщившие на формационной основе имеющиеся факты и определившие, что метасоматизм следует рассматривать в качестве полноправного члена в ряду таких геологических процессов, как магматизм, метаморфизм и осадконакопление [176]. Была отмечена двойственная суть метасоматизма, который, представляя собой особое специфическое явление, теснейшим образом связан с названными процессами, сочетаясь с ними в различных формах на всем протяжении образования и преобразования земной коры и отдельных ее блоков. Особенности же подобных сочетаний и особенности собственно метасоматического петрогенеза в большей мере зависят от того, в какое геологическое время и в каком типе геологического пространства они имеют место. Выяснение и уточнение характера таких зависимостей составляет одну из главных проблем, стоящих перед исследователями метасоматизма. Целесообразно сформулировать следующие основные принципы историко-геологического подхода к его анализу:

1. Историко-геологический подход требует анализировать метасоматические процессы в рамках конкретного геологического времени.
2. Историко-геологический подход требует анализировать метасоматические процессы в рамках конкретного геологического пространства.

Метасоматизм и геологическое время

Представление о метасоматизме как о самостоятельном геологическом явлении позволяет при его изучении использовать положения о направленности и цикличности геологических процессов, обоснованные на примерах тектоно-магматической эволюции подвижных зон (Г. Штилле, Ю. А. Билибин

и др.), развития во времени магматических процессов (Ю. А. Билибин, Ю. А. Кузнецов, Э. Н. Изов и др.) и процессов рудообразования (Г. Шнейдерхен, В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, Д. В. Рундквист, Я. В. Белевцев и др.). Эволюционный анализ метасоматического петрогенеза впервые широко применен Д. В. Рундквистом, который вслед за Д. П. Григорьевым использовал заимствованные из биологии представления об онтогенезе и филогенезе, трансформировав их соответственно с особенностями геологической науки. Д. В. Рундквист особо подчеркнул значение филогенеза, т. е. закономерностей появления и становления геологических объектов в общей истории развития земной коры и в ходе формирования отдельных геолого-структурных зон.

Эволюция любого геологического объекта совершается на фоне направленного и необратимого развития внешних оболочек Земли. В этом необратимом развитии, однако, проявляется четкая и разномасштабная цикличность. Согласно геогенетическому закону [255] в каждом относительно коротком цикле устанавливаются те же основные особенности эволюции, что и в крупном цикле, захватывающем больший отрезок времени.

Цикличность и направленность геологических процессов в первом приближении имеют аналогию с затухающими гармоническими колебаниями, характеризующимися последовательным сокращением продолжительности каждого более позднего цикла. Достаточно отчетливо эта закономерность прослеживается при рассмотрении длительности эпох складчатости и орогении. Так, байкальская тектоническая эра длилась около 500 млн. лет, каледонская — около 200, герцинская — около 150, альпийская — около 100 млн. лет. При этом, согласно В. Е. Хаинцу [297], от одного тектонического цикла к другому возрастала относительная роль поднятий за счет погружений, континентального осадконакопления за счет морского, наземного вулканизма за счет подводного, кислых интрузий за счет основных. Отмечено также последовательное уменьшение общего объема (и мощности) вулканогенных формаций во временной последовательности от архея до кайнозоя с соответствующим последовательным увеличением скорости накопления вулканитов в единицу времени [45].

Другой особенностью геологических процессов является их волнообразный прогрессивно-регрессивный характер, выражающийся, в частности, в непрерывно-прерывистом течении тектонических и магматических процессов с периодическими и резкими возрастаниями их интенсивности, приводящими к существенным качественным перестройкам в структуре и составе земной коры и сменяющимися периодами более спокойного тектогенеза [297].

Направленное необратимое развитие коры осуществлялось таким образом, что между его отдельными и в целом неждественными циклами есть большое сходство. Можно, очевидно, говорить о существовании некоторого первичного мегацикла, в ходе которого была «запрограммирована» и последовательность событий в более поздних циклах. К такому первичному мегациклу следует относить совокупность геологических процессов, проявившихся в археозое и частично в протерозое в мощной вулканической деятельности, сочетавшейся с хемогенным седиментогенезом в обширных первичных бассейнах, и накопления огромных масс изверженных пород основного и ультраосновного состава. Позднее в процессе регионального метаморфизма и гранитообразования осуществлялась частичная переработка первичной основной коры и сформировался ее гранитный слой. Такая последовательность событий: преимущественно основной и ультраосновной магматизмы — метаморфизм — гранитообразование, — в общем характерна и для всех последующих циклов становления различных геоструктурных зон.

Отражением направленности общего развития является, в частности, наличие у каждой геологической эпохи своего характерного набора ей особо свойственных формаций метасоматических пород. Если обратиться к археозою и протерозою, то для них наиболее типичны продукты щелочно-кремниевое метасоматизма: метасоматические гранитоиды и другие кварц-полевошпатовые метасоматиты. Достаточно характерны также железо-магнезиальные метасоматиты и породы типа магнезиальных скарнов. В палеозое среди метасоматитов относительно более широко образовывались скарны, поздний палеозой и мезозой — время преимущественного развития грейзенов, мезозой — оксеталитов, кайнозой — пропилитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, в современных гидротермальных системах формируются метасоматические опалиты, травертины, адуляриты.

Таким образом, составляется эволюционный ряд, отражающий предпочтительное образование метасоматических формаций в последовательности от более древнего геологического времени: продукты метасоматической гранитизации — магнезиальные скарны — известковые скарны — грейзены — оксеталиты — вторичные кварциты — пропилиты — аргиллизиты — апоаргиллизиты, опалиты. Нетрудно заметить, что этот же ряд является рядом уменьшающейся глубинности формаций [149].

Неоднородное количественное распределение метасоматических формаций по шкале геологического времени сочетается с однотипностью качественного их набора для каждой из эпох. Так, характерные для молодых геологических времен пропилиты встречаются уже в допалеозойских формациях Канады и Балтийского щита. Оксеталиты протерозойского возраста известны в Скандинавии. Скарны широко развиты в мезозое; в это же время образовывались кварц-полевошпатовые метасоматиты и метасоматические гранитоиды. Можно, следовательно, предполагать, что в каждую геологическую эпоху, во всяком случае с протерозоя, имело место становление практически всех известных формаций метасоматитов, но их относительная распространенность была для каждой эпохи различной. Кроме того, как отмечено Н. И. Наконником для вторичных кварцитов [194], М. М. Василевским для пропилитов [45], В. А. Рудником, Г. М. Беляевым и В. М. Терентьевым для кварц-полевошпатовых метасоматитов [250] и Д. В. Рундквистом для всех типов околорудных метасоматитов [255], однотипные, но образовавшиеся в разное время метасоматические формации обнаруживают вполне определенные качественные отличия и в минеральном составе, и в обстановке формирования, и в парагенетических связях с магматитами и метаморфитами. Направленность изменения внутри какой-либо одной формации повторяет общую направленность временной эволюции метасоматитов вообще, а для все более молодых эпох характерно преобладание все менее глубоких их фаций и парагенезисов. Таким образом, имеет место двойственный характер эволюции метасоматических процессов: ее направленность сочетается с явлениями унаследованности каждым последующим циклом многих черт предыдущего.

Все отмеченные особенности естественно обнаруживаются при рассмотрении последовательности метасоматических процессов в пределах какого-либо конкретного региона. Например, по данным Г. М. Беляева, в пределах Алданского щита в архее и протерозое проявились шесть этапов метасоматизма (см. табл. 3 в разделе «О цикличности проявления метасоматических. . .»). Их совокупность в целом была направленной и необратимой, но каждый последующий этап наследовал черты предыдущего в особенностях и петрографических, и минералогических, и металлогенических.

Подобно любым другим геологическим процессам, метасоматическим свойствен циклически-волновой характер. С физико-химической точки зрения это выражается в волнообразном изменении во времени кислотности — щелочности метасоматизирующих растворов со сменой ранней щелочной стадии кислотной, а затем стадией понижающейся кислотности или поздней щелочной и стадией остаточных нейтральных растворов [95, 142]. С историко-геологической точки зрения существенно также, что для совокупностей генетически связанных между собой в метасоматическом цикле событий проявлена волнообразная прогрессивно-регрессивная направленность, позволяющая выделять в цикле раннюю, прогрессивную, и позднюю, регрессивную, стадии.

Прогрессивная стадия совершается в условиях максимально высоких для метасоматического цикла температур в связи с собственно магматическими (предваряя магмообразование или сочетаясь с кристаллизацией магматических расплавов) или ультраметаморфическими (ультраметасоматическими) процессами. Соответственно стадия может быть определена как доагматическая, синмагматическая, синультраметаморфическая, синультраметасоматическая.

С прогрессивной стадией связано формирование метасоматических и палингено-метасоматических гранитоидов и метасоматитов, образующихся на контакте с кристаллизующимся интрузивом¹ (некоторые магнезиальные скарны,

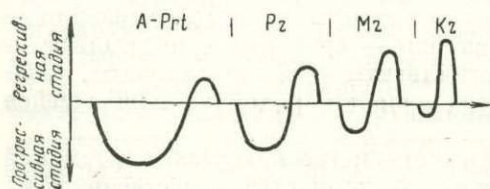


Рис. 1. Общий характер прогрессивно-регрессивной метасоматической циклическости в истории развития земной коры

фениты). К этой же стадии несколько условно отнесены процессы аутометасоматического характера, следующие непосредственно за процессами кристаллизации магматитов. Характерными особенностями указанных метасоматитов являются повышенная энергоемкость слагающих их минеральных агрегатов, большая мощность внутренних зон колонок по сравнению с внешними, обеднение их рудным веществом по сравнению с эдуктом [128, 216].

Регрессивная стадия совершается в условиях падения температур и относительного затухания метасоматического цикла. В эту стадию часто возникают зональные метасоматиты, в которых, как правило, максимальную мощность имеют внешние зоны. Кроме того, в них обычно имеет место накопление рудных элементов (главным образом редких). Геологически смена ранней стадии поздней фиксируется иногда внедрением сопутствующих главной фазе магматизма даек (для гранитоидных формаций это так называемые послегранитовые дайки, или дайки второго этапа).

Рассматривая прогрессивно-регрессивную циклическость метасоматизма в эволюционном плане, необходимо отметить, что соотношение стадий внутри цикла зависит от времени его проявления. Для наиболее древних геологических эпох типично преобладание циклов с четко выраженной прогрессивной частью и редуцированной регрессивной. В более молодые эпохи большое значение начинают играть процессы регрессивной стадии, а относительная роль процессов прогрессивной стадии уменьшается (рис. 1), что является еще одним выражением направленности изменения характера метасоматизма во времени.

¹ Соответствуют метасоматитам магматической стадии, по Д. С. Коржинскому [142], В. А. Жарикову и Б. И. Омеляненко [95].

Таким образом, самый общий анализ эволюции метасоматических процессов приводит к следующим выводам:

1. Во все геологические эпохи метасоматические процессы совершались широко с образованием в целом однотипного набора метасоматических формаций (принцип унаследованности метасоматических процессов).

2. Каждой геологической эпохе соответствовали свои наиболее широко представленные типы метасоматических формаций, свои качественные особенности отдельных формаций и свои количественные соотношения в проявлении разнотипного метасоматизма. В более молодые эпохи возрастала относительная роль малоглубинных формаций и фаций метасоматитов, последовательно редуцировались ранние прогрессивные части метасоматических циклов и увеличивалась роль регрессивных частей последних (принцип направленности и цикличности метасоматических процессов).

Метасоматизм и геологическое пространство

Очевидные достижения в изучении метасоматитов, прогресс в геотектоническом районировании и в учении о геологических формациях позволяют подойти к определению количественных и качественных отличий метасоматических процессов в разных типах геологического пространства. Появились публикации, среди которых особо отметим работу Г. М. Заридзе [107], анализирующую метасоматические явления в связи с особенностями тектонической обстановки и формационным типом пород, характерных для области проявления метасоматизма. Таким образом, существуют предпосылки для геологоструктурной типизации и классификации метасоматитов.

Фанерозойские складчатые области. Развитие подобных областей осуществлялось многостадийно и циклически. Принято говорить о тектоно-магматических циклах их формирования, состоящих из нескольких стадий, или этапов, каждый из которых характеризуется определенным тектоническим режимом, типом магматизма и седиментогенеза. С каждым этапом связаны и свои метасоматические и метаморфические процессы. Как предположили, В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко [95], тектоно-магматическому этапу соответствует законченный цикл гидротермальной деятельности. Если принять во внимание масштабность проявления метасоматических и метаморфических процессов в складчатых областях, а также положение о метасоматизме и метаморфизме как особых геологических явлениях, то понятие «тектоно-магматический цикл» становится недостаточным и подобного рода циклы и этапы должны быть определены еще и как метасоматические и метаморфические. В связи с этим целесообразно воспользоваться соображениями Г. Л. Поспелова [236], который все участвующие в геологических процессах подвижные среды (расплавы, флюиды, растворы, рассолы и т. д.) предлагает называть «флюидитами». Соответственно циклы и этапы формирования складчатых областей, в ходе которых подобного рода среды играют значительную роль, могут быть названы **тектоно-флюидитными**¹. Выделение тектоно-флюидитных, а не тектоно-магматических циклов и этапов соответствует представлениям многих специалистов

¹ Предлагаая новый термин, мы отдаем себе отчет в большой терминологической перегруженности геологической науки. Тем не менее емкость нового термина, его универсальность и возможность применения в отношении комплексов процессов, практически или полностью амагматичных (некоторые области автономной активизации [313], его большее соответствие современным представлениям о происхождении рудоносных эманаций оправдывают его применение.

о тесной взаимосвязи магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Г. М. Заридзе, например, пишет о так называемых эндогенных формациях складчатых областей, включающих в свой состав природные ассоциации магматических, метаморфических и метасоматических пород [107].

Поскольку тектоно-флюидитные этапы в истории складчатых областей проявляются неоднократно, имеет место пространственное совмещение формирующихся на различных этапах геологических образований. В частности, могут совмещаться разноэтапные магматические формации и продукты разноэтапных метаморфических и метасоматических процессов. Принято, что характеристика тех или иных метасоматитов дается в связи со становлением той или иной конкретной геологической (а чаще магматической) формации (В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко, Г. М. Заридзе, Д. В. Рундквист и др.). Поэтому имеет смысл различать автоформационный и аллоформационный метасоматизм. Автоформационный метасоматизм представляет собой комплекс метасоматических преобразований, связанных с тем же тектоно-флюидитным этапом, на котором осуществляется становление и характеризуемой геологической (магматической) формации. Аллоформационный метасоматизм включает процессы, проявленные в породах формации, но обусловленные действием растворов, возникших уже на более позднем тектоно-флюидитном этапе. Например, в альпинотипных гипербазитах процессы ранней лизардитизации являются автоформационными, они сопровождают становление этих пород. Широко же проявленные в этих же породах процессы серпентинизации других типов, карбонатизации, лиственизации и некоторые другие относятся к аллоформационным. Их вызвали растворы, генерированные уже в последующие тектоно-флюидитные этапы.

Энсиматические (фемические, эвгеосинклиналиные) области предположительно образовались на фундаменте существенно ультраосновного и основного состава при высоком стоянии поверхности М [150]. На ранних тектоно-флюидитных этапах в условиях преобладающего прогибания в них накапливались мощные толщи подводных вулканитов среднего и основного состава и внедрялись интрузивные массивы ультраосновных и основных пород. В последующие этапы на фоне преобладающего поднятия формировались разнообразные гранитоиды и породы щелочного состава.

Метасоматические процессы имели широкое площадное (региональное и субрегиональное) развитие и были тесно связаны с магматизмом, метаморфизмом и, весьма вероятно, седиментогенезом. Особенности подобных связей выражались по-разному в разных участках поперечных разрезов складчатых областей [112, 128], что обуславливало поясное распределение метасоматических (или рудно-метасоматических) комплексов, соответствующее в типовом варианте четырехчленной латеральной петрографической зональности [128]: 1) офиолитовая зона (область развития дунит-гарцбургитовой, спилит-диабазовой, кератофир-спилит-диабазовой и других формаций); 2) порфирировая зона (область развития формаций базальтов и андезитов); 3) порфирировая зона (область развития формаций дацитов и липаритов); 4) существенно гранитоидная зона.

Указанным зонам соответствовали и определенные метасоматические комплексы: офиолитовой зоне — серпентиниты и зеленокаменные породы, порфирировой зоне — оксеталиты, порфирировой зоне — аргиллизиты и существенно гранитоидной зоне — грейзены и скарны. Однако зарождение дифференцированных по набору геологических формаций зон соответствовало только начальным этапам становления складчатых областей. Окончательное же их

оформление осуществлялось на всем протяжении тектоно-флюидитного цикла, обуславливалось той или иной степенью наложения зон друг на друга (обычно тыловых на передовые) и было обязательно многоступенчатым, а с генетической точки зрения полиформационным. Так, перерождение субмаринных ранне-этапных вулканических толщ начиналось уже на раннем тектоно-флюидитном этапе как автоформационное сивулканическое и заключалось в преобразованиях зеленокаменного типа (хлоритизация, окварцевание, серицитизация, сульфидизация). Имеются доказательства того, что при этом метасоматизм мог быть генетически связан с седиментацией вулканических продуктов. В результате подобных седиментационно-метасоматических процессов возникали (хотя бы частично) породы месторождений колчеданного типа [263, 266], а также железо-марганцевые и полиметаллические руды и вмещающие их породы в месторождениях атасуйского типа [316]. В ранние этапы начинались и процессы преобразования ультрабазитов. Однако наиболее широко метасоматизм проявлялся как аллоформационный в последующие этапы тектоно-флюидитного цикла сначала в связи с метаморфизмом зеленосланцевой фации, а затем в генетической и парагенетической взаимозависимости с гранитоидным магматизмом. В результате вулканы и интрузии раннего этапа преобразовались в породы типа зеленых сланцев, в серпентиниты, листвиниты, талькиты и т. д., которые в совокупности и образовывали метасоматические пояса офиолитовой зоны.

Особенности проявления метасоматических процессов по латерали складчатых областей сочетались с особенностями, определяемыми глубиной таких процессов. Целесообразно поэтому в самых общих чертах проследить характерные черты метасоматизма на разных глубинных уровнях. Наилучшим образом они изучены для метасоматитов, генетически или парагенетически связанных с гранитоидным магматизмом (табл. 1, рис. 2).

Метасоматизм в наиболее глубинных зонах складчатых областей проявлялся как доагматический и частично синмагматический и синультраметаморфический прогрессивной стадии. Он обуславливал образование метасоматических гранитоидов и тем самым подготавливал формирование коровых очагов гранитной магмы. В случае автохтонного пути развития (в условиях относительно закрытой системы) могла происходить лишь перекристаллизация субстрата и появление пегматоидных образований. В регрессивную стадию и в особенности в условиях смены тектонического режима (появление участков анизотропии сжатия) возникали линейные зоны локализации метасоматических диафторитов, скарноидов и некоторых других пород.

Перемещение гранитоидных магм в инородную среду и локализация их в абиссальных условиях сопровождалась аутометасоматизмом прогрессивной

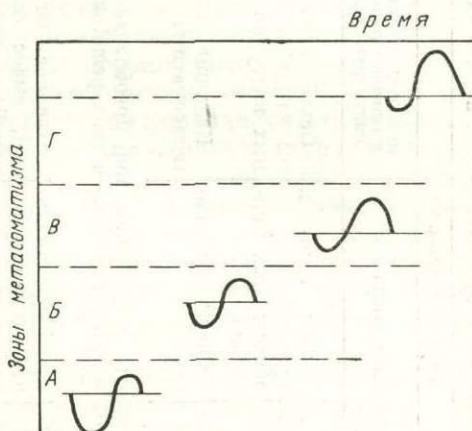


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая особенности проявления прогрессивно-регрессивных циклов метасоматических процессов в складчатой области.

Зоны метасоматизма: А — абиссального доагматического, Б — абиссального сининтрузивного, В — гиабиссального сининтрузивного, Г — сивулканического

Особенности проявления метасоматизма, связанного с гранитоидным магматизмом

Стадия	Основные показатели	Типы метасоматизма				
		абиссальный доагматический	абиссальный сининтрузивный		приповерхностный и гипабиссальный сининтрузивный	синвулканический
Прогрессивная	Структурный контроль	Крупные блоки земной коры	Внутренние и апикальные части абиссальных интрузий	Зоны экзо- и эндоконтактов абиссальных интрузий	Ослабленные зоны гипабиссальных интрузий	Вулканические аппараты
	Основные типы метасоматитов	Регионально гранитизированные породы	Автометасоматиты, апограниты	Скарновые породы	Калишпатовые метасоматиты	Вторичные кварциты безрудные
	Зональность и термодинамические особенности	Последовательное увеличение мощности внутренних зон, преобладание в них эндотермических реакций, возрастание суммарной энергии кристаллических решеток минералов				
	Поведение петрогенных и аксессуарных элементов	Привнос кремния и щелочей, вынос оснований, а также рудных элементов-примесей из внутренних зон	Дифференциальная подвижность, определяющаяся составом исходных пород		Привнос щелочей, вынос оснований и рудных элементов	Вынос оснований, щелочей и рудных элементов
	Рудная минерализация	В зонах максимальной переработки отсутствует; во внешних зонах незначительная концентрация редких элементов и существенное накопление рудных петрогенных (Al, Fe и др.)				
Регрессивная	Структурный контроль	Зоны разломов	Выступы массивов, ослабленные зоны	Контактные зоны	Трещинные зоны	Трещинные зоны
	Основные типы метасоматитов	Скарноиды, пегматоиды	Грейзены	Скарны	Оксеталиты	Аргиллизиты, рудоносные вторичные кварциты
	Зональность и термодинамические особенности	Последовательное увеличение мощности внешних зон, преобладание экзотермических реакций, уменьшение суммарной энергии кристаллических решеток минералов				
	Поведение петрогенных и аксессуарных элементов	Дифференциальная подвижность компонентов, концентрация рудных элементов во внутренних зонах метасоматических залежей				
	Рудная минерализация	Ta, Nb, U, Th, (Fe, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Zn)	Ta, Nb, Be, Sn, W, Mo	Mo, W, Cu, Sn, Pb, Zn, Au	Au, Mo, Cu, Sn, Pb, Zn	Au, Ag, As, Sb, Hg, S, Fe, U

стадии, а также контактовым и постмагматическим метасоматизмом регрессивной стадии. Размещение продуктов аутометасоматизма контролировалось ослабленными зонами и структурными элементами интрузивов, характеризовалось зональностью, обычной для прогрессивной стадии, привнесом щелочей и кремнезема, преобладающим выносом и рассеянием рудного вещества. В регрессивную стадию происходило формирование апогранитов и скарнов, отчасти грейзенов, контролирующихся структурными элементами массивов и трещинными зонами. Вынос щелочей и привнос кислотных радикалов являлись определяющим фактором химизма стадии, так же как и концентрация рудного вещества в завершающие периоды процесса.

Метасоматизм, связанный со становлением гипабиссальных интрузий, в отношении характера продуктов прогрессивной стадии был близок к вышеописанному, однако заметно редуцирован и ограничивался возникновением полей и зональных тел в основном полевошпатовых метасоматитов. Зато постинтрузивный метасоматизм регрессивной стадии проявлялся исключительно широко и концентрировано. Контролируясь трещинными структурами и зонами контактов, он приводил к формированию обширной гаммы околотрещинных метасоматитов (оксеталитов), а также зон контактового выщелачивания и реже скарнов. Ему была свойственна стандартная схема метасоматической зональности с обогащением внешних зон энергоемкими компонентами, сложная дифференциальная подвижность последних с выносом во внешние зоны оснований и с обогащением в поздние периоды внутренних зон рудным веществом (цветные металлы, золото и др.).

Метасоматизм в приповерхностных условиях контролировался вулканическими аппаратами, проявляясь в форме выщелачивания (вторичные кварциты, пропициты). Зональность его продуктов, обычная для прогрессивных стадий, осложнялась непостоянством условий субаэральной зоны, преобладал вынос щелочей и оснований из зон максимальной переработки. Продукты регрессивной стадии контролируются либо трещинными структурами, когда характерно последовательное возрастание мощности внешних зон (околожильная аргиллизация), либо положением уровня грунтовых вод и дневной поверхности (сульфатарная аргиллизация). В завершающий период процесса возникала разнообразная рудная минерализация с привнесом в центральные зоны и рассеянием во внешних зонах рудного вещества.

Происхождение метасоматизирующих растворов в складчатых областях разнообразное. Учитывая наличие тектоногенов, по которым поступало мантийное вещество, следует предполагать для их части подкоровую природу. Вероятно также метаморфогенное и магматогенное их происхождение. В метасоматически-седиментационных процессах участвовали поверхностные воды.

Таким образом, широкая региональная проявленность, поясовое распределение и многообразие типов метасоматитов, многообразие типов их генетических и парагенетических связей с другими геологическими образованиями (магматическими, метаморфическими, осадочными) — вот характернейшие особенности метасоматизма рассмотренных геоструктурных областей, заметно отличающие последние от областей другого типа.

Древние платформы. Метасоматические процессы на древних платформах проявлялись локально. Они всегда были аутоформационными и обуславливались магматическими процессами становления платформенных интрузивных комплексов (формации трапсовая, нефелин-сиенитовая, ультраосновных щелочных пород и т. п.). Реализовались они только внутри интрузивных массивов (разнообразные щелочные, магнезиальные, щелочно-магнезиальные,

кальциевые и другие метасоматиты) и в относительно узких зонах их экзоконтактов (фениты, магнезиальные и известковые скарны). Тектоно-флюидитная цикличность в истории существования платформы также имела несколько иной характер, чем в истории формирования складчатых областей. Если в последних тектоно-флюидитные этапы неоднократно, практически непрерывно, сменяли друг друга в ходе тектоно-флюидитного цикла, то на платформах имело место чередование периодов амагматических (и афлюидитных вообще) с периодами активизации магматической деятельности. Проявляющийся при этом флюидитный цикл был обычно моноэтапным, наблюдаемая же стадийность отражала только последовательность и стадийность формирования какой-либо одной платформенной магматической формации. Отсутствовала также зональность в размещении рудно-метасоматических комплексов.

Метасоматические преобразования относительно широко проявлены лишь в крупных дифференцированных и сложных по составу массивах. Образование таких массивов обычно процесс стадийный — эволюционный или эволюционно-дискретный. Каждой стадии (фазе) магматического цикла мог соответствовать свой характерный комплекс метасоматических процессов. Соответственно и образование метасоматитов имело сложный многостадийный эволюционный или эволюционно-дискретный характер. Однако между отдельными периодами метасоматической активности имелась определенная геологическая и физико-химическая преемственность, что позволяет объединять их в единый метасоматический цикл, как это, например, сделали В. А. Жариков и Б. И. Омеляненко для формации ультраосновных щелочных пород [95].

К метасоматитам платформенных комплексов не всегда применимо традиционное деление на две группы: магматические и постмагматические. В целом ряде случаев метасоматические процессы, будучи постмагматическими по отношению к ранним членам магматической серии, являются доамагматическими или синмагматическими по отношению к более поздним членам такой серии. Это особенно характерно для метасоматитов из карбонатитовых массивов.

Еще одной особенностью метасоматизма в платформенных комплексах является его высокотемпературность. Так, по данным Е. Н. Булгаковой [1], температуры образования магнезиальных раннестадийных метасоматитов в массивах трапповой формации достигали $800-850^{\circ}\text{C}$. Для метасоматитов щелочно-ультраосновной формации (стадия нефелинизации) вероятны температуры формирования, превышающие 1000°C , а более поздние метасоматиты (стадия карбонатизации) возникали при температурах выше 500 и даже 600°C .

Высокие температуры процессов частично поддерживались, а локально повышались за счет тепла метасоматических реакций (в своем большинстве экзотермических). Все это в условиях насыщенности среды летучими компонентами создавало благоприятную обстановку для перехода метасоматических процессов в ультраметасоматические или метамагматические¹. Сочетание метасоматизма с метамагматизмом — это еще одна особенность его проявления в условиях платформы.

Щиты и фундаменты древних платформ. Метасоматизм совершался здесь также специфично, в особо тесной связи с метаморфизмом, что обуславливало значительное площадное (региональное) распространение метасоматитов. Процессы замещения проявлялись в двух качественных формах.

1. Они являлись составной частью процессов регионального метаморфизма. Последний, будучи изохимическим в пределах крупных участков земной коры,

¹ Термин предложен Д. С. Коржинским

реализовался в локальных зонах по метасоматической схеме с привнесом-выносом вещества. Массообмен, естественно, имел место только внутри области метаморфизма.

2. Они были связаны с поступлением в область преобразования пород вещества извне. Такое вещество, как предполагается, могло транспортироваться из подкоровых глубин вместе с так называемыми интрателлурическими растворами, сопряженными хотя бы частично с массовым поступлением из глубин земли основных и ультраосновных магматитов. Вероятно также перемещение его из других областей коры. Отсюда можно сделать вывод о полигенной природе метасоматизирующих растворов, частично подкоровых или привнесенных с подкоровым веществом, частично коровых (метаморфогенных). Особый тепловой режим докембрия и интенсивность процессов дифференциации и дегазации мантийного субстрата обуславливали широкое развитие подобного типа метасоматизма, сопряженного обычно с ультраметаморфизмом и палингенезом. Результатом являлось формирование метасоматических и палингенно-метасоматических гранитоидов. Процессы имели четко выраженный прогрессивный характер и сочетались с частичным плавлением преобразованных пород, что позволяет относить их к доагматическим и частично синмагматическим. Метасоматизм регрессивной стадии был относительно менее широко проявлен, в его ходе возникали разнообразные кварц-полевошпатовые метасоматиты.

В самом первом и грубом приближении в пределах щитов могут быть выделены три типа областей, особенности которых определяли различное проявление в них метасоматических процессов.

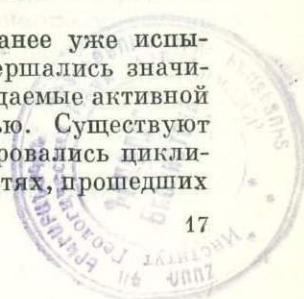
1. Наложенные вулканические прогибы, или зеленокаменные пояса. Эти области в какой-то мере близки к эвгеосинклиналям. Они характеризуются преобладанием толщ метаморфизованных и метасоматизированных средних, основных и ультраосновных вулканических и плутонических пород, преобразованных метасоматическими и метаморфическими процессами в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

1270
Метасоматические процессы здесь были примерно того же типа, что и в фанерозойских эвгеосинклиналях. Частично они являлись автоформационными синвулканическими, а большей частью — аллоформационными, связанными с метаморфизмом и внедрением гранитоидов. В результате формировались породы типа офиолитов. Определенное значение имели и автоформационные сининтрузивные процессы, парагенетически связанные с гранитоидами.

2. Гранито-гнейсовые купола и гнейсовые валы. Это области, в которых метасоматизм проявился в основном в процессе гранитизации (аллоформационный доагматический метасоматизм), сочетавшийся с метаморфизмом амфиболитовой фации.

3. Сложные полиформационные комплексы, относящиеся по степени метаморфизма к гранулитовой фации. Метасоматические образования здесь также достаточно разнообразны. Характерны, в частности, породы типа магнетитовых скарнов, нередко флогопитовые (флогопитовые месторождения алданского типа), людвигитовые, магнетитовые и некоторые другие метасоматиты.

Области активизации. В пределах подобных структур, ранее уже испытавших складчатость, ороению и платформенный режим, совершались значительные глыбовые и складчато-глыбовые дислокации, сопровождаемые активной флюидитной (магматической, гидротермальной) деятельностью. Существуют различные типы подобных областей. Некоторые из них формировались циклически. Метасоматические процессы широко проявлялись в областях, прошедших



так называемую первую стадию, по А. Д. Щеглову [313], выражающуюся в возникновении пологих прогибов, выполненных вулканогенно-осадочными толщами, интенсивности глыбовых движений, формировании трещинных интрузий основного, щелочного и кислого состава, тесно связанных с наземным вулканизмом. Специфика метасоматизма в подобных областях заключалась в локальной или субрегиональной проявленности, структурном контроле со стороны малых интрузий и вулканических образований, преимущественно регрессивной направленности. Сининтрузивный автометасоматический и контактовый метасоматизм приводил к формированию калишпатовых метасоматитов, апогранитов и контактовых грейзеноподобных пород. Синвулканический метасоматизм обуславливал возникновение локальных полей сольфатарной аргиллизации, обычно лишенных признаков рудной минерализации.

В процессах сининтрузивного околотрещинного метасоматизма рождались зональные тела метасоматитов с разнообразной рудной минерализацией. В высокотемпературных условиях и в связи с ультракислыми гранитоидами это были грейзеноподобные породы и грейзены с редкометальной минерализацией; в среднетемпературных условиях и особенно в связи с умеренно кислыми гранитоидами это были породы типа березитов, лиственитов, турмалинитов и гидрослюдитов — оксепалиты с золото-молибденовой, реже полиметаллической минерализацией; в низкотемпературных условиях и особенно в связи с субщелочными гранитоидами и эффузивами — это были линейные тела аргиллизитов с редкометальной, флюоритовой, золото-серебряной и сурьмянотутной минерализацией.

Одним из особых типов областей активизации являются вулканогенные пояса (вулканогены). Они представляют собой системы прогибов, возникающих уже после становления складчатых областей при глубинных разломах типа краевых швов. Их особенностью является исключительно мощная проявленность наземного вулканизма преимущественно среднего и кислого состава (формации андезитовая, липаритовая и др.). Характерна также тесная связь эффузивного и интрузивного магматизма, что определяет широкое развитие вулканоплутонических формаций кислого ряда.

Образование поясов связывается с процессами, обуславливающими заложение и функционирование коровых очагов, дававших расплавы, способные легко достигать поверхности. Метасоматические процессы проявлялись широко, приводя к возникновению регионально развитых разнообразных аповулканических метасоматитов (пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты). Метасоматизм относился к автоформационному типу. Вулканы изменялись растворами, сопровождавшими вулканогенный и приповерхностный интрузивный магматизм. Синвулканический и сининтрузивный типы метасоматизма проявляются сопряженно и их затруднительно отграничить друг от друга.

Области современного вулканизма. Они представляют собой особый интерес, поскольку метасоматические процессы в них совершаются практически на виду у исследователя. В своем большинстве области характеризуются обильным базальтово-андезитовым вулканизмом. Метасоматизм здесь преимущественно автоформационного типа, синвулканический, приводящий к формированию вторичных кварцитов, пропилитов, аргиллизитов, а также весьма характерных опалитов и адуляритов. При изучении метасоматизма подобного рода областей удалось установить следующие факты, имеющие значение и для понимания близкого типа процессов в более древние эпохи:

1. Связь метасоматизирующих растворов с наблюдаемыми вулканическими постройками в основном парагенетическая, а не прямая.

2. Поступления метасоматизирующих растворов в область их разгрузки имеют пульсационный прерывистый характер.

3. В составе таких растворов широко участвуют поверхностные воды.

Зоны гипергенеза. Говоря о метасоматизме в различных типах геологического пространства, отметим, что в последнее время больше внимания уделяется одной интереснейшей области — области действия гипергенных процессов. Исторически сложилось так, что учение о метасоматизме ограничивало свои рамки анализом явлений, определяемых эндогенными факторами, хотя и ранее отмечалось [7], что термин «метасоматоз» применяется к эндогенным и гипергенным процессам. В настоящее время становится очевидной искусственность такого ограничения. Выше уже говорилось о широком участии вадозовых вод в гидротермальном пороодо- и рудообразовании. Соответственно можно предполагать существование промежуточных эндогенно-экзогенных явлений и отсутствие каких-то резких природных границ между глубинными и поверхностными типами петро- и рудогенеза, хотя нельзя и забывать о несомненных различиях между ними.

Сейчас накопилось достаточно данных, свидетельствующих о том, что многие явления в зоне гипергенеза по своему механизму являются типично метасоматическими. Такова, например, часть процессов корообразования вообще и бокситообразования в частности. Впервые на метасоматическую природу бокситов указал Ю. К. Горецкий. Сравнительно недавними исследованиями Б. М. Михайлова, В. А. Броневого и др. показано, что формирование бокситов связано с процессами замещения. Продукты такого замещения обладают достаточно четко выраженными признаками, свойственными метасоматитам¹: сохранением текстурно-структурного рисунка исходной породы в заместившем ее агрегате, т. е. формированием новообразования с привнесом и выносом вещества в соответствии с «законом Линдгрена», зональным распределением продуктов замещения с развитием одних зон по другим.

Приведенная самая общая характеристика метасоматических процессов в различных геолого-структурных областях земной коры позволяет сделать следующие выводы.

1. Метасоматические процессы по-разному проявляются в различных геолого-структурных обстановках.

2. Эти различия выражаются в особенностях связей метасоматизма с другими геологическими явлениями в рамках того или иного тектоно-флюидитного этапа, в разной степени проявленности тех или иных типов метасоматизма, в разной природе метасоматизирующих агентов.

3. В складчатых областях энсиматического типа метасоматизм обусловлен тесным взаимодействием образований, которые считаются по природе коровыми, и образований, являющихся мантийными продуктами. Здесь можно предполагать наличие сближенности активизированных участков коры и мантии и соответственно определять тектоно-флюидитные циклы в них как корово-мантийные. Платформенные же тектоно-флюидитные циклы являются по своей природе мантийными, а подобные циклы в областях активизации и в энсиалических складчатых областях — преимущественно коровыми. Такие особенности определяют многие специфические черты метасоматизма, в частности соотношение его аллоформационных и автоформационных типов.

Историко-геологическое направление в учении о метасоматизме развивается. Однако это развитие следует пока характеризовать лишь как начальное.

¹ См. далее раздел «Метасоматизм в зоне гипергенеза».

Для быстрейшего прогресса направления необходима еще более тесная увязка специальных исследований с собственно геологическими, петрографическими, металлогеническими работами. Правомерна постановка вопроса о специальном геологическом картировании метасоматитов и составлении региональных и более общих карт распространения различных метасоматических формаций. Целесообразно значительно больше внимания уделять физиографии, петрографии и минералогии метасоматитов с целью выявления их типоморфных особенностей в зависимости от пространственных и временных характеристик. Необходимо шире использовать данные, получаемые литологами при изучении корообразования — явления, имеющего в большой мере метасоматическую природу. По-прежнему остается важной проблема формаций и фаций метасоматических пород.

В настоящее время в геологии намечается серьезная переоценка и многих сложившихся представлений на базе так называемой глобальной тектоники. Такая переоценка может оказать влияние на учение о метасоматизме, позволив по-новому подойти к решению многих его проблем, в частности к проблемам цикличности и периодичности, связи с тектоническими структурами, источников растворов и рудного вещества, может увязать выявленные пространственно-временные закономерности формирования метасоматитов с общими эволюционными закономерностями образования и преобразования земной коры.

Метасоматические процессы в геосинклинальном цикле

Зависимость эндогенных процессов (магматических — эффузивных и интрузивных, метаморфических, метасоматических, рудно-минерализационных) от геологического развития области сомнений не вызывает. Они протекают в определенной последовательности. В установлении общих закономерностей магматических процессов в связи с геологической историей определенной структурной единицы земной коры сделано достаточно много. Анализ же метасоматизма в этом плане уделяется мало внимания.

Нами разработана классификация эндогенных формаций орогенных областей, представляющая собой обобщенную схему последовательно-стадийного становления различных формаций горных пород в связи с непрерывно-прерывистым развитием геосинклинальной системы — от ее зарождения до образования относительно равновесной в тектоническом и магматическо-метаморфическом отношениях горноскладчатой области [107]. В результате появилась возможность познания этих формаций не только как геологических тел с определенным набором ассоциирующих друг с другом горных пород, но и как продуктов развития (преобразования) предшествующих формаций.

Рассматривая в этом аспекте развитие эндогенных процессов, можно отметить, что в вулканогенных геосинклиналиях, зарождающихся в результате интенсивного осадконакопления и вулканизма (осадочно-толеит-базальтовых формаций, а также более поздней дунит-перидотитовой формации ранней стадии становления геоантиклинали), формируются зеленокаменные формации. Одновременно за счет дунит-перидотитовой формации образуется гипербазитовая формация. Эти процессы (спилитизация, серпентинизация и др.) протекают метасоматическим путем.

По вопросу о метасоматическом возникновении серпентинитов особых

разногласий нет. Что касается спилитов и сопряженных с ними кератофинов, то мы разделяем представление об их метасоматическом происхождении. Мнение об образовании их непосредственно из излившейся магмы соответствующего состава не выдерживает критики. Это видно из того, что стекло в некоторых спилитах имеет основной состав; со спилитами во многих областях их распространения ассоциируют нормальные известково-щелочные породы — диабазы, порфириты, толеит-базальты, андезиты и др., что нередко наблюдается в одном и том же лавовом теле; в одном и том же шлифе спилита нередко содержатся наряду с полностью альбитизированным плагиоклазом (альбитом) в различной степени альбитизированные плагиоклазы исходных пород [107].

Представление о непрерывно протекавших реакциях между выкристаллизовавшимся из излившейся магмы плагиоклазом и расплавом в условиях свободной диффузии в сторону уменьшения анортитовой составляющей является мало вероятным ввиду быстрого остывания излившейся на дно моря магмы, исключавшего химические реакции между выделившимися кристаллами и расплавом. Кроме того, при интрателлурической кристаллизации того или иного минерала в условиях быстрого движения расплава к поверхности земли трудно представить химические реакции между минералом и тем же расплавом. Для подобных реакций необходимо допустить существенные изменения состава расплава.

Гипотеза трансвапоризации для объяснения генезиса спилитов является несостоятельной [145] на том основании, что исходные вулканы претерпевают не только альбитизацию содержащегося в них основного плагиоклаза, но и окварцевание, калишпатизацию и др. Против трансвапоризации свидетельствует также наличие субвулканических (дайковых) спилитов, развитие спилитов обычно в нижних частях вулканогенных толщ. Трансвапоризацию исключает также факт отсутствия спилитов в вулканитах, образующихся на дне современных океанов.

Образование спилитов в результате развития преимущественно натриевого метасоматоза, имеющего местами неравномерный характер и проявляющегося избирательно после прекращения вулканизма, подтверждается следующими наблюдениями: в одном и том же покрове, в пачке пирокластолитов и даже в шлифе встречаются наряду с целиком альбитизированными исходными плагиоклазами (альбитами) в разной степени альбитизированные и совершенно неальбитизированные основные плагиоклазы. Стекловатый базис породы почти всегда хлоритизирован с выделением рудного минерала. При развитии кремниевого метасоматоза хлоритизированная основная масса подвергается окварцеванию в слабой степени. Содержащийся в породах моноклинный пироксен, представленный чаще авгитом, нередко сохраняется свежим или замещается амфиболом и хлоритом непосредственно или после амфиболитизации. Бывают случаи возникновения биотита за счет роговой обманки.

Одним из наиболее типичных проявлений связи оруденения с магматизмом, как известно, является связь медноколчеданного оруденения со спилит-кератофирами (зеленокаменной формацией). Существует мнение, согласно которому в период формирования эффузивно-осадочной толщи происходили неоднократные выделения на морском дне интра- и послевулканических рудных эксгалаций, приведшие к образованию самостоятельных рудных залежей, отвечающих последовательности вулканической деятельности. Для подтверждения этой гипотезы привлекаются соотношения даек с рудными телами, отсутствие признаков метасоматического рудообразования и сколько-нибудь заметного изменения кровли, а также наличие обломков (галек) массивных колчеданных руд в верудных туфах [267].

На Северо-Кавказском колчеданном месторождении дайки (субвулканические диабазы, диабаз-порфиры и др.), составляющие единую с зеленокаменными породами формацию, обычно в той или иной степени подвергнуты сульфидной минерализации. В дайках же (кварцевые порфиры, гранит-порфиры), секущих руду, сульфидная минерализация отсутствует. Эти дайки образовались в результате дальнейшего воздействия на те же субвулканические породы наложенных минерализационных процессов, в которых ведущую роль играл уже кремнево-калиевый метасоматоз, связанный с герцинскими гранитоидами. Последний процесс, являвшийся послерудным стерильным процессом, вызывал как бы десульфидизацию породы, если она в предыдущую стадию была частично сульфидизирована. Следует отметить, что сближение во времени метасоматического рудоотложения и процесса калиевого метасоматоза нами отмечалось на Ктитбердинском вольфрам-вольфрамовом и на Тырнаузском вольфрам-молибденовом месторождениях на Северном Кавказе.

Что касается обломков массивных колчеданных руд в надрудных туфах, наблюдаемых в районах развития колчеданных, а также полиметаллических месторождений (Северный Кавказ, Урал, Рудный Алтай и др.), то они образовались в результате избирательного рудного метасоматического изменения исходных пород (кварцевых альбитофинов, спилитов, серицит-хлоритовых сланцев, яшм и др.), минералов и фауны [114, 267, 317]. Наблюдается образование различных разновидностей руд — от бедных вкрапленных до массивных, в которых местами содержатся уцелевшие останцы замещенных пород.

В Канаде известны многочисленные полиметаллические, колчеданные и другие месторождения [339], которые многими специалистами считаются гидротермально-метасоматическими. Отмечается связь метасоматического рудоотложения с метасоматическим породообразованием.

О становлении медно-никелевого месторождения Садбери (провинция Онтарио, докембрийский щит) в связи с метасоматическим породообразованием говорят следующие данные. Верхний горизонт никеленосного интрузива представлен в основном микропегматитом, а нижний — норитом. В самой нижней части последнего имеются участки метасоматических кварцевых диоритов, постепенно переходящих в нориты. Никеленосный интрузив залегает согласно (мульдообразно) с вмещающей его осадочно-вулканогенной толщей. Оруденение (рудное тело) приурочено к лежащему боку кварцевых диоритов, включающих уцелевшие от диоритизации останцы исходной породы.

Одним из наиболее подробно охарактеризованных расслоенных интрузивов (этмолит) является Скаергаардский [342]. Считают, что он образовался в результате кристаллизационной дифференциации основной магмы с гравитационной сортировкой ранее выделившихся минералов. Содержащиеся в магме элементы распределялись с определенной закономерностью в различных дифференциатах. В частности, хром и никель сконцентрировались в наиболее ранних дифференциатах, медь и литий — в последующих, а молибден, цирконий, торий, лантан и рубидий — в самом позднем дифференциате (в кислотном гранофире). Закономерное (правда, с известными отклонениями) вертикальное распределение горных пород и элементов в Скаергаардском интрузиве можно с большим основанием объяснить метасоматической дифференциацией [107].

Дальнейший этап развития эндогенных процессов выражается в резком повышении температурного градиента и давления, обусловленных соответственно региональным притоком высокотемпературных растворов и интенсивными тектоническими напряжениями. Это вызывает преобразование пород гипербазитовой формации в более высокотемпературную дунит-пироксенит-

габбровую формацию, содержащую реликты осадочных пород. На этой же стадии, по-видимому, возникают регионально-метаморфизованные породы высокой ступени.

Следующий перелом фиксируется в образовании относительно низкотемпературных по сравнению с предыдущей формацией габбро-плагиогранитоидной и габбро-диорит-гранитоидной формаций. Они представляют собой результат проявления магматизма и следующих за ним метаморфических, метасоматических и рудно-минерализационных процессов. В этих формациях безусловно содержатся уцелевшие от предыдущих формаций реликтовые породы, в частности габбро.

Далее образуются формации, качественно совершенно отличные от всех предыдущих формаций, — формации гранодиорит-гранитового типа. Их становление происходит в относительно низкотемпературных условиях путем метасоматической гранитизации под воздействием калий- и кремнийсодержащих восходящих растворов, а также в результате внедрения магмы, образованной вследствие метасоматического анатексиса (магматическое замещение — магмообразование). И тем не менее калишпатовые граниты данных формаций все же содержат преобразованные реликты пород предыдущей формации. Одновременно происходит региональный регрессивный метаморфический процесс. Диафторез распространяется на все уцелевшие горные породы предыдущих формаций. Поэтому диафомовые формации хотя и являются качественно отличными, но включают и ранее образованные породы.

Разнообразие различных конкретных диафторитовых формаций зависит от структурно-петрографических особенностей субстрата и его однородности, а также от интенсивности метасоматизма и наложенного ретроградного метаморфического процесса. Следует отметить, что стадия складчатого гранитообразования и становления диафторитов является стадией отмирания вулканогенной геосинклинали (эвгеосинклинали) внутри геосинклинальной системы. В других частях последней, в частности в терригенной геосинклинали (миогеосинклинали), в это время продолжается интенсивное развитие, однако оно, как известно, идет по иному плану, чем в эвгеосинклиналях.

В орогенную стадию развития геосинклинальной системы, отвечающую времени формирования горноскладчатого сооружения, возникают формации малых интрузий и даек пестрого состава, нередко гранитоидных и образующихся в близких (но не аналогичных) с гранитоидами геосинклинальной стадии геоструктурных условиях. С этой стадией связаны обычно относительно слабые проявления кремний-щелочного метасоматоза и гидротермальные рудоминерализационные процессы.

После образования формаций малых интрузий тектонические процессы резко ослабевают (посторогенная стадия). Если вертикальные движения коры все же фиксируются, то они проявляются в грабенообразовании различного масштаба. На этой стадии осуществляется симатический (базальтовый) магматизм (финальный, по Г. Штилле). Однако резкое изменение земной коры, слагающей горноскладчатое сооружение, в сторону сиалического состава и значительное ее утолщение обуславливают резкие колебания характера финального вулканизма, нередко заканчивающегося толеит-базальтовыми излияниями с образованием базальт-андезит-дацит-липаритовой формации. В связи с этой стадией развития геосинклинальной системы и образования названной формации метасоматические и гидротермальные рудоминерализационные процессы проявляются обычно весьма слабо.

Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества¹

Учение о геологических формациях в сущности представляет собой науку о геологическом веществе, подобную геохимии, минералогии, петрографии. Поэтому в формационном анализе в полной мере может быть использована концепция об уровнях организации вещества [41, 80, 81, 127]. В последние годы эта концепция подробно разбиралась в многочисленных публикациях и с наибольшей полнотой в книге «Проблемы развития советской геологии» [241]. В применении к анализу метасоматических образований она рассмотрена в ограниченном числе работ [42, 43, 225, 227, 228, 256]. В работе В. И. Васильева, В. И. Драгунова, Д. В. Рундквиста [43] наиболее четко определяются понятия «парагенезис минералов» и «формация» с позиции концепции об уровнях организации вещества [стр. 84].

«Парагенезис минералов — природное тело, состоящее из элементов — мономинеральных тел (зерен, кристаллов минералов и т. д.), находящихся в однородных структурных отношениях».

«Формация — природное тело, состоящее из элементов — парагенезисов минералов (преимущественно монопородных тел), находящихся в однородных структурных отношениях».

Эти определения одинаково приложимы для любых классов геологических объектов породного и формационного уровней организации, а следовательно, и для метасоматических образований. В этой связи требуют специального разбора два вопроса: что является элементом метасоматической формации и что представляет собой ее структура?

Э л е м е н т ы м е т а с о м а т и ч е с к и х ф о р м а ц и й

Согласно приведенному определению элементами метасоматической формации должны быть метасоматические породы, которые часто отождествляются с метасоматитами.

Однако понятие «метасоматит» не отвечает представлению о парагенезисе новообразованных минералов, так как традиционно в него включается информация о реликтовых минералах исходной породы, о количественных соотношениях «первичного» и «вторичного» парагенезисов (предусматривается обязательное преобладание последнего), а в ряде случаев и о генетических представлениях исследователей. По существу к метасоматитам не относятся новообразованные минеральные парагенезисы, возникающие в ходе доминирующих процессов выщелачивания [142], парагенезисы, развивающиеся в полостях исходных пород, а вместе с ними и любые другие автоморфные агрегаты, для которых не доказана избирательность процессов замещения при образовании.

Вполне очевидно, что понятие «метасоматит», характеризующееся весьма высокой степенью сложности, может быть отнесено только к локально распространенным геологическим образованиям, не сопоставимым по масштабам проявления с горными породами, объединяемыми в осадочные, магматические и метаморфические формации. Также очевидно, что понятие «метасоматит» не отвечает и породному уровню организации вещества, а следовательно, с рассматриваемых позиций не может являться элементом формации.

В то же время достоверно установлено реальное существование в природе метасоматических образований регионального распространения и так называ-

¹ В разделе содержится ряд дискуссионных положений. — *Прим. ред.*

емых внешних (относительно околорудных) зон слабо проявленного изменения, охватывающих крупные блоки земной коры [95, 176, 226]. Более того, каждому геологу, изучающему петрографические шлифы, известно, что в абсолютном большинстве случаев в них устанавливается два минеральных парагенезиса: парагенезис первичных минералов, определяющий видовую принадлежность исходной породы, и парагенезис вторичных минералов, отличающийся от первого как по набору минеральных видов, так и по структуре. Количественные отношения между этими парагенезисами могут быть самыми разнообразными. Крайние случаи наличия одного первичного парагенезиса (неизменная порода) или одного вторичного (новообразованная порода) весьма редки.

В ходе геологической съемки мы абстрагируемся от вторичного парагенезиса и выделяем по первичному парагенезису объекты породного уровня — тела гранитов, диабазов, песчаников и т. п. Также правомерна другая задача — индивидуализация в пространстве породных тел, сложенных только вторичным парагенезисом.

Если для первичного парагенезиса в рассматриваемых задачах существуют общепринятые названия: исходная порода, протопорода, эдукт и др., то для вторичного парагенезиса можно предложить термин «эпигенетическая порода», или «эпипорода», строго отвечающий породному уровню организации вещества и отличающийся высокой степенью общности. Эпипорода определяется как статистически устойчивая ассоциация новообразованных минералов, взаимосвязанных общей структурой.

Тела, сложенные вторичными парагенезисами (эпипородами), располагающиеся в том же макрообъеме геологического пространства, что и тела исходных пород, могут быть названы метасоматическими в широком смысле этого слова. Они могут развиваться псевдоморфно, избирательно замещая конкретное тело исходных пород, или, видимо, чаще, автоморфно — по различным телам исходных пород.

Таким образом, эпипородные тела с позиции концепции об уровнях организации вещества выступают как единственно возможные элементы метасоматических формаций.

Систематика (выделение видов) и классификация эпипород, основанные на структурно-вещественных признаках, рассмотрены авторами в специальной работе [227]. Там же обосновывалось, что видовые названия эпипород и метасоматитов в принципе идентичны, так как в крайнем своем выражении (полное вытеснение «первичного» парагенезиса) оба понятия совпадают. Отмеченные признаки являются не только систематическими, но и ведущими диагностическими при региональном картировании эпипородных тел. Опыт такого картирования пока весьма ограничен. Для примера рассмотрим карту, составленную для одного из районов Казахстана.

К а р т и р о в а н и е э п и п о р о д н ы х т е л

На рис. 3 и 4 приведены схематизированные геологическая карта и соответствующая ей карта распространения эпипород.

Рассматриваемый район, охватывающий площадь около 25 тыс. км², представляет собой сложно построенное геологическое сооружение, по периферии которого обнажаются высокометаморфизованные толщи докембрийского фундамента и геосинклинально-складчатые образования кембрия и ордовика. В основном же распространены девонские осадочно-вулканогенные брахискладчатые толщи постинверсионных этапов развития, характеризующиеся ритмичным

чередованием пород от базальтового до липаритового состава. Они местами перекрыты фамен-каменноугольными красноцветными конгломератами, песчаниками и преобладающими известняками, выполняющими наложенные

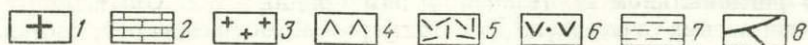
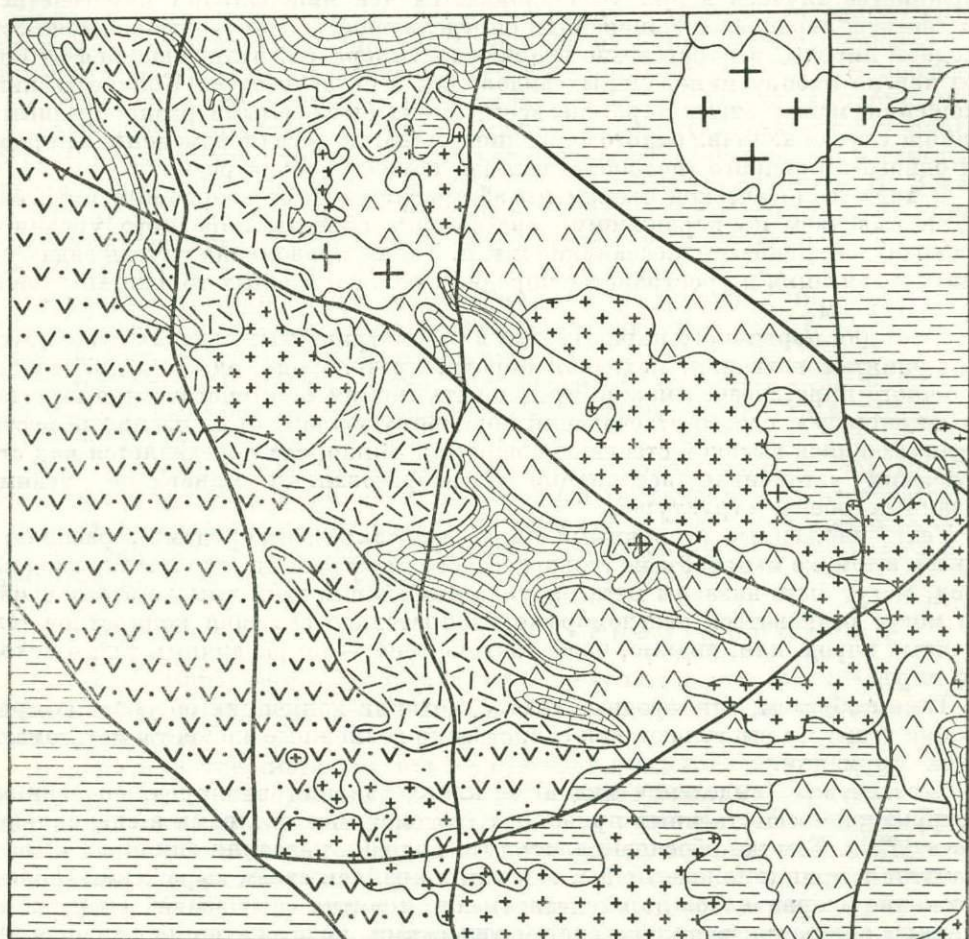


Рис. 3. Геологическая схема района распространения эпипород и метасоматических формаций. (Составлена с учетом данных В. Я. Чернова).

1 — лейкократовые граниты (P); 2 — известняки, песчаники, конгломераты (D_4-C_1); 3 — граниты, гнейсы, гранодиориты (D); 4 — туфы и лавы кварцевых порфиров с подчиненными порфиритами (D_{2-3}); 5 — туфы, лавы, экструзии липаритовых порфиров и порфиритов, часто перемежающиеся с прослоями песчаников и конгломератов (D_{2-3}); 6 — туфы липаритового и дацитового состава, переслаивающиеся с песчаниками, реже конгломератами, порфиритами, дацитами (D_{1-2}); 7 — гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты, песчаники (O—Pt); 8 — основные разломы

мульды. Широко распространены гранитоидные интрузии девонского возраста, а также пермские массивы лейкократовых гранитов, относящиеся к стадии позднепалеозойской тектоно-магматической активизации. С этой же стадией, вероятно, связано заложение близмеридиональной системы разломов. Раз-

ломы иных направлений, видимо, имеют более древний возраст, хотя многие из них подновлялись в позднем палеозое.

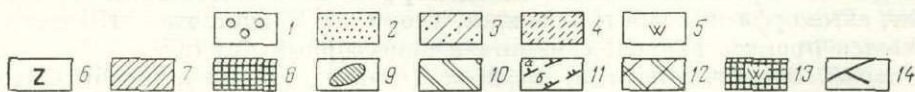
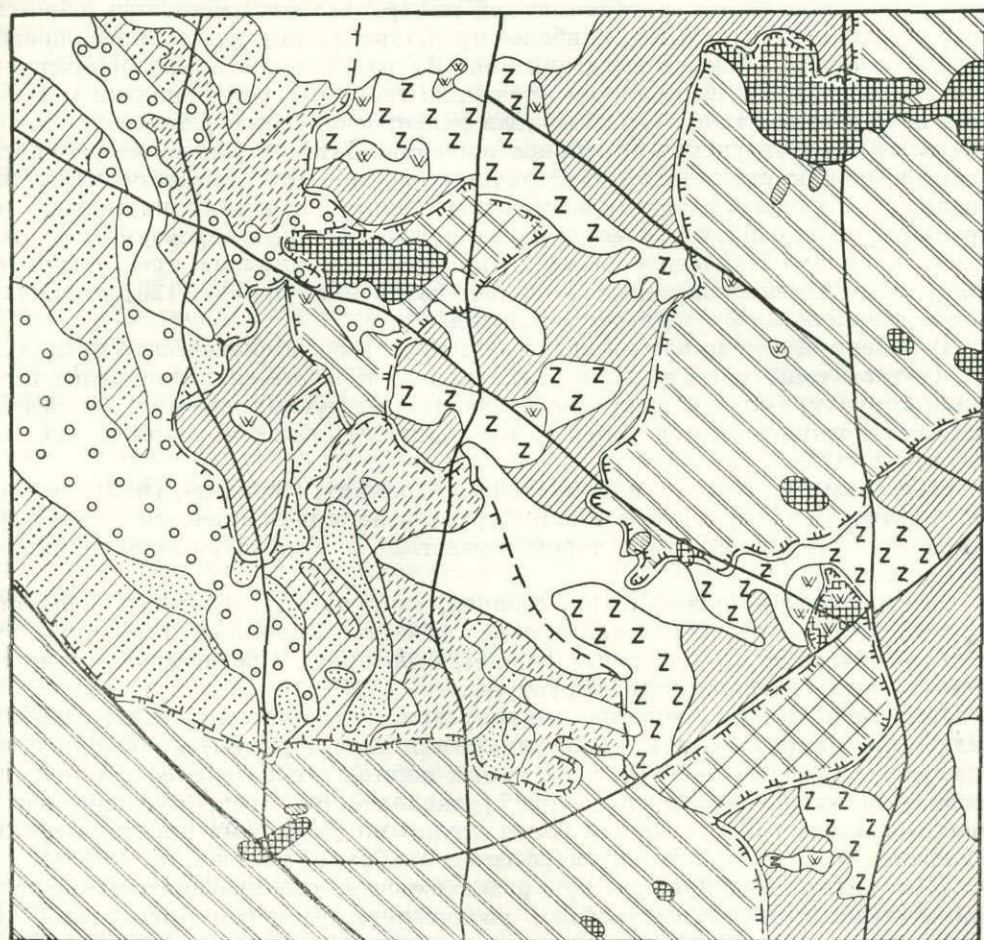


Рис. 4. Схема распространения эпипород и метасоматических формаций. (Составлена авторами при участии В. А. Михайлова).

I формация: 1 — аргиллизиты; 2 — березиты гидромусковитовые, 3 — пропилиты альбит-хлорит-эпидотовые; 4 — калишпатиты и калишпат-альбитовые эпипороды. II формация: 5 — вторичные кварциты; 6 — березиты серицитовые; 7 — пропилиты хлорит-эпидотовые. III формация: 8 — грейзены; 9 — скарны; 10 — пропилиты актинолит-хлорит-эпидотовые. 11 — границы формаций (а — первой, б — третьей); 12 — пространственное совмещение хлорит-эпидотовых и актинолит-хлорит-эпидотовых пропилитов; 13 — пространственное совмещение вторичных кварцитов и грейзенов; 14 — основные разломы

Располагая основными линейными параметрами эпипородных тел, полученными в результате картирования в масштабах 1 : 50 000 и крупнее [226], для составления настоящей карты нами была выбрана дискретная сеть

наблюдений $1 \times 3-4$ км. На каждой точке наблюдения описывались исходные породы и характер их дислоцированности, отмечались все макроскопически различимые проявления эпигенетической минерализации, отбирались образец, шлиф и геохимическая проба, наиболее представительные для данного обнажения и без видимых следов выветривания. По результатам микроскопического изучения шлифов осуществлялось уточнение геологической привязки обнажения и на картах фактического материала фиксировались набор эпигенетических минералов и их структурные взаимоотношения. Затем определялись площади распространения статистически устойчивых ассоциаций эпигенетических минералов с однородными структурными отношениями и по совокупности наиболее представительных шлифов и аналитическим данным уточнялись видовые названия эпипород. На основе реакций замещения и химизма преобразования в ряду слабо измененная порода — сильно измененная порода [126] устанавливались фациальные особенности эпипород.

В районе выделено восемь видов эпипород. Их систематические признаки, т. е. статистически устойчивая ассоциация новообразованных минералов и ведущие структурные отношения, следующие (в круглых скобках приведены минералы подчиненного значения, в квадратных скобках — типоморфные акцессории):

Аргиллизиты. Кварц, гидромусковит, каолинит, (серицит), (монтмориллонит), (хлорит), [пирит], [гематит]. Скрыто-мелкокристаллические авто-псевдоморфные структуры, характерны лучистые и концентрически-зональные сростания.

Вторичные кварциты. Кварц, серицит, [корунд], [диаспор], [андалузит], [пирит]. Мелко-среднекристаллические авто-псевдоморфные структуры.

Грейзены. Кварц, мусковит, [топаз], [флюорит]. Средне-крупнокристаллические авто-псевдоморфные структуры.

Березиты. Кварц, серицит, гидромусковит, хлорит, карбонат, (альбит), (калишпат), [пирит]. Структурные отношения характеризуются более поздним выделением хлорита, карбоната и полевых шпатов относительно кварц-светлослюдистого агрегата. Выделено две разновидности — гидромусковитовая и серицитовая, вторая отличается более крупными размерами кристаллических индивидов и более ярким автоморфизмом альбита и калишпата.

Пропилиты. Установлены три разновидности, различающиеся минеральным составом и последовательным увеличением размеров кристаллических индивидов с преобладающими псевдоморфными отношениями: а) эпидот, хлорит, автоморфный альбит; б) эпидот, хлорит; в) эпидот, хлорит, актинолит. Отмечается примесь кварца, серицита и акцессорный пирит.

Скарны. Эпидот, пироксен, амфибол, (гранат), (хлорит), (альбит). Структура средне-крупнокристаллическая.

Калишпат-альбитовые эпипороды. Альбит, калишпат, (кварц), хлорит, карбонат, (серицит), [гематит], [флюорит], [пирит], [апатит]. Структуры автоморфные, средне-мелкокристаллические, характерны закономерные сростания новообразований.

Калишпатиты. Калишпат, кварц, (серицит), (хлорит), [гематит], [флюорит]. Автоморфные, средне-мелкокристаллические структуры.

Закартированные эпипородные тела в общем случае пространственно не совпадают с контурами тел исходных пород. Для одних эпипород эта тенденция проявлена слабее (грейзены, скарны), для других — наиболее существенно (аргиллизиты, березиты, пропилиты и др.). В целом можно констатировать, что в ряду алюмосиликатных исходных пород нормального ряда их состав срав-

нительно мало влияет на качественный набор новообразований. Существенно иные ассоциации эпигенетических минералов устанавливаются лишь в известных локально распространенных гипербазитах, которые здесь не рассматриваются.

Отмеченные положения в той или иной степени оговаривались в литературе. Региональное картирование эпипород делает эти выводы более однозначными. Принципиально новая информация вытекает из анализа пространственно-временного взаимоотношения эпипородных тел между собой, из выделения структур, связывающих эти тела в метасоматические формации.

Структуры метасоматических формаций

Изучение пространственных отношений эпипородных тел приводит к установлению региональной метасоматической зональности — одного из главных компонентов структуры метасоматических формаций. Другим структурным компонентом метасоматических формаций является последовательность (стадийность) образования эпипородных тел, третьим — их относительные размеры.

В рассматриваемом примере на этой основе устанавливаются три ассоциации эпипородных тел с однородными структурными отношениями.

В западной части района выделена протяженная зона распространения аргиллизитов. По периферии этой зоны закартированы гидромусковитовые березиты, сменяющиеся далее пропилитами (альбит-хлорит-эпидотовая ассоциация). К востоку от этих пропилитов располагается зона калишпат-альбитовых эпипород и калишпатитов. Эта упорядоченность пространственного положения эпипород (аргиллизиты — березиты — пропилиты — калишпат-альбитовые эпипороды — калишпатиты) вполне устойчиво проявляется в различных частях района, а ее фрагменты установлены во многих районах Казахстана и частично описаны в литературе. Отдельные члены названного ряда эпипород в конкретных участках могут выпадать, другие — проявляться гипертрофированно, но общая последовательность эпипород повсеместно сохраняется. Возрастные взаимоотношения эпипород могут быть разными, но чаще отмечается наложение левых членов ряда на правые.

Перечисленные эпипороды сконцентрированы на компактной площади и могут быть оконтурены единой границей, что в совокупности с пространственно-временной упорядоченностью позволяет их объединить в единую метасоматическую формацию — I (см. рис. 4).

В центральной части рассматриваемого района известен ряд массивов вторичных кварцитов с проявлением высокоглинозистой минерализации (корунд, андалузит и др.). Кроме этих массивов вторичные кварциты в качестве эпипород (кварц-серицитовая ассоциация) распространены на значительно более широких площадях (десятки квадратных километров и более). По периферии вторичные кварциты сменяются серицитовыми березитами и далее пропилитами (хлорит-эпидотовая разновидность без автоморфного альбита). Выделяются три участка проявления отмеченной зональности с устойчивыми структурными отношениями, что позволяет наметить следующий упорядоченный ряд: вторичные кварциты — березиты — пропилиты. Подобные зональные соотношения отмечались ранее [195]. В эту же ассоциацию эпипород, видимо, должны быть включены локально распространенные среди вторичных кварцитов секущие тела аргиллизитов. Аналогичные стадийные взаимоотношения вторичных кварцитов и аргиллизитов устанавливаются и в других районах [233] и, по-видимому, закономерны.

Данная ассоциация эпипород с однородными структурными отношениями отвечает II метасоматической формации, обособляющейся в пространстве в виде единого формационного тела.

Большая часть эпипородных тел грейzenов тяготеет к пермским интрузиям лейкократовых гранитов, иногда выходит в их экзоконтакты, реже (на северо-востоке) охватывает лишь часть гранитного массива. Однако в ряде случаев эпипородные тела грейzenов закартированы и в иных геологических обстановках: в вулканогенных и метаморфических образованиях вне связи с интрузиями или среди девонских гранитоидов. Тем не менее повсеместно, в том числе и в ряде других районов Казахстана, грейzenы тесно ассоциируют с пропилитами (хлорит-актинолит-эпидотовая разновидность) и более

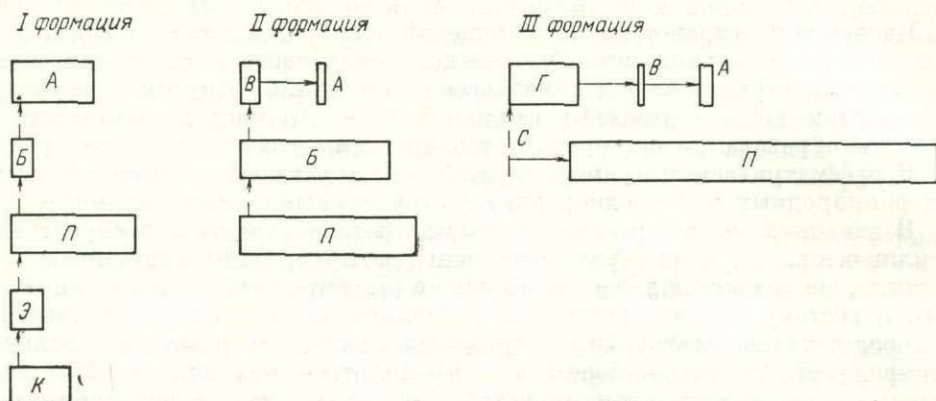


Рис. 5. Структуры метасоматических формаций.

А — аргиллизиты, Б — березиты, В — вторичные кварциты, Г — грейzenы, К — калишпатиты, П — пропилиты, С — скарны, Э — калишпат-альбитовые эпипороды. Размерами прямоугольников отражены площади распространения соответствующих эпипород. Смена эпипород в пространстве (зональность) показана штриховыми стрелками, во времени (стадийность) — сплошными

локально проявленными скарнами. Актинолитовые пропилиты с подчиненными и обычно более древними по возрасту скарнами слагают обширные зоны, оконтуривающие эпипородные тела грейzenов. Эти отношения статистически устойчивы и, вероятно, закономерны.

Среди грейzenов постоянно присутствуют относительно локальные секущие эпипородные тела кварц-серицитового состава. В центральной части района одно из таких тел включает массив вторичных кварцитов с высокоглиноземистой минерализацией (корунд, андалузит). Вторичным кварцитам предшествует грейzenообразование, что не характерно для аналогичных эпипород предыдущей формации. Специфично также их положение среди актинолитовых пропилитов. В подобной позиции встречаются и другие массивы вторичных кварцитов (например, Кожестау в Северном Казахстане), что предопределяет наличие их структурной связи с рассматриваемой ассоциацией эпипород. Среди отмеченных вторичных кварцитов и грейzenов иногда встречаются еще более молодые аргиллизиты, стадийно упорядоченные с кварц-мусковитовым и кварц-серицитовым парагенезисами [254]. Совокупности перечисленных структурно взаимосвязанных эпипород на рассматриваемой территории слагают три обособленных поля, в пределах которых повторяются отмеченные фрагменты зональности и стадийности. Подобные же данные получены и по другим районам Казахстана.

Статистическая устойчивость описанной ассоциации эпипородных тел и однородность их структурных отношений позволяют объединить эти тела в единую метасоматическую формацию — III.

Рассмотренные примеры иллюстрируют лишь общий подход к выявлению структур метасоматических формаций. Они еще далеки от опорного описания соответствующих голотипов. В первую очередь это связано с тем, что формациям дается только плоскостная, а не объемная структурная характеристика. Имеющиеся в нашем распоряжении и отрывочные литературные данные позволяют предполагать, что описанные варианты латеральной зональности являются отражением на современном уровне эрозионного среза зональности «вертикальной», т. е. перпендикулярной направлению движения воздействовавших растворов. Вероятно, мощности эпипородных зон закономерно увеличиваются от формации III к формации I [225]. В частности, по данным опорного бурения мощности аргиллизитовой, березитовой и пропилитовой зон I формации до 1 км и более. В то же время мощности отдельных зон формации III нередко измеряются десятками и первыми сотнями метров [21]. Кроме зональности и стадийности может быть введен третий весьма важный компонент структуры метасоматической формации — относительные размеры эпипородных тел. Эти величины оценены по площадям выходов эпипородных тел, так как вертикальные параметры в общем случае неизвестны.

На рис. 5 приведен вариант графического изображения структур выделенных метасоматических формаций.

Об условиях образования формаций

Выявленные и рассмотренные сугубо на структурно-вещественной основе метасоматические формации несут обширную генетическую информацию. Во-первых, отдельные виды эпипород, формирующиеся в сравнительно узком диапазоне физико-химических условий, можно рассматривать как типоморфные и на их основе интерполировать условия образования других членов метасоматической формации. Во-вторых, конвергентность объектов более высокого уровня организации меньшая, чем для объектов более низкого уровня [43, 256]. Отсюда условия образования структурно связанной ассоциации эпипород менее разнообразны, чем отдельно взятой эпипороды. В-третьих, выделенные метасоматические формации охватывают крупные блоки земной коры, индивидуальные особенности развития которых выявить легче, чем для локальных геологических объектов, что дает возможность установить специфические особенности метасоматической формации в зависимости от истории геологического развития занятой ею территории.

Рассмотрим кратко важнейшие положения, определяющие условия образования выделенных формаций.

1. Наличие в каждой формации эпипород, для которых обосновано гидротермальное происхождение, позволяет считать данные формации и соответственно все их члены гидротермально-метасоматическими. Это положение особенно важно для гидрослюдисто-глинистых эпипород, формирующихся как при гипогенных, так и при гипергенных процессах [52]. Структурная взаимосвязь этих образований с пропилитами и калишпатитами, в других случаях с вторичными кварцитами и грейзенами указывает на более вероятное гипогенное происхождение закартированных аргиллизитов.

Зональная упорядоченность эпипород каждой формации отвечает смене в пространстве, по пути движения воздействовавших растворов, условий

проявления калиевого, затем натрового, далее железо-магний-кальциевого метасоматоза и кислотного выщелачивания [226].

Стадийная упорядоченность эпипород характеризует смену во времени на одних и тех же уровнях относительно более высокотемпературных условий более низкотемпературными (например, в формации III грейзены — вторичные кварциты — аргиллизиты).

Относительные размеры эпипородных тел характеризуют долю перечисленных процессов в образовании соответствующей формации.

2. Тела формации III приурочены к блокам, испытавшим устойчивое воздымание по крайней мере в послепозднепалеозойское время. Территория распространения образований формации I примыкает к депрессии, выполненной терригенными толщами верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, и, вероятнее всего, слабо эродирована. Площадь распространения формации II занимает промежуточное положение. Эти данные в совокупности с типоморфными особенностями отдельных метасоматитов позволяют утверждать, что по верхнему уровню распространения формация I является приповерхностной, II — среднеглубинной и III — глубинной.

Исходя из предположения о преимущественно вертикальном характере рассмотренной зональности, по площадям распространения тех или иных эпипородных тел можно судить о величине эрозионного среза соответствующих геологических сооружений в период после завершения их гидротермальной проработки.

3. Геологические блоки, контролирующие положение выделенных формаций, существенно различаются по характеру магмопроявления. На площадях развития формации I практически отсутствуют гранитоидные массивы и лишь проявлены малые интрузии монцонитоидов. Области распространения формации III отличаются интенсивным развитием гранитоидного магматизма и особенно присутствием пермских гранитов. Учитывая условия образования грейзеновых проявлений (крайние члены формации III), можно предполагать, что по характеру проницаемости для газово-жидких растворов этим блокам присуща максимальная «запечатанность». В отличие от них блоки распространения формации I, видимо, имели максимальную «раскрытость» разломов и зон трещиноватости.

4. Выделенные формационные тела являются полифациальными, характеризующимися определенным диапазоном термодинамических условий образования и широким интервалом физико-химических параметров (в первую очередь рН) воздействовавших растворов. Отдельные элементы формаций — эпипородные тела — в значительной степени монофациальны. Следовательно, границы эпипородных тел могут рассматриваться в качестве фациальных рубежей наиболее существенного изменения физико-химических параметров раствора и термодинамических условий внешней среды.

Вполне естественно тяготение рудных концентраций к этим рубежам, что подтверждается фактическим положением гидротермальных месторождений в изученных районах. Следует подчеркнуть, что это положение не противоречит приуроченности оруденения к внутренним зонам локальной (околотрещинной) метасоматической зональности. Но, видимо, тела метасоматитов, расположенные в краевых частях эпипородных тел, более благоприятны для концентрации оруденения по сравнению с аналогичными телами метасоматитов, приуроченными к внутренним частям эпипородных тел.

5. В настоящее время весьма остро обсуждается вопрос о металлогенической специализации метасоматитов в связи с однотипностью продуктов около-

рудного изменения на месторождениях различных полезных ископаемых. Определение формационной принадлежности эпипородных тел упрощает решение этой задачи. В частности, вторичные кварциты формации III в описываемом районе характеризуются молибденоворудной специализацией, а вторичные кварциты формации II вмещают киноварную, сурьмяную, серебряно-полиметаллическую минерализацию.

6. Возраст метасоматических формаций может быть определен геологическими или радиологическими методами.

В данном случае установлены эпипородные тела всех формаций в девонских осадочно-вулканогенных и интрузивных образованиях и в красноцветных фран-фаменских конгломератах. В известняках каменноугольного возраста также фиксируется развитие метасоматических новообразований, но они недостаточно изучены для сопоставления с вышерассмотренными. Поэтому можно лишь утверждать о постдевонском возрасте выделенных формаций. Верхний возрастной предел приходится считать неустановленным. Для двух тел формации III обосновывается более молодой нижний возрастной рубеж по ее наложению на гранитные интрузии пермского возраста. Верхний возрастной предел также не установлен.

Из концепции об уровнях организации вещества вытекает ряд требований и ограничений при изучении возрастных взаимоотношений геологических образований. Главное из них заключается в том, что возрастные отношения достоверно могут быть установлены только для объектов одного уровня организации: минерального тела с минеральным телом, породного тела (минерального парагенезиса) с породным телом и т. д., но не минерала с породой, породы с формацией и т. п. Это особенно важно учитывать при изучении возрастных соотношений метасоматических образований. Соблюдение этого требования привело нас к выводу, что строгих признаков разновозрастности выделенных метасоматических формаций не установлено. Вероятнее всего, это положение вызвано длительностью становления отмеченных формаций. По данным Д. В. Рундквиста [257], продолжительность образования объектов формационного уровня оценивается миллионами и десятками миллионов лет. В рассматриваемом примере это подтверждается установлением в конгломератах окатанных галек метасоматитов и развитием аналогичных минеральных парагенезисов по их цементу.

Формационный анализ метасоматических образований на основе концепции об уровнях организации вещества может рассматриваться лишь как первый опыт подобного рода исследований. Однако вытекающие из этого опыта некоторые общие выводы вынуждают нас заострить внимание метасоматистов на главном дискуссионном вопросе.

Изложенный фактический материал указывает, что эпипородные тела одного вида могут участвовать в строении различных метасоматических формаций. Это относится к пропилитам, вторичным кварцитам, аргиллизитам, березитам. С другой стороны, устанавливается тесная природная ассоциативность таких существенно различных метасоматических образований, как грейзены, скарны и актинолитовые пропилиты или вторичные кварциты, березиты и пропилиты и т. п. Это положение, достаточно обычное в осадочных, магматических и других геологических формациях, противоречит устоявшимся взглядам на состав и объем метасоматических формаций. Уже сейчас можно поставить под сомнение существование пропилитовой формации. В то же время содержание формаций аргиллизитов, вторичных кварцитов и грейзенов, по нашему мнению, должно быть значительно расширено.

Геологические и геохимические тенденции глубинного метасоматизма в гипербазитах

Исследования последних лет показали, что при всем многообразии гипербазитов они классифицируются в две главнейшие разновременные формации — дунит-гарцбургитовую, более раннюю, и дунит-диаллагит-габбровую, более позднюю [186]; каждая характеризуется определенным составом слагающих ее ультраосновных пород и руд (табл. 2). В тех случаях, когда образования двух рассматриваемых формаций пространственно разобщены, сложенные ими массивы обладают рядом свойств, типичных только для той или иной формации. Однако нередки массивы и месторождения, на которых обнаруживаются переходы от пород одной формации к породам другой. В таких случаях возникают серии, сочетающие в себе особенности обеих формаций и в то же время приобретающие особые черты, не свойственные той или иной формации.

По мнению одних авторов [103], породы дунит-гарцбургитовой формации возникают в подкоровом (перидотитовом) слое, а породы дунит-диаллагит-габбровой — в базальтовом слое, т. е. в разных слоях Земли. По мнению других авторов, породы гипербазитсодержащих и ряда более кислых формаций рождаются в одинаковых условиях — в верхней мантии Земли [6]. В первой точке зрения неясны факторы, обуславливающие появление различных разнородных слоев. Если же согласиться с авторами второй точки зрения, возникает вопрос о причинах, с одной стороны приводящих к обособлению в одинаковых геоэнергетических условиях разных по составу строго определенных ассоциаций — формаций, а с другой — нарушающих закономерность их сочетаний, что приводит к появлению промежуточных типов, создавая впечатление множественности гипербазитсодержащих формаций. Таким образом, остается невыясненным, в каких же условиях — различных или одинаковых — образуются первичные породы и руды рассматриваемых ассоциаций, что же является стимулом породо- и рудообразования в рассматриваемом ряду пород.

В дунит-гарцбургитовой формации наиболее ранними являются энстатититы. Обогащение их магнием и хромом способствует серии изменений метасоматического характера [184]. Так, обогащение магнием обуславливает явление оливинизации, вследствие чего собственно энстатититы последовательно через оливиновые энстатититы и гарцбургиты сменяются дунитами. Идущее параллельно с этим, но несколько запаздывая, обогащение хромом обуславливает появление вначале единичных зерен хромшпинделида в гарцбургитах, затем их сегрегирование в крупные мономинеральные обособления — хромититы, возникающие после формирования дунита [187, 189]. В рассмотренном ряду хромититы являются породами наиболее поздними; их образованием процесс становления петрорудного комплекса дунит-гарцбургитовой формации заканчивается. Таким образом, метасоматическое порообразование в дунит-гарцбургитовой формации направлено в сторону кристаллизации существенно мономинеральных пород — дунитов и хромититов, заканчиваясь возникновением крупных концентраций хромитовых руд.

В дунит-диаллагит-габбровой формации самыми ранними являются диаллагиты. Здесь порообразование происходит в два этапа. На первом этапе имеет место оливинизация диаллагитов, способствующая переходу этих пород через оливиновые диаллагиты в верлиты и затем в дуниты (или энстатититы) второй генерации [189], резко отличающиеся от дунитов и энстатититов первой генерации, являющихся составными частями дунит-гарцбургитовой формации

(см. табл. 2). Оливинизация в дунит-диаллагит-габбровой формации, имеющая меньшее развитие, чем в дунит-гарцбургитовой, также сопровождается кристаллизацией хромшпинелида. Однако количество возникающего при этом хромшпинелида не выходит за пределы минерализации и, независимо от размеров дунитовых тел, практического значения не имеет. Мы полагаем, что причиной этого является отсутствие привноса хрома; он лишь переотлагается при высвобождении из решетки оливинизируемого диоксида. Оливинизация диаллагитов, в итоге приводящая к появлению дунитов второй генерации, способствует кристаллизации платиноидов [40], количество и размер мономинеральных концентраций которых прямо пропорциональны обогащенности пород оливином [53]. На втором этапе происходит габброизация, протекающая через стадии амфиболитизации диаллагитов, верлитов, дунитов, с образованием горнблендитов, сосюртитизации и собственно фельдшпатизации с образованием нормальных габбро и фореилленштейнов [184, 185, 188] и, наконец, анортозитов. Процессы габброизации сопровождаются кристаллизацией титаномагнетита вначале на стадии сосюртитизированных и полевошпатовых диаллагитов в виде рассеянной вкрапленности, затем — разобщенных скоплений (качканарский тип) и, наконец, на стадии образования анортозитов — крупнейших залежей. Таким образом, и в этой формации разнообразие пород фиксирует разные стадии метасоматического преобразования исходного субстрата; процесс направлен в сторону возникновения существенно мономинеральных образований, причем каждый из его этапов заканчивается кристаллизацией рудных концентраций, имеющих промышленное значение.

Помимо двух рассмотренных формаций «чистой линии» широкое распространение имеет уже упоминавшийся «смешанный» формационный тип (см. табл. 2), породы и руды которого обладают чертами состава и строения обеих главных формаций, отличаясь от каждой из них, с одной стороны, существованием переходных серий, а с другой — наличием промышленной никелевой минерализации, отсутствующей в породах обеих формаций «чистой линии». Исследованиями установлено, что смешанный формационный тип является переходной серией от дунит-гарцбургитовой формации к дунит-диаллагит-габбровой [189]. Формирование его пород начинается диоксидизацией дунит-гарцбургитов, которая приводит к появлению диоксидизированных дунит-гарцбургитов, лерцолитов и, наконец, диаллагитов, являющихся субстратом рассмотренной выше дунит-диаллагит-габбровой формации. Этот процесс имеет отчетливый метасоматический характер [183, 190] и нередко охватывает породы, испытавшие и дробление, и серпентинизацию. Лерцолиты и диаллагиты, возникающие в его итоге, имеют ориентировку элементов прототектоники иную, чем породы дунит-гарцбургитового субстрата, и всегда согласную с зонами дробления последнего. Комплекс таких данных свидетельствует о том, что диоксидизация с образованием пород дунит-гарцбургитовой формации не связана и знаменует начало другого, более позднего цикла порообразования. Диаллагиты в дальнейшем подвергаются рассмотренным выше оливинизации с образованием платиноносных дунитов второй генерации и серии процессов габброизации, сопровождающихся появлением концентраций титаномагнетита. В отдельных случаях возникают не титаномагнетитовые, а медно-никелевые руды [189].

В тех случаях, когда сосуществует вся серия пород смешанного формационного типа (ядра древних щитов), отмечается и сосуществование серии «разноформационных» полезных ископаемых — хромита, платиноидов, титаномагнетита, медно-никелевых руд. Наличием смешанного формационного типа подчеркивается, что существует два независимых цикла порообразования,

Характеристика гипербазитодежда

Формация	Породы и типы их преобразования *	Металлогенические особенности			Внутреннее строение
		Ведущая полезная минерализация	Форма и размеры хромитовых рудных тел	Особенности качества руд, экономического значения	
Дунит-гарцбургитовая	Энстатититы Гарцбургиты Дуниты Хромититы	Хромит	1) Линзовидные залежи мощностью до 150 м, длиной до 2500 м 2) Поля рассеянной вкрапленности протяженностью тысячи метров	При отсутствии наложенного метаморфизма — высокосортные руды с содержанием Cr_2O_3 до 64%, $Cr/Fe > 3$ Промышленные месторождения металлургических и других типов руд	Крупноплощатое нераслаивающее дунитов, гарцбургитов, прослоев рассеянной хромитовой вкрапленности при секущем залегании рудных линз
	Серпентинизация	Асбест			
	Оталькование Диопсидизация (лерцолиты, диаллагиты)	Тальк		Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 менее 40%, $Cr/Fe < 3$	
	Хлоритизация, габброизация	Хромит (реликтовый)		Промышленные месторождения руд для огнеупорной и химической промышленности	
Дунит-диаллагит-габбровая	Диаллагиты Верлиты Дуниты II	Платиноиды, хромит			1) Концентрически-зональное, иногда — конфокальное 2) Стратиформные «расслоенные» массивы
	Энстатититы II		Рассеянная вкрапленность, тонкие прослои мощностью до 2—3 см, длиной до нескольких десятков метров	Содержание Cr_2O_3 до 40%, $Cr/Fe < 3$ Непромышленные проявления	
	Амфиболизация (горнблендиты) Габброизация (полевошпатовые гипербазиты, габбро, анортзиты) Диориты, плагиограниты. Нориты	Титаномагнетит			

* Расположены в порядке их последовательного формирования.

щих формаций складчатых областей

Геологические особенности массивов

Форма в плане, размер	Характер контактов	Соотношение со структурой региона	Соотношение внутренней структуры с региональным планом	Способ внедрения	Области зарождения
Линзовидная, согласная с региональными структурами; от нескольких квадратных метров до нескольких тысяч квадратных километров	Всегда тектонический	Преимущественно конкордантное	Преимущественно дисгармоничное	Выступы мантии, диапирь, блоки, протрузии	Верхняя мантия Земли
Изометрическая, близкая к округлой; от десятков до сотен километров	Резкий тектонический, в случае присутствия норитов и широкого развития вмещающих эффузивов — постепенный с образованием габровых роговиков («кытлымитов»)	Чаще конкордантное	Дисгармоничное; в случае развития норитов — гармоничное	Тектонические блоки (комплекс норитов — продукт перекристаллизации вмещающих эффузивов)	Базальтовый слой Земли

Формация	Породы и типы их преобразования *	Металлогенические особенности			Внутреннее строение
		Ведущая полезная минерализация	Форма и размеры хромитовых рудных тел	Особенности качества руд, экономическое значение	
Промежуточный формационный тип	Энстатититы I Гарцбургиты I Дуниты I Хромититы I	Хромит	Пластовые тела мощностью до 150—200 м, протяженностью десятки тысяч метров	При отсутствии фельдшпатизации — высокосортовые металлургические руды с содержанием Cr_2O_3 до 63%, $Cr/Fe > 3$	Преимущественно стратиформные «расслоенные» массивы В отдельных областях концентрически-зональные «конфокальные» массивы
	Серпентинизация Диопсидизация (лердолиты, диалагиты)	Хромит (реликтовый)	Реликты пластовых тел	Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 40%, $Cr/Fe < 3$	
	Оливинизация (верлиты, дуниты II)	Платиноиды, хромит (реликтовый)	Рассеянная вкрапленность, тонкие прослои мощностью от 0,1 до 1,5 м, протяженностью десятки тысяч метров	Низкосортные руды с содержанием Cr_2O_3 38—50%, $Cr/Fe < 3$	
	Энстатитизация (вебстериты, энстатититы II, бронзититы)	Титаномагнетит, медно-никелевые руды, хромит (реликтовый)	Прослои вкрапленных и массивных руд мощностью от 0,1 до 1,5 м, протяженностью десятки тысяч метров	То же Промышленные месторождения низкосортных руд для огнеупорной и химической промышленности	
	Габброизация (полевошпатовые гипербазиты, габбро, анортозиты)	Титаномагнетит, медно-никелевые руды, хромит (реликтовый)	Прослои вкрапленных и массивных руд мощностью от 0,1 до 1,5 м, протяженностью десятки тысяч метров	То же Промышленные месторождения низкосортных руд для огнеупорной и химической промышленности	
	Гранитизация (диориты, плагiogраниты) Нориты				

* Расположены в порядке их последовательного формирования.

Геологические особенности массивов

Форма в плане, размер	Характер контактов	Соотношение со структурой региона	Соотношение внутренней структуры с региональным планом	Способ внедрения	Области зарождения
Различная; десятки — тысячи квадратных километров	Тектонический; при наличии норитов и окружении эффузивами — постепенный через габбровые роговики («кытлымиты»)	Конкордантное	То же	Тектонические блоки	Граница верхней мантии и базальтового слоя Земли

каждый из которых приводит к возникновению специфического комплекса ультраосновных пород и связанных с ними руд (формации), а перекрещивание этих двух циклов не только создает сложную — общую для обеих формаций гамму сочетаний, но приводит к возникновению нового полезного ископаемого, свойственного только данному породосочетанию. В связи с этим возникает вопрос, что же является причиной таких формационных обособлений.

В дунит-гарцбургитовой формации преобразования обусловлены привносом в энстатитовый субстрат Mg ($R_i = 0,78 \text{ \AA}$) и близких к нему по R_i Ni ($R_i = 0,78 \text{ \AA}$) и Cr ($R_i = 0,64 \text{ \AA}$) с выносом соответствующих количеств Fe^{2+} и особенно Si ($R_i = 0,39 \text{ \AA}$). Главной химической тенденцией процесса является постепенное обособление в самостоятельные минеральные фазы привносимых элементов, вначале рассеянных в преобразуемом субстрате (Mg и Ni — в оливине, Cr — в хромшпинелиде). Наиболее важные преобразования происходят в составе катионной части, в которой Fe замещается Mg, Ni, Cr. Судя по выносу Si, некоторые преобразования охватывают и анионную часть. Физическим следствием процесса является замена соединений с наиболее плотной упаковкой атомов соединениями с менее плотной упаковкой атомов.

Все элементы катионной части входят в состав единого изоморфного ряда, характеризуясь в то же время наименьшими ионными радиусами для породообразующих элементов. Как известно, размер R_i является величиной, отражающей термодинамический потенциал геознергетической зоны, в пределах которой начинается фиксация химических элементов с образованием тех или иных соединений, типичных для данной конкретной зоны. Следовательно, близость ионных радиусов, являющаяся одной из причин их взаимозаменяемости, т. е. изоморфизма, свидетельствует о том, что возникновение всей серии рассматриваемых элементов происходило в пределах единой геознергетической зоны с определенным, свойственным только ей термодинамическим режимом. Так как господствующим процессом в данном случае является магниевый метасоматоз, геологически выражающийся в оливинизации энстатитов, то геохимическая тенденция данного процесса заключается в накоплении и закреплении в минералах элементов, близких к магнию по R_i . На этом этапе процесса, отражающем определенный уровень организации вещества, все привносимые элементы (Mg, Cr, Ni) закрепляются в решетках изменяемого минерала — энстатита и новообразованного оливина.

На следующем уровне организации, выраженном в следующем этапе породообразования, происходит углубление дифференциации и вынос из новообразованного минерала химических элементов, близких, но не тождественных магнию по R_i — хрома ($R_i = 0,64 \text{ \AA}$) и железа ($R_i = 0,83 \text{ \AA}$). Однако, находясь в едином изоморфном ряду с магнием, т. е. являясь типичными представителями данной энергетической зоны, и железо, и хром мигрируют только в ее пределах, т. е. весьма ограниченно, и поэтому, высвобождаясь из решетки силикатов, они связываются в виде хромшпинелида, причем магний, вначале присутствующий в хромшпинелиде, с усилением этой связи уходит в ортосиликат, уступая место главному компоненту хромшпинелида — хрому. При этом, как и в случае с оливином, происходит постепенное насыщение решетки хромом, в процессе которого не только исчезает магний, но уменьшается и содержание железа, вновь приобретающего тенденцию к выносу. Вполне вероятно, что именно стремлением к равновесию, т. е. удержанию в решетке элементов, наиболее близких по величине ионных радиусов, объясняется максимальное насыщение хромом при заметно пониженном количестве железа конечного продукта данного ряда — собственно хромита.

Таким образом, в рассматриваемом ряду отчетлива дифференциация глубинного вещества с тенденцией к образованию наиболее гомогенных, в геологическом выражении мономинеральных соединений. Наиболее простым, наименее многокомпонентным химическим соединением является хромит. Поэтому он и завершает данный процесс. Иными словами, на примере рассмотренного ряда устанавливается, что появление рудного минерала и его скоплений является итогом наиболее завершенной дифференциации глубинного вещества. Поэтому концентраторами рудных масс и являются наиболее дифференцированные — мономинеральные породы.

Никель, будучи по R_i равным или весьма близким к магнезию, изоморфно замещает последний в оливине. В силу этого при дифференциации вещества по R_i он остается в решетке оливина в течение всего данного породообразующего цикла, не имея возможности к образованию самостоятельной минеральной фазы. В этом смысле процесс породообразования в дунит-гарцбургитовой формации для никеля является стадией химического накопления вещества. Реализации же его следует ожидать в других циклах, где происходит полное разрушение решетки оливина.

Образование комплекса пород дунит-диаллагит-габбровой формации начинается кальциевым метасоматозом, обуславливая вначале диопсидизацию гарцбургитов, затем формирование лерцолитов и в итоге диаллагитов. Известно, что вместе с кальцием ($R_i = 1,06 \text{ \AA}$) идет привнос и закрепление в решетках возникающих минералов алюминия ($R_i = 0,57 \text{ \AA}$), титана ($R_i = 0,64 \text{ \AA}$), по-видимому, платиноидов ($R_i = 0,66-0,67 \text{ \AA}$) и частично кремния, т. е. элементов, по R_i чуждых кальцию, но ввиду незначительных объемов входящих в решетку диопсида. Магний, вытесненный кальцием, связывается в оливине, обуславливая этим появление верлитов, а также энстатитов и дунитов второй генерации. Этот процесс сопровождается вытеснением платиноидов и рудиментарного хрома, вследствие чего дуниты второй генерации платиноносны и слабохромносны [189].

Следующий этап этого цикла определяется возрастанием роли алюминия при заметном выносе кремния и магнезия, что способствует явлениям габброизации. При этом алюминий не только входит в решетку диопсида, но идет и на построение самостоятельных соединений, вначале эпидот-цоизитовой группы, а затем и плагиоклаза, основность которого возрастает по мере насыщения его Al_2O_3 [190]. Главной отличительной особенностью этапа является принципиальная перестройка анионной части, вызванная частичной заменой выносающегося очень плотного кремния ($0,39 \text{ \AA}$) менее плотным алюминием ($0,57 \text{ \AA}$). Это приводит к «разрыхлению» структуры соединений, смене ортосиликатов (зона оливинизации) и метасиликатов (зона диопсидизации) алюмосиликатами, возникающими в зоне габброизации. Роль катиона в этих соединениях играет очень крупный по величине ион кальция. Титан и железо при этом высвобождаются и, так же как и в предыдущем цикле, идут на построение рудного минерала — титаномagnetита. Чем интенсивнее проходит процесс габброизации, тем крупнее и качественнее концентрации титаномagnetита. Именно поэтому, на наш взгляд, наиболее крупные из них приурочены к крайним продуктам дифференциации вещества на данном этапе — анортозитам.

В подавляющем большинстве случаев габброизация протекает непосредственно за диопсидизацией, создавая в результате этого полный разрез дунит-диаллагит-габбровой формации. Однако иногда в зоне габброизации оказываются породы собственно дунит-гарцбургитовой формации — дуниты и дунит-гарцбургиты. В тех случаях, когда они имеют существенно оливинный

состав, в результате разрушения решетки оливина высвобождается значительное количество никеля, которое и идет на создание «первичных» никелевых руд. По-видимому, именно этим можно объяснить залегание таких руд в зоне существования реликтов дунит-гарцбургитовой формации с породами дунит-диаллагит-габбровой формации (типы Садбери, Норильска).

Рассмотренные примеры позволяют выявить некоторые общие черты для описанных формаций:

1. Каждая из формаций, состоящая из конкретных серий пород, фиксирует определенный цикл породообразования. В пределах этого цикла породо- и рудообразование направлены в сторону возникновения мономинеральных соединений. Конечным продуктом каждого цикла и его подциклов является рудный минерал, состав которого специфичен для каждой формации.

2. Породообразование в пределах рассматриваемых серий пород направлено в сторону обеднения Si, заменяемого более крупными химическими элементами. В целом это является причиной последовательного возникновения менее плотных силикатов. В дунит-гарцбургитовой формации это заключается преимущественно в изменении состава катионной части и локальном перераспределении вещества. В дунит-диаллагит-габбровой формации происходит принципиальная перестройка всей структуры вследствие замены в анионной части выносящегося плотного кремния ($R_i = 0,39 \text{ \AA}$) привносящимся менее плотным алюминием ($R_i = 0,57 \text{ \AA}$).

3. Максимальное количество кремнезема (до 55%) в обеих формациях свойственно исходным, хотя и разным по составу пироксенитам, минимальное (35—40%) — силикатам последних стадий породообразования того или иного цикла (оливину, анортиту). В самых конечных продуктах каждого цикла — рудных минералах — кремнезем отсутствует. Если учесть, что рассматриваемые породы являются производными самых глубоких горизонтов Земли, то напрашивается вывод о том, что при их образовании происходит последовательный вынос и перемещение кремния в более высокие горизонты. В ходе этих процессов кремний частично закрепляется в промежуточных мономинеральных соединениях — диаллагитах (55% SiO_2) и анортозитах (48—52% SiO_2).

Наряду с перечисленными общими тенденциями породообразования выявляются специфические особенности каждого петрорудного цикла, в итоге создающего формацию. Так, устанавливается, что при общей тенденции уплотнения вещества, приводящей к появлению все менее плотных соединений, каждая из ассоциаций, обособляющаяся в формацию, отличается закреплением в ней четко определенной группы элементов, характеризующейся прежде всего близостью (в пределах изоморфизма) их ионных радиусов, слагающих катионную и анионную части. Как известно, такая близость ионных радиусов, предопределяющая их взаимозаменяемость, т. е. возможность изоморфизма, объясняется возникновением их в условиях единой геоэнергетической зоны, с определенными, свойственными только ей термодинамическими условиями. Из этого следует, что общность объемов элементов не случайна и определяется общностью условий их появления. Иными словами, в одной глубинной зоне могут формироваться как первичные химические элементы и аккумулироваться в первичные минеральные соединения только определенные группы элементов, что и обуславливает возможность возникновения в таких зонах определенных конкретных первичных петрорудных ассоциаций. Так, в области, где ведущим катионом является магний ($R_i = 0,78 \text{ \AA}$), катионы представлены изоморфными ему никелем, железом, хромом; закрепление их в минеральной фации

способствует созданию гарцбургитов, дунитов, хромититов, в совокупности образующих парагенетическую ассоциацию дунит-гарцбургитовой формации. Все остальные элементы этой зоны чужды и поэтому не образуют в ней самостоятельной минеральной фации. В свою очередь дуниты, гарцбургиты, хромититы, попадая в иные геотермические условия, при которых формируются иные минеральные ассоциации, становятся неустойчивыми и, стремясь приспособиться к их условиям, меняют состав (метаморфизуются), что соответственно отражается на качестве рудных концентраций. Таким образом, парагенетическая ассоциация, или формация, есть не что иное, как геохимически единый комплекс пород и руд. Прямые геологические исследования обнаруживают, что в случае сосуществования в одном массиве разнородных по составу образований, каждая из групп геохимически и кристаллохимически родственных пород обладает своим, свойственным только ей одной планом прототектонических элементов. Так, например, прототектоника пород и руд дунит-гарцбургитовой формации во всех регионах мира характеризуется четкой линейностью всех элементов, не зависящей от регионального структурного плана. Прототектоника же диаллагитов, габбро, анортозитов, находящихся в тех же массивах, имеет существенно иной характер, их линейность часто занимает секундарное положение по отношению к первичной структуре дунит-гарцбургитов и располагается согласно с зонами дробления в последних. Факт этот, являющийся ничем иным, как проявлением углового несогласия, свидетельствует о том, что формирование двух указанных групп пород не только разновременное, но протекало в разные тектонические эпохи.

Изложенное свидетельствует о том, что каждая из рассматриваемых ассоциаций — формаций представляет собой геохимически специфический, отличающийся от другого комплекс пород и руд, возникших в разное время в различных геотермических условиях, т. е. на разных глубинных уровнях. Основываясь на этом, мы не можем согласиться с теми авторами, которые эти различные образования относят к производным одного слоя. Учитывая, что породы дунит-гарцбургитовой формации являются более ранними и по своим параметрам более плотными, т. е. более глубинными образованиями, чем породы дунит-диаллагит-габбровой формации, мы считаем возможным разделить представление о том, что первые формируются в условиях перидотитового (подкорового), а вторые — базальтового (корового) слоев Земли. Нам представляется, что главным химическим различием этих слоев является роль в них кремния и алюминия. В силикатах подкоровых слоев анионная часть образована исключительно кремнием, а алюминий отсутствует. В силикатах же коры часть кремния в анионах последовательно замещается алюминием, что приводит к меньшей плотности возникающих здесь соединений и перестройке всей структуры. Иными словами, область появления и фиксации алюминия в анионной части силикатов является главнейшим химическим рубежом между мантией и корой.

Таким образом, ведущей геохимической тенденцией глубинного минералообразования, обуславливающей появление строго определенного петрорудного комплекса (формации), является стремление к дифференциации вещества по его химическим свойствам. На первом, раннем уровне организации вещества обособляются элементы, типичные для определенной геотермической зоны, близкие по величинам ионных радиусов. Геологически этот уровень организации проявляется в образовании слоев с определенными физическими характеристиками («подкоровый», «базальтовый», «гранитовый»). Петрографически он выражен в возникновении парагенетической ассоциации полиминеральных

многокомпонентных пород единого формационного ряда. На следующем, более высоком уровне организации продолжается дифференциация вещества в пределах «слоя», парагенетической ассоциации. Элементы, слагающие такую ассоциацию, расчленяются на все более обособленные группы — минералы, с тенденцией преобладания в каждой из них катионов с равными значениями ионных радиусов. На заключительном, последнем уровне углубляется дифференциация вещества, увеличиваются концентрации обособляющихся групп минералов, возрастает их гомогенизация, выражающаяся в возникновении мономинеральных скоплений, как породообразующих, так и рудных. С этих позиций тенденцию любого глубинного процесса породообразования к гомогенизации, т. е. появлению мономинеральных концентратов, следует рассматривать как проявление процесса естественного упорядочения вещества. Процесс упорядочения стимулирует накопление однородных элементов, т. е. является геохимической причиной появления мономинеральных, и рудных, концентраций.

Наиболее однородным и поэтому наиболее экономичным продуктом реакций породообразования является рудный минерал. Следовательно, возникновение мономинеральных и как высшее их проявление рудных соединений является конечной стадией упорядоченности вещества. С этих позиций возникновение рудных концентраций следует рассматривать как отражение стремления данной термодинамической системы к состоянию покоя с затратой минимума энергии, что в свою очередь способствует высвобождению новой энергии, стимулируя этим возникновение новой термодинамической системы, дающей начало следующему циклу породообразующих процессов, приводящих к появлению нового глубинного слоя, новой формации глубинных пород и руд.

Итак, потенциальная возможность возникновения рудных концентраций прямо пропорциональна степени упорядоченности рудного вещества. Поэтому наиболее перспективными породами — концентраторами оруденения в пределах конкретной породообразующей зоны (метасоматической фации, геологической формации) являются образования, максимально геологически дифференцированные, т. е. мономинеральные. Именно этой причиной объясняется отсутствие первично залегающих рудных концентраций в гетерогенных образованиях типа перидотита, габбро, гранита и приуроченность их к дунитам, альбититам и т. п.

Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры

Формирование геосфер Земли — планетарный длительный эволюционный процесс. Начальная, возможно самая эффективная, стадия его проходила еще в период дифференциации вещества протопланетного газово-пылевого облака, что вполне реально, принимая во внимание нестабильное состояние подобной системы. В частности, при протопланетном расслоении, вероятно, произошло обогащение внешней зоны облака радиогенными элементами; такая концепция позволяет построить наиболее правдоподобную модель теплового режима Земли [272].

Планетарная стадия развития Земли обусловлена дальнейшей дифференциацией ее вещества — формированием ядра, мантии и земной коры. Наиболее наглядно благодаря доступности исследования и, возможно, наиболее интенсивно процесс дифференциации проявился в земной коре. Предположение о его интенсивности обосновывается на том, что эта маломощная зона, составляющая около 1% объема планеты, является поверхностью раздела различных фазовых

состояний ее вещества и, как всякая высокоградиентная зона, несет максимум напряжений, отражающих изменение состояния всей твердой части планеты.

В области развития континентальной земной коры повсюду устанавливается ее двухслойное строение. Нижний, базальтовый слой сложен кристаллическими породами с предельным составом, близким к гиперстеновому диориту или лейконориту с плотностью 2,7—2,8 г/см³. Для верхнего, гранитного, слоя предельной породой является гранит с плотностью 2,5—2,6 г/см³ [100].

Предельная порода каждого слоя характеризуется набором главных петрогенных катионов с определенной плотностью, которая возрастает по мере увеличения *P—T*-условий. Атомная плотность (отношение атомного веса к объему атома при определенном координационном числе) калия и натрия — катионов гранитного слоя — колеблется от 0,5 до 0,9 г/Å³, а магния и кальция — катионов базальтового слоя — от 1,4 до 1,6 г/Å³. Примечательно поведение алюминия: в гранитном слое он представлен рыхлой анионной формой (0,85 г/Å³), в базальтовом слое наряду с анионной присутствует и катионная его форма; в метаморфических минералах зон высоких динамических напряжений алюминий преимущественно представлен катионной формой. Аномальным поведением отличается железо. Это типичный петрогенный элемент базальтового слоя, но с атомной плотностью 6,95 г/Å³, характерной для мантийного вещества. Подобный феномен может быть объяснен присутствием в петрогенных растворах железа в виде феррата, где оно образует анионный комплекс FeO₄²⁻. Наиболее известный феррат калия — K₂FeO₄ легко растворим в воде, является сильным окислителем, в подкисленном растворе его выделяется кислород и железо переходит в Fe²⁺. Присутствие в растворах ферратов щелочных металлов кроме загадочного поведения железа может в ряде случаев объяснить быстрое изменение кислотно-щелочного режима этих растворов.

Для рудных элементов характерна атомная плотность выше 4 г/Å³; они не входят в равновесные петрогенные ассоциации ни гранитного, ни базальтового слоев; появление рудных элементов в этих зонах земной коры явление аномальное, не связанное с развитием слоистой структуры Земли.

Большая часть рудных компонентов поступила в земную кору в рассеянном виде вместе с расплавами основных и ультраосновных пород; они, так же как и сами расплавы, являются производными вещества верхней мантии [307]. В процессе развития земной коры возможно дальнейшее рассеивание или же концентрация рудных элементов. В последнем случае формируются их месторождения, поэтому изучение причинно-следственных связей появления, миграции, перераспределения и накопления рудных элементов в земной коре является важнейшим направлением металлогенической петрологии.

В геологической истории развития земной коры намечается несколько переломных моментов, выраженных в принципиальной смене магматизма, метаморфизма и структурных форм их проявления. Один из таких кульминационных моментов приходится на раннеархейский период. К началу его приурочено накопление мощных толщ основных вулканогенных пород. Предположение об интенсивном раннеархейском основном вулканизме базируется на данных о среднем химическом составе пород архея, близком к составу базальтов [296]. Это подтверждается новейшими данными по геологии Луны (по материалам программы «Аполлон» и советских автоматических станций).

Лунные «материки» сложены породами, по минеральному и химическому составу близкими к лейконоритам, аналогичным породам базальтового слоя Земли [99]. Более молодые лунные «моря» заполнены основными породами, аналогичными базальтам и микрогаббро, возраст которых около 3,5 млрд. лет,

или раннеархейского возраста по земному исчислению. Таким образом, в геологической истории Земли и Луны выделяются доархейский период формирования лейконоритов базальтового слоя, охватывающий всю территорию планеты, и раннеархейский период массового излияния базальтоидов, заполнявших изометричные глобальные структуры. Этот процесс, судя по современным вулканам, сопровождался огромной потерей тепловой энергии, достигающей $1000 \text{ ккал/км}^2 \cdot \text{с}$. Луна после излияния базальтов исчерпала свои энергетические возможности и после раннего архея стабилизировалась в своем развитии. Земля — планета с большими массой и энергией — пережила этот кризис и продолжала эволюционное развитие, но тектонические сооружения послеперархейского периода резко изменили характер. Вместо глобальных изометричных форм развития базальтового слоя и «морей» основных вулканических образований начинается развитие локальных линейных структур геосинклинального типа, ведущее к формированию гранитного слоя земной коры.

Длительная переработка базальтового вещества в верхней части земной коры с тенденцией преобразования его в вещество современного гранитного слоя протекала под действием двух факторов: метаморфизма и гранитизации, или кремнекислого — щелочного метасоматоза. В процессе регионального метаморфизма в условиях нарастания температуры и давления увеличивается подвижность летучих компонентов, прежде всего H_2O и CO_2 . Происходит разрушение гидроксилсодержащих и карбонатных минералов и частичный переход в раствор заключенных в них акцессорных рудных элементов. При высокой степени регионального метаморфизма (гранулитовая фация) частично приобретают подвижность щелочные элементы, что ведет к увеличению основности метаморфических пород. В связи с дефицитом в базальтоидах калия метаморфическая базификация сопровождается преимущественно миграцией натрия.

Удаленные из зоны интенсивного метаморфизма растворы перемещаются за счет P — T -градиента вверх и, фильтруясь через слабо метаморфизованные толщи, производят значительные метасоматические изменения слагающих эти толщи пород. К этим изменениям относятся гидратизация, карбонатизация, а также объемная альбитизация пород фации зеленых сланцев. Благодаря высокой пластичности вещества при метаморфизме градиентные поверхности в системе отсутствуют и изменение физико-химических свойств растворов происходит постепенно. С этим связан объемный характер метасоматоза и отсутствие аномальных концентраций как щелочных, так и рудных элементов. Региональный метаморфизм ведет к частичному перераспределению вещества в пределах метаморфических зон, но диспергированность всей системы в целом сохраняется.

Последнее время все больше утверждается представление о разрыве во времени проявления регионального метаморфизма и гранитизации. Ю. Ир. Половинкина [234] считает, что гранитизация архейских пород Украинского кристаллического массива связана с раннепротерозойским этапом развития этой территории. Наиболее вероятно, что начало гранитизации совпадает с началом инверсии геосинклинали. Этот период характеризуется резко выраженными разнонаправленными движениями, что хорошо фиксируется в максимальной дисперсности химических и физических параметров гранитизированных пород [79]. В процессе гранитизации средняя плотность пород непрерывно уменьшается, что указывает на уменьшение давления в системе, опять же говорящее в пользу приуроченности гранитизации к восходящим участкам структуры.

Большинство исследователей связывают гранитизацию с условиями амфиболитовой или даже гранулитовой фаций регионального метаморфизма, т. е.

считают, что этот процесс протекает в интервале температур 650—800° С и давления, не превышающего 13—15 кбар [270]. Это предположение подтверждается данными о температуре декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в минералах гранита и гранито-гнейса [110], близкой к 600—720° С.

Гранитизация накладывается на метаморфизованные и, следовательно, в значительной мере или даже полностью обезвоженные породы. Тем не менее этот процесс проходит под действием кремнекислых щелочных растворов эндогенного происхождения. Одним из сложных и далеко еще не решенных вопросов петрологии является вопрос о составе и агрегатном состоянии растворов — агентов гранитизации. Состав ювенильных гранитизирующих растворов можно установить на основании состава реликтовых газово-жидких включений в минералах гранитов. Для докембрийских, преимущественно метасоматических гранитов это высококонцентрированные водные растворы кремнезема и хлорида натрия с примесью сульфатов калия и кальция, для палеозойских интрузивных гранитов [191] это водные растворы сульфата и карбоната кальция, калия и натрия с подчиненным присутствием иона хлора и низкой концентрацией в растворе кремнезема. Состав газов высокотемпературных включений преимущественно такой: H_2 , CH_4 и CO , в небольшом количестве CO_2 .

В высокотемпературных включениях, гомогенизирующихся при 600—700° С, водная компонента практически отсутствует [109]. С понижением температуры доля газов в этих включениях падает за счет возрастания содержания воды, достигающего 60% при 400° С и 90% при 200° С. Следовательно, при температуре образования гранита (600—700° С) в составе летучих нет свободного кислорода и, вероятно, воды.

Отсутствие в ювенильных газовых потоках и в высокотемпературных газовых включениях свободного кислорода при высокой концентрации водорода позволяет предположить, что в зоне генерации гранитизирующих агентов вода как химическое соединение отсутствовала. Подтверждением низкой концентрации свободного кислорода (или его полного отсутствия) на глубине служит низкая валентность Fe и Mn в глубинных породах. Заметно уменьшается содержание даже связанного кислорода с возрастом основной пород с 65—68% в граните до 57—59% в гипербазите, а что основность пород с глубиной возрастает — возражений, вероятно, не вызывает.

В земной коре преобладают кислородные соединения кремния. Ф. А. Летников [162] отмечает, что в условиях гипогенного минералообразования в первую очередь образуются окислы с высоким изобарным потенциалом. Поскольку у металлов сродство к кислороду выше, чем у водорода, вода начнет образовываться только тогда, когда будут насыщены кислородные связи большинства металлов и прежде всего кремнезема, изобарный потенциал которого (196,9 ккал/моль) в несколько раз выше изобарного потенциала воды (56,7 ккал/моль).

В случае поступления воды в рассматриваемую зону со стороны она будет разлагаться с выделением свободного водорода по формуле $H_2O + 3FeO = Fe_3O_4 + H_2$ или $CO + H_2O = CO_2 + H_2$. Принимая во внимание ограниченное развитие в газовой фазе CO_2 по сравнению с CO , поступление воды в систему со стороны мало вероятно.

Д. Н. Хитаров [300] на основании данных по электропроводности и термодинамическому анализу равновесий в водносилкатных системах при высоком давлении пришел к выводу, что при температуре около 1200° С практически вся вода находится в диссоциированном состоянии. Следовательно, ниже границы Мохоровичича вода едва ли вообще существует [74]. Если отсутствуют

водные растворы, то в каком же виде кремний и щелочи поступают в земную кору? Наиболее летучими соединениями кремния с максимальным давлением пара является SiO , SiCl_4 , H_4SiO_4 . Окись кремния образуется при 1300—1400° С в восстановительной среде углерода. Вследствие высокой упругости пара окись кремния и окись углерода диффундируют в газовой фазе из зоны разогрева в зону более низких температур. По мнению многих исследователей [23, 110], кремний скорее всего диффундирует в виде галогидных соединений. При температуре ниже 700—800° С в присутствии даже незначительного количества кислорода или воды летучие соединения кремния окисляются ($2\text{SiO} + \text{O}_2 = 2\text{SiO}_2$; $\text{SiCl}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{SiO}_2 + 4\text{HCl}$) и переходят в нелетучие двуокисные соединения типа кварца. Свободный кремнезем появляется в горных породах только при *P-T*-условиях гранулитовой фации метаморфизма, но избытка кислорода, необходимого для образования воды, в этих условиях не было. Подтверждением этому служит заметная концентрация графита в гранулитах; реакция $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$ при температуре выше 500° С пойдет влево, т. е. при наличии воды графит в гранулитовой фации не устойчив. Следовательно, в условиях гранулитовой фации количество кислорода было достаточно только для частичного или полного насыщения кремния. Возможно, что пластинчатая форма выделения кварца в гранулите обусловлена специфическими условиями переноса вещества в газовой фазе [134].

Низкий окислительный потенциал среды верхней мантии и базальтового слоя указывает, что ювенильный кислород поступает к земной поверхности только в связанном виде, преимущественно с кремнием или углеродом. Повышение концентрации свободного кислорода в нижней части гранитного слоя обусловлено выделением его при переходе окисных соединений осадочных пород в закисные соединения метаморфических. Значительный объем кислорода выделяется при полимеризации щелочных силикатов и образовании кремнезема (этот процесс рассматривается далее). Реликтовая вода метаморфических минералов играет сугубо второстепенную роль.

Судя по характеру развития процесса гранитизации, водные растворы в системе появляются только при *P-T*-условиях амфиболитовой фации метаморфизма, что подтверждается данными из области минералогической термометрии и барометрии. Н. Г. Судовиков [281] отмечает, что «следует считать реальными те (водные) растворы, которые формируются в области гранитизации» (стр. 422).

В процессе гранитизации в систему привносятся кремний, калий, натрий. Наиболее подвижными соединениями подобного состава с низкой температурой плавления являются щелочные силикаты, хорошо известные нам как «жидкие стекла». При высоком содержании щелочей вода прекрасно растворяется в расплаве щелочного силиката, наблюдается постепенное изменение жидкой фазы от чистого щелочного силиката до разбавленного водного раствора.

При гранитизации происходит частичное постепенное удаление из раствора калия и натрия, что сопровождается перестройкой структуры щелочного силиката от типа $2\text{R}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2$ или $\text{R}_4 [\text{SiO}_4]$ при $\text{O} : \text{Si} = 4$ до типа $\text{R}_2\text{O} \cdot 4\text{SiO}_2$ или $\text{R}_{12} [\text{Si}_{24}\text{O}_{54}]$ при $\text{O} : \text{Si} = 2,2$. Изменение структуры ведет к полимеризации кремнекислородного аниона с дальнейшей коагуляцией коллоида и выделением свободного кремнезема — окварцеванию породы. С полимеризацией щелочного силиката связано выделение свободного кислорода в количестве около двух единиц на одну единицу кремния, что в значительной мере способствовало образованию в системе воды.

Рассмотренная нами модель агрегатного состояния гранитизирующих агентов позволяет объяснить последовательность минералообразования при

гранитизации: щелочной метасоматоз с полевошпатизацией, окварцевание и появление в этой зоне воды.

При гранитизации происходит замещение железо-магнезиально-кальциевых силикатов и алюмосиликатов на калинатровые алюмосиликаты и кварц. Это преобразование породы сопровождается разрушением большей части темноцветных минералов исходных пород — минералов концентраторов рассеянных рудных элементов. В новообразованных минералах гранита эти элементы входят в несравненно меньшем количестве. Таким образом, в зону гранитизации поступали субколлоидные растворы (расплавы) щелочного силиката, а из зоны гранитизации выносятся истинные растворы железа, магния, кальция с примесью ряда других рудных элементов.

Из зоны гранитизации под действием динамических напряжений растворы переносятся в более верхние горизонты, не затронутые кремнещелочным метасоматозом. Воздействие этих растворов на породы гнейсового или сланцевого комплексов, лежащих выше зоны гранитизации, ведет к базификации этих пород, особенно сильно проявленной в амфибол- и пироксеносодержащих разновидностях благодаря повышению активности оснований в среде, богатой кальцием, магнием и железом [144].

Представления о «фронте базификации» как антиподальном проявлении гранитизации существуют уже не один десяток лет, но впервые региональная базификация с масштабами порядка сотен квадратных километров была установлена Н. Г. Судовиковым среди метаморфических комплексов Алданского щита [279]. Позже автором было выявлено широкое проявление процессов базификации в пределах северо-восточной части Балтийского щита, где выделено несколько зон «регионального скарнирования» протяженностью от нескольких десятков до нескольких сотен километров [101].

В отличие от процесса гранитизации, проявленного обычно объемно и захватывающего крупные, часто изометричные площади, зоны базификации отчетливо линейны. Это связано с различной компетентностью горных пород: относительно пластичным состоянием их в зоне гранитизации и более компетентным в зоне базификации; поэтому в последнем случае движение растворов, их пути отчетливо контролируются региональными тектоническими нарушениями.

В процессе базификации выделяются высокотемпературная и низкотемпературная стадии. В высокотемпературную стадию, имеющую существенно инфильтрационный характер, из раствора осаждаются магний, кальций и частично железо, а в раствор поступают калий и натрий. С возрастанием щелочности раствора начинается частичная десиликация базифицированных пород — выщелачивание из них кремнезема, причем наиболее энергично растворяется свободный кремнезем — кварц. На этой стадии по породам любого состава образуются клинопироксеновые скарны с основным плагиоклазом и гранатом альмандин-гроссулярового ряда. Наиболее характерные рудные элементы входят либо в сложные силикатные соединения (железо в пироксен и гранат), либо присутствуют в силикатах в качестве изоморфных примесей (никель и медь в пироксене, свинец и цинк в плагиоклазе). Исключение составляет вольфрам, образующий собственный кальциевый минерал — шеелит. На основании расчета установленных парагенетических ассоциаций породообразующих минералов, а также данных по минерало-термометрическим исследованиям температура образования скарнов близка к 500—550° С. По железистости сосуществующих пироксена и граната скарны относятся к фации повышенной кислотности [97].

Низкотемпературная, существенно диффузионная стадия ведет к образованию полизональной метасоматической структуры, захватывающей как зону развития высокотемпературных скарнов, так и вмещающие небазифицированные в первую стадию породы. Формирование этой зональности связано с телескопическим характером перераспределения и фиксации химических элементов, выносимых из пироксеновых скарнов в процессе их низкотемпературного преобразования.

От центра к периферии полизональной структуры выделяются четыре зоны.

1. Зона фиксации железа мощностью от нескольких метров до нескольких сотен метров. Расположена она обычно в пределах тела высокотемпературных скарнов и состоит из двух подзон: актинолит-гематитовых кварцитов и актинолит (куммингтонит)-магнетитовых кварцитов, часто содержащих реликты пироксена.

2. Зона фиксации глинозема мощностью от нескольких метров до десятков метров. В ней проявлена интенсивная силлиманитизация пород любого состава, иногда силлиманит сопровождается ставролитом и кианитом. Глиноземистый метасоматоз часто выражается в мусковитизации, что указывает на повышенный потенциал в растворе калия.

3. Зона фиксации кальция мощностью от нескольких десятков сантиметров до 20—30 м. Сложена амфибол-диопсид-плагноклазовыми и сфен-диопсид-кальцитовыми с гроссуляром скарноидами, эпидозитами и кальцифирами. Постоянное присутствие в породах сфена указывает, что в этой зоне фиксируется связанный с кальцием титан. Из рудных минералов здесь присутствуют пирротин и реже халькопирит.

4. Зона фиксации магния мощностью от десятков до сотен метров. В зависимости от концентрации сопутствующих магнию компонентов в этой зоне возникают различные минеральные ассоциации. В подзоне с повышенным потенциалом железа образуются антофиллит-жедритовые амфиболиты, в подзонах с повышенным потенциалом калия и глинозема — биотитовые сланцы (слюдиты), а там, где при этом существовал пониженный потенциал железа, — флогопитовые слюдиты, при высоком потенциале глинозема — шпинель-кордиеритовые скарноиды. Из рудных минералов в этой зоне присутствуют пирротин, халькопирит и иногда пентландит.

Характер рудной минерализации показывает, что в процессе низкотемпературного метасоматического преобразования пироксеновых скарнов рудные химические элементы образуют самостоятельные минералы. Вследствие изменения кислородного потенциала в полизональной метасоматической структуре, быстро убывающего от ее центра к периферии, окислы сменяются сульфидами, что хорошо видно на минералах группы железа: гематит — магнетит — пирротин. С проявлением этого процесса связано образование крупных железорудных месторождений типа Оленегорского на Кольском полуострове и возможно выявление сульфидной медно-никелевой минерализации типа месторождения Томпсон в Канаде, приуроченной к зоне фиксации магния, где магний является каталитическим осадителем никеля.

На основании парагенетического анализа и данных минералотермометрии температура образования магнетитовых кварцитов и окружающих их скарноидов не превышала 350—400° С. Судя по железистости сосуществующих в этих породах пироксенов и гранатов, скарноиды следует относить к фации нормальной кислотности, а магнетитовые кварциты — к фации низкой кислотности.

В процессе базификации из горных пород путем обменной реакции в рас-

твор переходят кремнезем и щелочи. Перемещение новообразованных кремнекислых щелочных растворов вверх по зоне глубинного разлома, контролирующего развитие базификации, приводит к метасоматическому преобразованию пород надбазификационного уровня. В результате второй волны кремнещелочного метасоматоза образуются ассоциации пород, относимые рядом исследователей к формации щелочных метасоматитов региональных глубинных разломов [157, 251]. Высокотемпературная фация этих метасоматитов проявлена в виде микроклинитов, формирующихся непосредственно за высокотемпературными скарнами. Микроклинизация захватывает реликтовые участки гнейсов среди скарнов, а также вмещающие скарновые тела породы и образует около них зоны мощностью до 50—100 м. Темноцветные минералы микроклинита обычно являются реликтовыми минералами исходной породы. При формировании полиметасоматической структуры низкотемпературных скарноидов микроклиниты подвергаются оруденению, скарнированию и окварцеванию точно так же, как и остальные породы метаморфического комплекса. В них наблюдается магнетитовая, пирротиновая и иногда молибденитовая минерализация.

Низкотемпературная фация щелочных метасоматитов представлена альбититами, обычно удаленными от зоны базификации на сотни метров и более, образующими согласные или секущие тела со специфической редкометальной минерализацией. Формируются альбититы после низкотемпературных скарноидов, но до безрудных кварцевых жил.

При щелочном метасоматозе путем обменных реакций раствор обогащается кальцием, в меньшей мере магнием и железом. Низкотемпературные гидротермальные растворы, обогащенные этими элементами, вызывают вторую волну базификации, выразившуюся в появлении линейных зон кальцифиров и кварц-сульфат-карбонатных жил с гематитом, полиметаллами и редкоземельной минерализацией.

Вверх по разрезу земной коры, в надгранитизационной зоне, наблюдается непрерывное затухание интенсивности метасоматических процессов с тенденцией к большей локализации продуктов метасоматоза. Одна из форм такой локализации есть появление в зонах метасоматоза крупных концентраций рудных элементов.

Концентрация рудных элементов обусловлена рядом причин, главными из которых являются изменение давления в системе раствор — порода и изменение структуры растворителя. При миграции раствора из зоны преимущественно пластических деформаций, где развиты микропористые и микротрещиноватые текстуры пород (зона гранитизации), в зону базификации, где преобладают разрывные нарушения, раствор попадает в участки повышенной трещиноватости, являющиеся участками сброса преимущественно рудных элементов, связанного с резким падением давления раствора. Силикатная составляющая растворов благодаря меньшей, по сравнению с рудной, зависимостью растворимости от давления [269] не так эффективно реагирует на изменение этого параметра.

На ведущую роль изменения структуры растворителя на локализацию рудных концентраций указывает А. М. Блох [25]. Молекулы воды в микропористой породе подвергаются сильному воздействию поля поверхностных сил, вызывающих искажение ее микроструктуры, что влечет за собой ослабление связей O—H и увеличение кислотности растворителя. В макропористой (трещиноватой) породе влияние поля поверхностных сил исчезает, при этом падает способность воды к ионизации и, следовательно, понижаются ее кислотные свойства, что ведет к осаждению из раствора рудных элементов.

В надгранитизационной зоне земной коры состав и агрегатное состояние метасоматизирующих растворов изменяются следующим образом: в зону базификации поступают истинные растворы железа, кальция и магния; в процессе высокотемпературного скарнирования они превращаются в водный раствор железо-щелочного силиката. По прошествии калиевого метасоматоза и формирования микроклинитов раствор переходит в субколлоидную, а затем в коллоидную фазу за счет полимеризации SiO_4 . Оруденение и окварцевание стадии низкотемпературного скарнирования ведет к образованию истинного водного раствора NaOH . Альбитизация сопровождается обменной реакцией с обогащением водного раствора кальцием, отчасти магнием и железом; в этих низкотемпературных растворах в анионной группе важную роль играют HCO_3 и SiO_4 . Растворы производят весьма слабую вторичную базификацию, сами при этом незначительно обогащаются щелочными элементами. Такие слабощелочные термальные растворы поступают на дневную поверхность и сбрасываются в Мировой океан.

В настоящее время не вызывает сомнения, что подавляющая часть гранитоидных интрузий генерируется в пределах гранитного слоя земной коры. Зарождению гранитного расплава предшествовала эволюционная подготовительная стадия региональной гранитизации, благодаря которой исходные породы приобретали анхизэвтектический гранитоидный состав.

Зона гранитизации является зоной генерации воды, количество которой накапливается по мере развития и усиления интенсивности процесса гранитизации. На ранних стадиях этого процесса при $P - T$ -условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций регионального метаморфизма в сухой системе плавление не происходило и формировались только метасоматические граниты. По мере накопления воды понижается температура плавления системы и в участках максимальной концентрации воды возникают гранитоидные расплавы.

При гранитизации исходная порода лишалась феррических и рудных элементов и, следовательно, расплав этой «стерильной» породы не может нести какую-либо рудную минерализацию. Действительно, с архейскими и раннепротерозойскими гранитоидами, зарождавшимися на месте или перемещенными на небольшое расстояние, рудная минерализация обычно не связана. Граниты же, залегающие в верхних структурных этажах, удаленные от зоны магмообразования на значительные расстояния, часто сопровождаются богатой рудной минерализацией. Этот факт послужил основанием для предположения об особой «безрудной специализации» гранитоидов архея и раннего протерозоя.

При внедрении гранитной интрузии в верхние горизонты земной коры расплав в большинстве случаев использует уже ранее существовавшие ослабленные тектонические зоны, которые контролировали размещение продуктов метасоматической стадии переработки вещества, в частности продуктов базификации и щелочного метасоматоза. Глубинные разломы являются не только зоной миграции подкорового вещества, но и зоной интенсивного теплового потока — тепловодом. В этих тектонически активных зонах возможна частичная ассимиляция гранитным расплавом рудных компонентов зон метасоматического рудогенеза, что определяет рудную специализацию как отдельных интрузий, так и разновозрастных гранитоидных комплексов единой структурно-формационной зоны. Наряду с ассимиляцией происходит мобилизация рудных компонентов структур регионального скарнирования и щелочного метасоматоза под действием остаточных водных эманаций в условиях высокого

теплового поля, сопровождающего внедрение расплава. Мобилизованные рудные компоненты локализуются в структуре, контролирующей становление интрузии; в этом случае устанавливается парагенетическая связь гранитоидов с рудными месторождениями. Если же руда по ряду причин локализуется вне этой структуры, то видимая связь гранитов и месторождений только подразумевается. В то же время далеко не со всеми гранитоидными интрузиями связана промышленная или даже перспективная рудная минерализация. Вероятно, только те гранитоидные интрузии являются потенциально рудоносными, расплав которых при внедрении прошел через зону рудогенеза базификации или щелочного метасоматоза.

В процессе метасоматического преобразования верхней части земной коры устанавливается определенная вертикальная зональность:

1. Нижняя зона кремнещелочного метасоматоза. Характеризуется интенсивным привнесением калия, в меньшей мере натрия и кремнезема из подкоровых глубинных источников. Новообразования этой зоны принадлежат к формации метасоматических и реоморфических гранитоидов, не несущих значительных рудных концентраций.

2. Нижняя зона базификации. Фиксируются кальций, магний, железе и рудные элементы, вынесенные из зоны гранитизации. Породы зоны объединены в формацию региональных скарнов, подразделяемую на субформацию высокотемпературных пироксеновых скарнов с шеелитовой минерализацией или собственно скарнов и субформацию скарноидов — относительно низкотемпературных полиминеральных пород, сопровождаемых железорудной и, возможно, сульфидной медно-никелевой минерализацией.

3. Верхняя зона кремнекислого щелочного метасоматоза с источником кремнезема и щелочей, вынесенных из нижней зоны базификации. Породы зоны объединены в формацию щелочных метасоматитов глубинных разломов также с двумя субформациями: безрудных высокотемпературных микроклинитов и низкотемпературных рудных альбититов.

4. Верхняя зона базификации с источником основных компонентов, поступающих из зоны щелочного метасоматоза. Образования ее объединены в формацию кварц-сульфатно-карбонатных пород, часто сопровождающихся полиметаллическим оруденением.

Формационная группа скарнов, щелочных метасоматитов и кварц-сульфат-карбонатных жил образует нижний метасоматический уровень рудогенеза, в котором выделяются субуровни локализации отдельных рудных ассоциаций.

В процессе развития гранитоидного магматизма происходит регенерация рудных концентраций нижнего уровня и переотложение их в более верхних структурных этажах; так формируется верхний «магматогенный» уровень рудогенеза. Нижний уровень является наиболее перспективным в областях глубокого эрозивного среза земной коры; поиски рудных концентраций в докембрийских структурах должны ориентироваться главным образом на проявления, связанные с нижним метасоматическим уровнем. К сожалению, следует отметить, что образования этого уровня в настоящее время изучены еще крайне недостаточно. Рудные концентрации верхнего уровня проявляются в менее эродированных структурах, но не следует забывать, что взаимосвязь и взаимозависимость двух этих уровней рудогенеза являются главным критерием металлогенической специализации каждого конкретного региона.

О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита)

В докембрии Алданского щита выделяются две минерагенические эпохи — архейская и ранне-среднепротерозойская. Архейская минерагеническая эпоха (3300—2600 млн. лет назад) охватывает период прогеосинклинального развития региона, ранне-среднепротерозойская эпоха (2600—1300 млн. лет) — период двукратной тектоно-магматической активизации древнего складчатого основания, являющейся отголоском мощных орогенических процессов, развивавшихся в эту эпоху по периферии Алданского щита. Эти эпохи различаются по направленности, условиям и масштабам проявления метасоматических процессов, по металлогенической специализации рудно-метасоматических комплексов, но сходны по типу связи метасоматического пороодо- и рудообразования с процессами ультраметаморфизма.

Всю совокупность докембрийских метасоматических образований Алданского щита можно сгруппировать в шесть формаций, которые подразделяются на ряд фаций. Под метасоматической формацией в данном случае понимается статистически устойчивая совокупность генетически родственных метасоматических пород, образовавшихся в определенных геотектонических и физико-химических условиях и характеризующихся сходной рудно-геохимической специализацией. Метасоматическая фация — это группа метасоматитов, возникающая в условиях, определяемых вариациями одного или нескольких термодинамических параметров. Основные результаты формационно-фациального анализа докембрийских метасоматических образований Алданского щита отражены в табл. 3. Ниже приводится обобщенная характеристика только формаций магнезиальных, магнезиально-железистых и магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов. Семейство формаций кварц-полевошпатовых метасоматитов подробно описано ранее [250].

Формация магнезиальных метасоматитов объединяет древнейшие на Алданском щите метасоматические образования. Становление ее относится к раннему, прединверсионному, этапу развития Алданской прогеосинклинальной области и сопряжено во времени с внедрением магматических пород ультраосновного состава. Размещение магнезиальных метасоматитов контролируют крупные разрывные нарушения широтного простирания — Северо-Алданский, Кэннэнэйский, Эвотинский, Анамжакский, Сутамский разломы. Кэннэнэйский и Эвотинский разломы ограничивают с севера и юга Уигринско-Тимптонскую синклиорную конседиментогенную структуру, в пределах которой магматические породы офиолитовой формации распространены особенно широко. Эти разломы фрагментарно прослеживаются по выходам офиолитов и магнезиальных метасоматитов на запад Алданского щита через бассейн среднего и верхнего течения рек Тас-Мизле и Большого Тора в район южной оконечности оз. Ничатка, а на восток щита — через бассейн Сеймдые в район низовьев Гыныма. Общая протяженность Ничатско-Гынымской зоны локализации магнезиальных метасоматитов превышает 700 км при ширине 20—40 км.

Северо-Алданский разлом аналогичным образом прослеживается на запад до бассейна Темулякита и на восток через бассейн Суннагина в район низовьев Учюра, что в целом вырисовывает полого выгнутую к северу полосу шириной 15—20 км, протяженностью до 600 км. На продолжении к западу Анамжакского разлома выходы магнезиальных метасоматитов установлены в верховьях

Средней Унгры, в бассейне Имангракана, в верховьях Хани и в нижнем течении Апсата и Нижнего Сакукана. В юго-восточной части Алданского щита отчетливо вырисовывается еще зона локализации магнезиальных метасоматитов — Сутамская, параллельная границе щита.

В пределах названных зон, располагающихся субпараллельно друг другу с интервалом 100—120 км, магнезиальные метасоматиты образуют пластообразные, линзовидные или шпировые тела мощностью 1—5 м и протяженностью по простиранию до нескольких десятков метров. Границы тел нечеткие. Вмещающими породами обычно являются двупироксеновые кристаллосланцы или высокоглиноземистые гнейсы.

Макроскопически магнезиальные метасоматиты представляют собой зеленовато-черные массивные или полосчатые породы с крупно- до гигантозернистой (под микроскопом с порфиробластовой, ситовидной, келифитовой) структурой. Среди петрографических разновидностей магнезиальных метасоматитов распространены преимущественно оливинсодержащие метасоматические породы, отвечающие парагенетическому ряду $Gi_{5-26} + Ol_{5-12} \pm Pi_{10-20} \pm Ro_{12-31} + Шп + Мт$, и гранатсодержащие метасоматические породы парагенетического ряда $Pi_{10-40} + Алм_{50-80} \pm Gi_{30-50} \pm Ro_{30-60} \pm Пл_{50-90}$.

В метасоматитах первого парагенетического ряда главнейшими минералами являются ортопироксен и оливин, постоянно ассоциирующие с магнетитом и шпинелью. Породы такого состава слагают центральную зону метасоматической колонки следующего вида: $Пл + Ги + Пи + Ро$ (исходный кристаллосланец) $\rightarrow Пл + Ги + Пи \rightarrow Ги + Пл + Мт \rightarrow Ги + Ол + Мт + Шп$. В магнезиальных метасоматитах второго парагенетического ряда главную роль играют клинопироксен и гранат пироп-альмандин-гроссулярового состава. Зональность в распределении породообразующих минералов гранатсодержащих метасоматитов проявлена нечетко. В общем случае от периферии к центру тела метасоматитов происходит последовательное исчезновение роговой обманки ортопироксена, плагиоклаза.

Общими особенностями магнезиальных метасоматитов являются: 1) преимущественно полиминеральный состав (преобладают пяти- и шестиминеральные ассоциации), 2) резко выраженная неравновесность минеральных ассоциаций, 3) пониженная кремнекислотность и повышенная магнезиальность (до уровня магматических пород ультраосновного состава).

Формирование магнезиальных метасоматитов происходило в условиях глубокого регионального метаморфизма гранулитовой ступени толщи прогеосинклинальных вулканогенно-осадочных образований, когда по зонам глубинных разломов (Северо-Алданского, Кэннэнэйского и др.) в широких масштабах поступало подкорое вещество в виде интрузий офиолитов и интрателлурических растворов, обогащенных кальцием и магнием. По данным парагенетического анализа определяющую роль в процессах оливинизации и эклогитизации супракрустальных пород играли колебания в метасоматизирующих интрателлурических растворах величин химических потенциалов натрия и кальция. Изученные парагенезисы магнезиальных метасоматитов (особенно гранатсодержащих) устойчивы при низком химическом потенциале натрия. С повышением μCaO (и соответственно щелочности растворов) происходит последовательная смена парагенезисов в ряду: $Пи + Алм + Ги + Пл \rightarrow Ол + Ги + Пи + Пл \rightarrow Ро + Пл + Ги + Алм \rightarrow Пи + Ро + Пл + Алм \rightarrow Пи + Ол + Ро$. В этом ряду роговая обманка неустойчива при пониженном μCaO , а ортопироксен и гранат — при повышенном μCaO . Два первых парагенезиса характеризуют прогрессивную ветвь метасоматического преобразования метаморфического

Характеристика докембрийских рудно-мета

Минералогическая эпоха	Генетически или парагенетически родственный комплекс пород, положение в тектоно-магматическом цикле, абсолютный возраст	Формация метасоматитов	ведущий для формации
Протерозойская	Постинверсионный интрузивно-реоморфических гранитоидов (гранит-лейкогранитовая формация) II этап тектоно-магматической активизации. 1700—1300 млн. лет назад	Кварц-альбит-микроклиновых	Кв ± : Кш ₁₀₋₁₅ ^{0,75-1,0} ↓ Пл ₅₋₂₀
	Постинверсионный интрузивно-анатектических гранитоидов (гранодиорит-гранитовая формация) I этап тектоно-магматической активизации. 1900—1700 млн. лет	Гроссуляровых кварц-плагиоклаз-ортоклазовых	Кв ± : Пл ₂₀₋₅₀ ↓ Кш ₁₅₋₄₀ ^{0,5-0,75}
Архейская	Позднейинверсионный интрузивно-анатектических аляскитовых гранитов (аляскитовая формация) II этап ультраметаморфизма. 2900—2600 млн. лет	Безгроссуляровых кварц-плагиоклаз-ортоклазовых	Кв ± : Кш ₁₅₋₄₀ ^{0,0-0,5} ↓ Пл ₂₀₋₅₀
	Сининверсионный палингено-метасоматических гранитоидов (мигматит-гранитовая формация) II этап ультраметаморфизма. 2900—2600 млн. лет	Магнезиально-железо-кальциевых	Пи ₅₋₃₀
	Прединверсионный палингено-анатектических чарнокитовых гранитоидов (эндербитовая формация) I этап ультраметаморфизма. 3200—2900 млн. лет	Магнезиально-железистых	Ги ₅₋₇₅ + Мт
	Прединверсионный метабазитов и метагнейсбазитов. 3300—3000 млн. лет	Магнезиальных	Ги ₅₋₅₀ + Ол ₅₋₁₂

Примечание. Стрелками показано изменение минерального парагенезиса в направлении повышения Подстрочные индексы минералов указывают общую железистость пироксенов, амфиболов, слюд, оливина, анортитового — в плагиоклазе, мейонитового — в скаполите, алмандинового, гроссулярового и спессартитового упорядоченность. В скобки заключены минералы, которые находятся в неравновесных взаимоотношениях

Формация метасоматитов	Минеральный парагенезис (фации метасоматитов)	Режим минералообразования	
	в породах, богатых кальцием и магнием, но бедных кремнеземом	Температура, °C	Характер растворов
Кварц-альбит-микрoклиновых	$\pm \text{Эп}_{0-17} \pm \text{Акт}_{0-12} \pm$ <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"> Ант $\text{Сп} \pm \text{Мт}$ Та \downarrow Фл_{5-17} </div> <div style="text-align: right;"> \rightarrow </div> </div>	540—400	Щелочной \downarrow Кислотный
Гроссуляровых кварц-плагноклаз-ортоклазовых	$\pm \text{Пи}_{5-36} \pm \text{Гр}_{20-60} \pm$ <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border-left: 1px solid black; padding-left: 5px;"> $\text{Кум}_{70-100} \pm \text{Би}_{5-30}$ $\text{Вол} \pm \text{Ск}_{50-70}$ Ка </div> <div style="text-align: right;"> \downarrow </div> </div>	650—540	Слабокислотный \downarrow Щелочной
Безгроссуляровых кварц-плагноклаз-ортоклазовых	$\pm \text{Ск}_{60-80} \pm \text{Пи}_{5-20} \pm$ <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"> Парг \downarrow Шп </div> <div style="text-align: right;"> \rightarrow $\pm \text{Фл}_{5-17}$ </div> </div>	800—530	Слабощелочной \downarrow Кислотный
Магнезиально-железо-кальциевых		1000—800	Кислотный \downarrow Щелочной
Магнезиально-железистых	$\pm \text{Пл}_{30-50} \pm$ <div style="display: flex; justify-content: space-around; align-items: center;"> <div style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"> Шп Сапф Корд_{15} \downarrow Кор </div> <div style="text-align: right;"> \rightarrow $\pm \text{Мт}$ </div> </div>	1000—900	Слабощелочной \downarrow Кислотный
Магнезиальных		> 1000—900	Кислотный \downarrow Щелочной

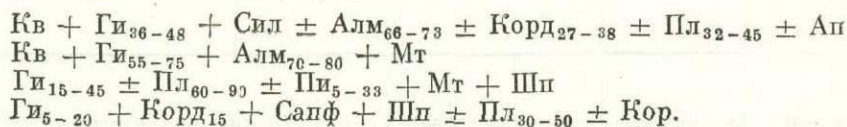
Процессы минералообразования	Оруденение метасоматитов	Структурная позиция. Пример проявления
Пегматитизация, серпентинизация, редкометалльный и боросиликатный минерогенез, хрусталеобразование (?)	Магнетитовое, редкометалльное и боросиликатное, горный хрусталь (?)	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма ортогональной ориентировки. Амутская зона
Пегматитизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание, скарнирование, редкометалльный минерогенез	Магнетитовое и редкометалльное	Зоны динамического метаморфизма и ультраметаморфизма диагональной, реже ортогональной ориентировки. Ыллымахская, Алдакай-Неричинская, Усть-Унгринская зоны
Пегматитизация (фельдшпатизация, окварцевание), флогопитообразование, редкометалльный минерогенез, скарнирование	Флогопитовое, магнетитовое и редкометалльное	Периферические части мигматит- и мигма-плутонов, зоны смятия и бластомилонитовые швы диагональной ориентировки. Эмельджакская, Канкунская, Ыллымахская зоны
Диопсидизация (скарнирование), амфиболитизация (метасоматические амфиболиты), биотитизация (слюдиты)	Магнетитовое	Периферические части мигматит-плутонов. Якут-Ыллымахский, Хатыминский мигматит-плутоны
Гиперстенизация, гранатизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание	Титаномагнетитовое, апатитовая минерализация	Долгоживущие разломы глубокого заложения широтной ориентировки. Северо-Алданский, Кэннэнэйский, Анамжакский разломы
Оливинизация, гиперстенизация, эклогитизация	Титаномагнетитовое	Унгринско-Тимптоинская конседиментогенная синклинорная структура. Северо-Алданский, Кэннэнэйский и Эвотинский глубинные разломы

субстрата, последующие — регрессивную ветвь. На прогрессивной стадии железистость темноцветных минералов понижается, на регрессивной стадии — повышается.

По химической сущности образование магнезиальных метасоматитов представляет собой процесс неконтрастной внутрислоевой базификации метаморфического субстрата под воздействием интрателлурических растворов, активность компонентов в которых последовательно повышается в ряду Al, Si, Mg, Fe, Ca, Na. Рудную специализацию магнезиальных метасоматитов определяет титаномагнетитовое оруденение.

Формация магнезиально-железистых метасоматитов занимает ту же структурно-геологическую позицию, что и формация магнезиальных метасоматитов. Наиболее часто выходы магнезиально-железистых метасоматитов отмечаются в пределах зон Северо-Алданского, Кэннэнэйского и Сутамского глубинных разломов, где они образуют линзовидные и пластообразные тела мощностью до 15 м и протяженностью до нескольких сотен метров. Границы тел неровные, расплывчатые, реже отчетливые. Текстура пород полосчатая или массивная, структура такситовая крупно-или грубозернистая, гранобластовая, пойкилобластовая, келифитовая.

В зависимости от состава подвергающихся замещению пород различаются четыре группы магнезиально-железистых метасоматитов, отвечающие следующим парагенетическим рядам:



Магнезиально-железистые метасоматиты первого парагенетического ряда распространены ограниченно и развиваются преимущественно по высокоглиноземистым метаморфическим породам. Они на 90% сложены кварцем, гиперстеном и силлиманитом с примесью плагиоклаза. Гранат в этих метасоматитах является реликтовым, а кордиерит — наложенным минералом. Метасоматиты второго ряда встречаются наиболее часто и образуют относительно крупные тела на месте высокоглиноземистых метаморфических пород и более ранних магнезиальных метасоматитов. Преобладают две разновидности: кварц-гранат-магнетитовые и кварц-гиперстен-магнетитовые с количественными соотношениями названных минералов примерно 1 : 1 : 1. В переходных кварц-гранат-гиперстеновых разновидностях количество магнетита уменьшается с 30—35 до 5—10%. Метасоматиты третьего ряда развиваются по двупироксеновым кристаллосланцам и оливинсодержащим магнезиальным метасоматитам. Среди них выделяются две разновидности: редко встречающиеся существенно плагиоклазовые (анортозитоподобные) с примесью орто- и клинопироксена и более широко развитые существенно гиперстен-магнетитовые с примесью шпинели, плагиоклаза, клинопироксена. Метасоматиты четвертого ряда образуются по богатым магнием и (или) кальцием, но бедным свободным кремнеземом породам (высокоглиноземистым и основным кристаллосланцам, амфиболитам, офиолитам, магнезиальным метасоматитам). Типоморфным минералом для этих метасоматитов является сапфирин.

Образование группы магнезиально-железистых метасоматитов относится к пред- и сининверсионному этапам развития прогеосинклинальной области, когда в толще супракрустальных пород наряду с процессом регионального метаморфизма гранулитовой ступени широкое развитие получили процессы

ультраметаморфогенного палингенно-анатектического и палингенно-метасоматического чарнокитообразования. Главным минералообразующим агентом на этом этапе являлись подкоровые, интрателлурические, а с момента появления анатектического расплава трансмагматические слабощелочные растворы. По типу минералохимических превращений образование магнезиально-железистых метасоматитов представляет собой процесс высокотемпературного кислотного выщелачивания, при котором из подвергающихся воздействию трансмагматических растворов супракрystalльных пород в первую очередь выносятся сильные основания (натрий, кальций, в меньшей мере магний) и накапливаются железо и кремнезем. Особенностью данного процесса, как и сопряженного с ним во времени процесса чарнокитообразования, является высокая подвижность глинозема.

Металлогеническую специализацию магнезиально-железистых метасоматитов определяют скопления титаномagnetита, апатита, пирротина (иногда золото- или никельсодержащего).

Формация магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов на Алданском щите распространена очень широко. Выходы этих пород тяготеют к периферическим частям мигматит-плутонов гнейсо-гранитовой формации, располагающихся в центральных частях крупных куполовидных структур. Магнезиально-железо-кальциевые метасоматиты, слагающие линзовидные и пластообразные тела мощностью до нескольких десятков метров и протяженностью первые километры, оторачивают мигматит-плутоны гнейсо-гранитов шлейфами шириной до 20—30 км.

Внешний облик и вещественный состав этих метасоматитов довольно однообразны. Преобладают массивные мелко-среднезернистые породы диопсид-шинелевого и диопсид-магнетитового состава. Реже встречаются линзовидные тела метасоматических пород типа слюдитов и амфиболитов, а также метасоматиты кварц-диопсид-скаполитового, кварц-амфибол-магнетитового и амфибол-плагноклазового состава. Последние нередко образуют секущие жильные тела отчетливо зонального строения: $Пл + Ро + Пи \rightarrow Ро + Пл + Пи$ (меланократовая оторочка существенно амфиболового состава) $\rightarrow Пи + Ро \rightarrow Пл$.

Становление магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов относится к сининверсионному этапу развития прогеосинклинальной области, когда в толще супракрystalльных пород на фоне интенсивных пликативных дислокаций широкое развитие получили процессы палингенно-метасоматической гранитизации и регрессивного метаморфизма амфиболитовой ступени. Выносимые трансмагматическими растворами из гранитизируемых пород магний, железо и кальций давали начало образованию по периферии мигматит-плутонов различных разновидностей магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов.

В целом метасоматические образования являются производными двух главнейших типов метасоматизма — магнезиально-железо-кальциевого и кремнещелочного, являющихся, как правило, комплементарными по отношению друг к другу. Относительная роль отдельных типов метасоматизма в разные эпохи различна. Так, магнезиально-железо-кальциевый метасоматизм играет главенствующую роль на ранних и средних стадиях развития Алданской прогеосинклинальной области, кремнещелочной метасоматизм максимально проявился на поздне- и постинверсионной стадиях.

Устойчивое ослабление магнезиально-железо-кальциевого и усиление кремнещелочного метасоматизма во времени обусловлено изменением характера и интенсивности неоднократно проявлявшегося в разные эпохи процесса ультраметаморфизма. В общем случае от ранних к поздним стадиям развития

прогеосинклинальной области происходит закономерная смена во времени ультраметаморфогенных гранитоидов в ряду палингенно-анатектические → палингенно-метасоматические → интрузивно-анатектические (реоморфические) → метасоматические. Этому ряду отвечает увеличение интенсивности сопряженных с ультраметаморфогенным гранитообразованием метасоматических процессов с расширением спектра вовлеченных в них рудных компонентов. Выше было показано, что палингенно-анатектическое гранитообразование и сопряженное с этим процессом образование магнезиально-железистых метасоматитов развивались на фоне региональных метаморфических изменений толщи вулканогенно-осадочных пород в условиях гранулитовой фации. Становление прочих типов ультраметаморфогенных гранитоидов и связанных с ними метасоматитов сопровождалось явлениями ретроградного метаморфизма амфиболитовой фации.

Совокупным результатом проявления петрогенетических процессов (прогрессивного регионального метаморфизма, ультраметаморфогенного гранитообразования и метасоматизма) на ранней стадии развития прогеосинклинальной области явилась базификация, на поздних стадиях — гранитизация (обогащение гранитофильными компонентами) толщи супракрустальных пород в целом. Для средней стадии одинаково характерны как процессы базификации, так и процессы гранитизации.

По этим двум полярным типам минералохимических превращений можно выделить два этапа преобразования супракрустальных толщ: этап базификации и этап гранитизации, каждый из которых характеризуется определенной геодинамической обстановкой (табл. 4). Как видно из табл. 3 и 4, метасоматические процессы первого этапа выражаются в основном в перераспределении под воздействием интрателлурических растворов химических компонентов внутри толщи супракрустальных пород с усилением контрастности разреза по химическому составу и выносе за пределы метасоматической системы гранитофильных элементов (кремния, калия, урана, тория, редких элементов и щелочей). Кремний частично фиксируется в пределах системы в некоторых богатых свободным кремнеземом разновидностях магнезиально-железистых метасоматитов.

Метасоматические новообразования по сравнению с исходными породами обогащены магнием, железом, титаном, ванадием, медью, никелем, кобальтом, хромом и иногда фосфором, золотом, оловом. Промышленно значимых концентраций эти элементы, как правило, не образуют (за исключением титаномагнетитовых руд), но обогащенные ими в процессе метасоматизма этапы базификации отдельные слои и горизонты толщи супракрустальных пород играют важную роль как геохимически специализированная среда в метасоматических процессах перераспределения и концентрации рудного вещества в этап гранитизации.

Метасоматические процессы этапа гранитизации приводят к общему обогащению толщи пород гранитофильными компонентами и гомогенизации толщи с уменьшением контрастности ее разреза по химическому составу. Эти процессы протекают при широком участии трансмагматических растворов, которые вызывают не только перераспределение вещества исходных пород, но и приносят в систему из глубоких горизонтов такие элементы, как кремний, щелочи, редкие металлы, летучие компоненты (фтор, хлор, бор, серу) и др. Высвобождаемые в ходе развития метасоматических процессов этапы гранитизации магний, железо, кальций, титан частично выносятся из системы, частично обуславливают проявления комплементарной контрастной базификации пород.

Геодинамические условия проявления процессов метасоматизма в докембрии Алданского щита

Показатели	Этап базификации	Этап гранитизации
1	2	3
<p>Главнейшие виды энергетических полей: бароградиентные термоградиентные</p> <p>Структура поля механических напряжений Режим интегрального энергетического поля</p> <p>Физико-механическое преобразование минерального вещества</p> <p>Физико-химическое преобразование минерального вещества</p> <p>Характер массообмена</p> <p>Главнейшие геологические процессы</p>	<p>Гравитационное, термоупругое Диффузионные термоадвективные аллохтонные (подкорковые источники) и автохтонные (термофрикционные)</p> <p>Микроритмичная, слоистая, равномерно ячеистая Экстремальный (значения интенсивных параметров — давления и температуры — приближаются к положительным экстремумам) Межслоевая и внутрислоевая анизотропизация пород, по достижении предела упругих деформаций — внутрислоевая изотропизация пород Уменьшение пористости пород, сокращение объема поровых растворов с повышением их давления Уменьшение мощности слоев (уплотнение, расплющивание, выпрессовывание) Перекристаллизация минералов по принципу Рикке Дегидратация минералов, понижение минерализации поровых растворов, эндотермические минеральные реакции субравновесного профиля (по линии структурного уплотнения) Дифференциация вещества внутри толщи пород с усилением контрастности разреза по химическому составу Базификация толщи пород в целом Рассеяние рудных элементов Нисходящие колебательные движения, залеженные конседиментогенных структур Прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой ступени Палингенно-анатектическое чарнокитообразование</p> <p>Магнезиально-железо-кальциевый метасоматизм</p>	<p>Гравитационное, термоупругое, стрессовое Инфильтрационные термоконвективные аллохтонные (подкорковые источники, внутрикоровые очаги генерации магм) и автохтонные (термохимические)</p> <p>Макроритмичная, такситовая, неравномерно-ячеистая Флуктуационный (широкие вариации значений интенсивных параметров — давления и температуры — на общем фоне их понижения) Межслоевая изотропизация пород Трещинообразование Пластическое течение пород в области пониженного давления Флуктуации давления и объема поровых растворов</p> <p>Гидратация минералов, повышение минерализации поровых растворов, экзотермические минеральные реакции неравновесного профиля по линии структурного разуплотнения Гомогенизация вещества внутри толщи пород с уменьшением контрастности разреза по химическому составу Гранитизация толщи пород в целом Сегрегация рудного вещества Восходящие колебательные движения, складкообразование, блоковая тектоника Регрессивный метаморфизм амфиболитовой ступени Палингенно-метасоматическое, интрузивно-анатектическое (реоморфическое) и метасоматическое гранитообразование Кремнещелочной метасоматизм</p>

Намеченная временная последовательность различных типов регионально проявленных метасоматических образований реализуется и в пространстве. На каждом из двух рассматриваемых этапов развития прогеосинклинальной области имеет место последовательная смена по вертикали магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов кремнещелочными метасоматитами с неоднократным повторением данного звена по разрезу толщи супракрустальных пород, причем мощность зоны проявления метасоматитов каждого последующего звена заметно уменьшается.

Неизбежное изменение термодинамического режима с переходом от более глубинных метасоматических образований к менее глубинным предполагает последовательную смену по разрезу земной коры в пределах прогеосинклинальной области одних метасоматических формаций другими. Реконструировать полную формационно-метасоматическую зональность и определить количество охватываемых каждой формацией звеньев разнотипных метасоматитов в настоящее время не представляется возможным. Имеются данные только по отдельным фрагментам этой колонки. Так, для формации кварц-плаггиоклаз-ортоклазовых метасоматитов Алданского щита в изученном 3-километровом интервале глубин ее распространения устанавливается четырехчленное строение (снизу вверх): 1) зона метасоматических диопсидовых амфиболитов и слюдитов (мощностью 400—600 м); 2) зона кварц-плаггиоклаз-ортоклазовых безгроссуляровых метасоматитов (1200—1500 м); 3) зона метасоматических куммингтонитсодержащих амфиболитов (300—500 м); 4) зона кварц-плаггиоклаз-ортоклазовых гроссулярсодержащих метасоматитов (600—900 м). Местами первая зона через маломощную зону кварц-диопсид-скаполитовых пород на глубину сменяется зоной диопсид-шпинелевых и диопсид-магнетитовых пород формации магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов. Четвертая зона выше по разрезу сменяется зоной слюдитов (с алюмонатовым биотитом) и далее зоной пегматоидных пород формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов.

В случае телескопирования разновозрастных метасоматитов разных формаций многозвенные метасоматические колонки сопрягаются таким образом, что их магнезиально-железо-кальциевые и кремнещелочные члены совмещаются с однотипными метасоматическими образованиями. Так, например, в пределах Унгринско-Тимптонской синклинойной структуры в полосе шириной около 30 км на одном гипсометрическом уровне совмещены зона диопсид-шпинелевых и диопсид-магнетитовых пород верхнеархейской формации магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов, зона диопсидовых амфиболитов и слюдитов верхнеархейской формации кварц-плаггиоклаз-ортоклазовых метасоматитов и зона алюмонатовых биотитов среднепротерозойской формации кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Многократная единоподобная перестройка субстрата привела к образованию в пределах данной структуры крупных промышленных скоплений магнетитовых руд, сопровождаемых сульфидной, апатитовой и боросиликатной минерализацией.

В общем случае смена метасоматических формаций во времени и пространстве происходит постепенно. Каждая последующая формация наследует ряд структурно-минералогических и геохимических черт предыдущей формации, входящих равноправно в комплекс новых качественных признаков. Некоторые черты одинаково проявлены во всех членах формационно-метасоматической колонки (например, железорудная специализация характерна для всех рассмотренных формаций метасоматитов). Другие признаки устойчиво усиливаются или ослабевают от начальных к конечным членам формационно-метасо-

матической колонки (устойчивое обеднение никелем, кобальтом и хромом метасоматитов магнезиально-железо-кальциевого ряда и обогащение редкими металлами метасоматитов кремнещелочного ряда).

Анализ литературных данных показывает, что выявленные особенности размещения и образования метасоматических пород в докембрии Алданского щита в общих чертах справедливы и для других древних складчатых областей (Анабарского и Украинского кристаллических массивов, Канского выступа Енисейского кряжа, Антарктиды) и, следовательно, могут рассматриваться как общие закономерности эволюции вещества земной коры в раннем докембрии.

К соотношению диафтореза и метасоматоза в зонах смятия (на примере Байкало-Патомского нагорья)

До сих пор уделяется мало внимания проблеме соотношения метасоматических (в том числе рудных) и метаморфических процессов в зонах смятия надвигового типа с широким развитием метаморфических пород диафторитовой природы. В Восточной Сибири диафторитовая природа большинства протерозойских метаморфических толщ была установлена в самое последнее время в процессе геологического картирования. В геолого-структурном отношении эти толщ приурочены к шовным зонам, сочленяющим Сибирскую платформу с геосинклинальными складчатыми областями. В Прибайкалье и Байкало-Патомском нагорье байкалиды и ранние каледониды от Сибирской платформы отграничены Мамско-Даванской шовной зоной, в пределах Восточного Саяна — Восточно-Саянской, в Олекмо-Витимской горной стране — Южно-Алданской.

Предметом изучения являлись диафториты и сопряженные с ними рудные метасоматиты Мамско-Даванской шовной зоны, располагающейся на юго-восточном фланге краевой части Сибирской платформы. Формирование этой зоны тесно связано с позднепротерозойским этапом активизации дорифейского фундамента и рифейского чехла Сибирской платформы в период орогенного этапа развития соседней Байкальской геосинклинальной области.

Внутренняя структура шовной зоны представляется довольно сложной. В формировании этой структуры, резко отличающейся от глубоко эродированных докембрийских щитов, ведущую роль играли различного рода разрывные нарушения, главным образом зоны смятия.

В рассматриваемой структуре выделяются Даванская и Приморская зоны смятия антиклинального типа и сопряженный с ними Мамско-Даванский метаморфический пояс с широким проявлением полифазального зонального динамотермального метаморфизма (в том числе диафтореза) и кислотного метасоматоза. В зависимости от стиля деформаций (надвиги, покровы, сбросы и т. п.) проявляется не только тот или иной температурный тип диафторитов по породам дорифейского фундамента, но в прямой зависимости также находится степень прогрессивного метаморфизма осадочных пород чехла платформы.

Внутреннее строение зон смятий изучалось нами в пределах Чуйского и Байкальского антиклинориев. В течение многих лет ведутся дискуссии относительно генезиса пород древних метаморфических толщ (чуйской, укучиктинской, харгитгуйской, чукчинской и др.), представленных кристаллическими сланцами, кварцито-сланцами, ортогнейсами, бластомилонитами, амфиболитами, гранито-гнейсами. Наши исследования показали несостоятельность

концепции «стратификации» этих образований вследствие их диафторитовой и метасоматической природы. Исходными породами, подвергшимися интенсивному дислокационному метаморфизму, являются преимущественно среднепротерозойские гранитоиды (приморский, прельский, чуйский комплексы) и вулканиты (акитканская и сарминская серии) фундамента Сибирской платформы. Процессами диафтореза затронуты также образования дайковых комплексов и малых интрузий того же возраста (чуйский и кутимский комплексы). В широком диапазоне диафторированы гранито-гнейсы и параметаморфические образования позднепротерозойского возраста (мамская толща и олоkitская серия). Интенсивность диафтореза и степень преобразования пород (обычно вследствие кислотного выщелачивания) значительно изменяются вкострости зон смятия. Как правило, с усилением дислоцированности пород прогрессирует ступень метаморфизма в целом и возрастает роль реоморфизма¹ в случае высокотемпературного диафтореза и проявляется интенсивный палингенез при гранитизации осадочных толщ чехла. Возраст процессов диафтореза нами считается довендским (в гальке ушаковских конгломератов отмечаются продукты этих процессов).

При пересечении диафторитовой полосы в различных сечениях вкострости обнаруживаются парагенетические минеральные ассоциации, отвечающие трем температурным ступеням диафторитов [148]. Например, чуйские биотит-амфиболовые порфиroidные граниты (реки Витим, Максимиха), слагающие Чуя-Витимский массив, во внешней части зоны смятия неравномерно расланцованы и разлинзованы вплоть до листоватых милонитов, местами катаклизированы. В них нередко отмечаются линзовидные тела интенсивно раздробленных пород, напоминающих по внешнему облику псевдопорфиры. В зонах милонитизации почти повсеместно наблюдаются будинаж-структуры, в которых хорошо сохраняются текстурно-структурные особенности исходных гранитов. По степени изменения (альбит, серицит, хлорит, кварц и др.) продукты дислокационного метаморфизма во внешней зоне соответствуют низкотемпературной ступени диафтореза (зеленокаменной фации). Милонитизированные и брекчированные породы, которые многими исследователями принимаются за стратифицированные образования чуйской толщи, по направлению к центральной части зоны смятия (выше по разрезу) постепенно сменяются blastомилонитами мелкозернистого сложения с редкими катакластами полевого шпата. Их текстурные особенности унаследованы от исходных пород. Следы blastеза и новообразованные минералы (биотит, сосюрит, гранат, иногда мусковит) указывают на эпидот-амфиболитовые условия проявления диафтореза. Биотитовые и гранатосодержащие мелкоочковые blastомилониты имеют площадное развитие и доминируют в некоторых разрезах чуйской толщи (р. Витим).

Во внутренней части диафторитовой полосы (стратиграфически выше по разрезу) имеется пачка порфиробластических blastомилонитов и гнейсоидов. Широкое развитие очковых структур придает этим породам своеобразный и очень характерный облик. Порфиробластез обусловлен микроклинизацией, которая нередко имеет прожилковый характер. В качестве новообразований присутствуют также амфибол и гранат. В лежащем боку они тесно перемежаются с мелкоочковыми blastомилонитами, висячем крыле — с полосчатыми гранито-гнейсами, амфиболитами, содержащими пласты и залежи лейкократовых гранитов (угольканский комплекс). Разрез чуйской толщи обычно закан-

¹ Термин «реоморфизм» применен при характеристике процессов гранитизации магматического субстрата, «палингенез» — осадочного субстрата.

чивается пачкой «мигматитов»: в одном случае это продукты метаморфической дифференциации blastsмилонитов, в другом — мигматитовый облик пород обусловлен избирательностью кислотного метасоматоза.

Появление в диафторитовой полосе зон мигматизации с инъекционно-метасоматическими прожилковыми выделениями кварц-микроклинового и микроклинового состава (последний присутствует также и в порфиробластах), а также гранатовых амфиболитов и гранитных селективных выплавов свидетельствует о высокотемпературном глубинном диафторезе амфиболитовой ступени.

В отдельных участках диафторитовой полосы наблюдается избирательность окварцевания и мусковитизации. Особенно этими процессами затронуты породы «мигматитовой» пачки. Геологический разрез зон выщелачивания по р. Витиму и его притокам следующий (снизу вверх): а) зона кварцитов, кварцито-сланцев и слюдястых сланцев (иногда с реликтами исходных гранито-гнейсов); б) зона кварцево-высокоглиноземистых сланцев (дистен- и ставролитсодержащих) с линзами магнетитовых кварцитов и горизонтами амфиболитов. Нередко эти метасоматические образования считаются нормально-осадочными (чукчинская свита) и принимаются за древние коры выветривания. Не вызывает сомнения, что в приведенном разрезе нижняя зона представляет собой последовательно разрастающуюся метасоматическую колонку, сложенную продуктами стадии выщелачивания, верхняя — зону осаждения выщелоченных кальциевых и железисто-магнезиальных компонентов.

Аналогичные вышеописанным постепенные переходы между порфироидами акитканской серии (нередко гранитоидами ирельского комплекса) и гнейсами blastsмилонитовой природы известны в междуречье Окунайки и Чаи на юго-западном фланге диафторитовой полосы. В структурном отношении метаморфические образования этого района представляют собой собственно Даванскую зону смятия и относятся к укучиктинской толще (аналог чуйской).

В общих чертах особенности проявления динамометаморфизма, приведшие к глубокому преобразованию осадочно-вулканогенных пород акитканской серии и гранитоидов ирельского комплекса, заключаются в следующем:

1) вещественные и структурные преобразования пород вулканоплутонической серии обнаруживают зональность в поперечном сечении зоны, которая соответствует трем ступеням диафтореза;

2) степень проявления диафтореза весьма неравномерная, а местами различная в пределах одной температурной ступени;

3) во внешней части Укучиктинской диафторитовой полосы породы этой серии претерпевают дробление и, не подвергаясь полной перекристаллизации, превращаются в порфиройды, катаклазиты и милониты с сохранением исходных структур и породообразующих минералов (по степени изменения они соответствуют зеленокаменной ступени диафтореза);

4) от внешней к внутренней части диафторитовой полосы постепенно происходит усложнение вещественного состава и текстурно-структурных особенностей порфиройдов и катаклазитов в условиях эпидот-амфиболитовой температурной ступени. Переход от порфиройдов в blastsмилониты выражен увеличением зернистости пород, появлением кристаллобластических структур и новообразованных минералов (микроклин, биотит, кварц, часто амфибол). Породы нередко приобретают мелкоочковую текстуру, обусловленную катакластами реликтового полевого шпата и порфиробластами микроклина. На этой стадии диафтореза наблюдается заметное нарастание процессов замещения породообразующих минералов (альбитизация, микроклинизация, биотитизация, нередко мусковитизация и окварцевание);

5) в центральной части диафторитовой полосы широко развиты продукты глобинного диафтореза: биотит-амфиболовые бластомилониты, гнейсоиды бластомилонитовой природы, гранито-гнейсы и гранитные селективные выплавки. Процесс плавления гнейсового субстрата (реоморфические граниты), видимо, характеризует амфиболитовую ступень диафтореза.

При диафторезе низкой и средней температурных ступеней преобразование вещества (бластез) происходит преимущественно без существенного привноса вещества. Иногда в измененных породах отмечается повышенное содержание окиси калия и кремнекислоты. Значительные изменения в содержаниях петрогенных компонентов наблюдаются в тех случаях, когда диафторированные породы подвергаются селективному плавлению. Конечные продукты плавления — реоморфические граниты и аплиты по сравнению с вмещающими гранито-гнейсами и ортогнейсами теряют до 1,5—2,0% кремнекислоты и окиси калия. Заметно уменьшается количество суммарных окислов железа, магнезии, извести. Содержание глинозема больше или близко к его содержанию во вмещающих гранито-гнейсах. Количество натрия либо соизмеримо с содержанием в гнейсовом субстрате, либо больше его на 1,5—2%.

Принципиально меняется картина вещественного преобразования исходных пород в зонах диафтореза с резко выраженными кислотными свойствами — в продуктах регионального метасоматоза. Происходит вынос железа, магния и кальция, в меньшей мере глинозема и щелочей из зон выщелачивания и осаждение этих компонентов в зоне осаждения (в тыловой метасоматической зоне).

Региональный кислотный метасоматоз, как уже упоминалось, широко развит в Чуйской и Укучиктинской диафторитовых полосах. В обоих случаях продукты зон выщелачивания представлены двуслюдяными полевошпатовыми сланцами, слюдястыми кварцито-сланцами и анхимономинеральными кварцитами.

Несколько отличными минеральными ассоциациями характеризуются зоны осаждения. В пределах Чуйской диафторитовой полосы железо-магnezияльно-кальциевые метасоматиты представлены преимущественно сланцами, содержащими наряду с биотитом, мусковитом, кварцем, магнетитом, гранатом такие минералы, как дистен, ставролит и хлоритид. В то же время в Укучиктинской полосе вместо последних обычно присутствуют силлиманит, кордиерит, флогопит, антофиллит, амфибол. Это свидетельствует о различных типах кислотного выщелачивания.

Установление типа выщелачивания имеет важное значение при рудообразовании. С диафторитами силлиманитового типа кислотного выщелачивания в Укучиктинской полосе сопряжены локальные редкометалльные кварц-щелочные метасоматиты (Даванская и Абчадская зоны), характеризующиеся значительным выносом и привносом вещества.

Выявлена зависимость формирования рудных метасоматитов от особенностей метаморфизма (диафтореза), регионального кислотного выщелачивания, реоморфизма и предрудного тектогенеза. Редкоземельная и тантал-ниобиевая минерализация свойственна центральной, наиболее подвижной части зоны смятия с изменением в ней пород в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с прогрессирующими процессами реоморфизма и палингенеза. Оруденение локализуется в кварц-микроклиновых и микроклиновых (амазонитовых) жилах и зонах. На некотором удалении (2—3 км) от палингенно-метасоматических гранитов, в поле развития диафторитов (обычно с резко выраженными кислотными свойствами) эпидот-амфиболитовой ступени, наблюдаются довольно мощные тела редкометалльных метасоматитов, состоящих из четырех зон (от

ядра к периферии): существенно кварцевой, кварц-альбитовой, кварц-альбит-микроклиновой (амазонитовой) и измененных blastsмилонитов (нередко гранито-гнейсов). Еще дальше (7—10 км) от выхода гранитов, в поле развития зеленокаменных диафторитов, появляются жилы молочно-белого сливного кварца и зоны серицит-кварцевых метасоматитов с золото-сульфидной минерализацией.

Зональное размещение рудоносных метасоматитов, возможно, также обусловлено дифференцированностью селективной мобилизации, происшедшей в строгом соответствии с термодинамическими условиями среды (в данном случае условиями формирования выщелоченных диафторитов) и режимом воды.

Источником рудного вещества являются гидротермально-метаморфогенные растворы, формировавшиеся в одном случае в ходе селективного плавления сланцево-гнейсовой толщи, либо поступавшие из глубинных зон метаморфизма, в другом случае — в процессе выщелачивания диафторитов в линейных зонах смятия. Благоприятными условиями для образования локальных редкометалльных метасоматитов в зонах средне- и высокотемпературного диафтореза является сочетание упомянутых факторов. Так, в Даванской зоне смятия потенциально рудоносными являются те ареалы развития регионального метасоматизма (кислотного выщелачивания), в которых по линейным концентрическим и полигональным разломам проявляются и процессы палингенно-метасоматического гранитообразования.

Ведущее значение при формировании редкометалльных метасоматитов, на наш взгляд, остается за процессами селективного плавления в условиях высокотемпературного диафтореза (реоморфизма) и ультраметаморфизма (палингенеза). Селективные выплавки крайне бедны металлами и летучими компонентами. Если же учесть, что в гранитах палингенного происхождения по отношению к исходному гнейсовому субстрату резко снижается количество гидроксилсодержащих минералов (биотита, амфибола и др.), то, очевидно, следует предполагать значительную потерю из расплава воды и углекислоты. Таким образом, при наличии большого количества высвобожденной воды из исходного гнейсового субстрата в процессе его расплавления и в связи с прогрессирующим развитием гранитизации в более глубоких зонах (где полностью разрушены богатые водой минералы) мог сформироваться рудоносный раствор. Раствор, обогащенный рудными, некоторыми петрогенными элементами и летучими компонентами в ходе расплавления гнейсовой толщи, вероятно, находился под большим давлением и легко мог мигрировать. Не исключено, что образованные таким путем гидротермально-метаморфогенные рудоносные растворы поступали из глубинных зон метаморфизма в зону с более низкой степенью метаморфизма — в верхнюю структурную зону, где в благоприятных структурах (ловушках) при общем понижении температуры и изменении кислотно-щелочного потенциала отлагали свой полезный груз. С этих позиций можно предположить, что рудоносность метасоматических тел, зон, залежей и жил, ассоциирующих с различными метаморфическими образованиями (особенно с породами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма), действительно в какой-то мере обусловлена выносом (отгонкой) рудных и летучих элементов (при условии достаточного количества воды) из очагов реоморфического и палингенного гранитообразования.

Сравнительный анализ рудных метасоматитов Прибайкалья и рудных апогранитов Восточной Сибири и Казахстана указывает на тождественность этих образований по вещественно-минеральному составу, петрогеохимическим особенностям, характеру проявления метасоматической зональности и т. п.

В связи с этим можно констатировать, что некоторые типы редкометалльных апогранитов (метасоматитов) могут образовываться не только в результате воздействия процессов высокотемпературного послемагматического метасоматоза на материнские граниты (по А. А. Беусу), но также при воздействии на алюмосиликатные породы (гнейсы и сланцы) гидротермально-метаморфогенных рудоносных растворов, мобилизованных в процессе динамотермального метаморфизма и селективного плавления в зонах смятия и в областях регионального повышенного метаморфизма.

Вместе с тем нельзя сбрасывать со счета второй возможный случай рудообразования — в ходе метасоматической переработки исходных диафторитов растворами, возникшими в зонах высокого метаморфизма в регрессивный этап его развития. В ряде случаев эти растворы насыщаются не только петрогенными, но и рудными компонентами. Так, например, в районе Приморского и Чуйского хребтов установлено, что по мере усиления процессов выщелачивания такие элементы, как Nb, Y, Yb, Ge, Rb и др., испытывают тенденцию к постепенному уменьшению их содержания. Рудоотложение из минерализованных растворов происходило, как правило, вне зоны окварцевания. Благоприятными рудовмещающими структурами являлись либо зоны повышенной трещиноватости и рассланцевания, либо полости межформационных срывов, располагающиеся в диафторитах выше зоны окварцевания. Вместе с тем в зоне осаднения концентрация некоторых выщелоченных петрогенных компонентов также довольно значительная. Например, содержание глинозема местами достигает 25—35%, железа — от 5—20% до промышленно интересных концентраций, окиси титана — до 3—4%; нередко происходит обогащение пород фосфором, редкоземельными элементами и золотом. Кроме того, обнаруживается некоторая зависимость слюдопроявления (мусковита) от степени кислотного выщелачивания вмещающих диафторитов (Мамско-Чуйский район). Процесс выщелачивания диафторитов по гнейсам в Мамской слюдоносной провинции протекал с уменьшением содержания щелочей, особенно калия, сопровождался десиликацией. Это, очевидно, связано с переотложением в виде кварц-мусковитового комплекса части кремнекислоты и окиси калия как в метасоматически переработанных диафторитах (сланцах), так и в полостях отслоения в пегматитах, встречающихся в пределах зон диафтореза.

Изложенные факты позволяют сделать следующие выводы.

1. В пределах восточного фланга зоны краевого шва юга Сибирской платформы прослеживаются Даванская и Приморская зоны смятия горст-антиклинального типа и сопряженный с ними Мамско-Даванский метаморфический пояс с широким проявлением полифациального зонального регионального динамотермального (преимущественно диафторез) метаморфизма, регионального кислотного метасоматоза в тесной связи с локальным редкометалльным метасоматизмом.

2. В пределах этого пояса в тесной связи с процессами селективного плавления в условиях высокотемпературного диафтореза (реоморфизма), ультраметаморфизма (палингенеза) и кислотного выщелачивания диафторитов сформировались редкометалльные метасоматиты — апограниты «прибайкальского» типа, а также проявления слюды, титана, железа, алюминия и некоторых редких и редкоземельных элементов.

3. В краевых частях Сибирской платформы нельзя считать диафторез, затронувший дорифейский фундамент и рифейский чехол, локальным явлением. Как указывают многие исследователи, назрела необходимость коренного пересмотра геологических и физико-химических условий диафтореза. Хотя

этот тип метаморфизма является регрессивным, однако он имеет региональный характер, что определяется не только широким его проявлением, но и выдержанностью термодинамических условий на значительных площадях. Явление диафтореза неразрывно связано с региональным кислотным метасоматозом и селективным плавлением, предопределяющими в свою очередь проявление локального кварц-щелочного метасоматоза и возникновение редкометального оруденения.

Метасоматизм в зоне гипергенеза

Изучение явлений метасоматического изменения горных пород и разработка теории метасоматических процессов основаны почти исключительно на материалах по эндогенным объектам. Термины «метасоматоз», «метасоматическое замещение» и даже «метасоматиты» изредка встречаются в работах литологов. Однако такой констатацией обычно и ограничивается изучение экзогенных пород как метасоматических образований. Между тем продукты метасоматических процессов на поверхности и близповерхностной части Земли очень широко распространены и заслуживают самого пристального внимания. К числу их относятся большинство кор выветривания, многие кремнистые, доломитовые и глинистые толщи, серия месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (бокситы, железные, марганцевые, никель-кобальтовые руды, огнеупорные глины, природные адсорбенты и др.).

Специально проведенный анализ этих геологических объектов как метасоматических образований позволит выявить принципиально новые закономерности, представляющие интерес как для практической и теоретической литологии, так и для разработки теории метасоматических процессов в целом. Показательны в этом отношении работы по эпигенезу осадочных пород, опубликованные в последние годы Л. Г. Коссовской с сотрудниками [321]. Изученные ими ряды превращений различных глинистых минералов (каолинит — гидрослюда, каолинит — диккит, монтмориллонит — гидрослюда и др.) с детальной кристаллохимической характеристикой промежуточных фаз несомненно представляют исключительный интерес для разработки модели механизма трансформационных изменений структур минералов в метасоматических процессах.

По морфологии тел метасоматических пород, условиям их залегания и масштабу проявления эпигенетический метасоматизм аналогичен метасоматическим явлениям, развивающимся при региональном метаморфизме. По тем же признакам метасоматизм зоны гипергенеза близок к метасоматическим процессам, развивающимся вокруг жил и рудных тел в изобарически-изотермических условиях.

Далее к метасоматическим образованиям отнесены такие породы, которые представляют собой продукт полного или частичного замещения минералов субстрата новообразованными минералами с полным или почти полным сохранением структур и текстур субстрата, свидетельствующим об изообъемности процесса (в масштабе геологических тел).

Важно отметить, что в приповерхностной части земной коры, как правило, не происходит замещения «кристалла за кристалл», т. е. по зерну, например, полевого шпата не развивается монокристалл каолинита или гиббсита. Новообразованное вещество, замещающее минералы субстрата, почти всегда представлено тонкодисперсным агрегатом, полностью или частично выполняющим объем, занимаемый ранее исходным минералом. При эндогенном метасоматизме

такое явление наблюдается, например, при низкотемпературной аргиллизации и ряде других процессов. Формирование тонкодисперсного агрегата по монокристаллам субстрата, по мнению ряда исследователей, является первой стадией развития метасоматического процесса (на второй стадии этот агрегат подвергается перекристаллизации с укрупнением зерна). В этом отношении гипергенные метасоматиты представляют собой продукты незавершенного процесса и по этому признаку отличаются от большинства эндогенных метасоматических образований.

Для характеристики гипергенных метасоматических процессов рассмотрим один из конкретных примеров. Лучше всего избрать латеритные коры выветривания, широко развитые в современной тропической зоне Земли на

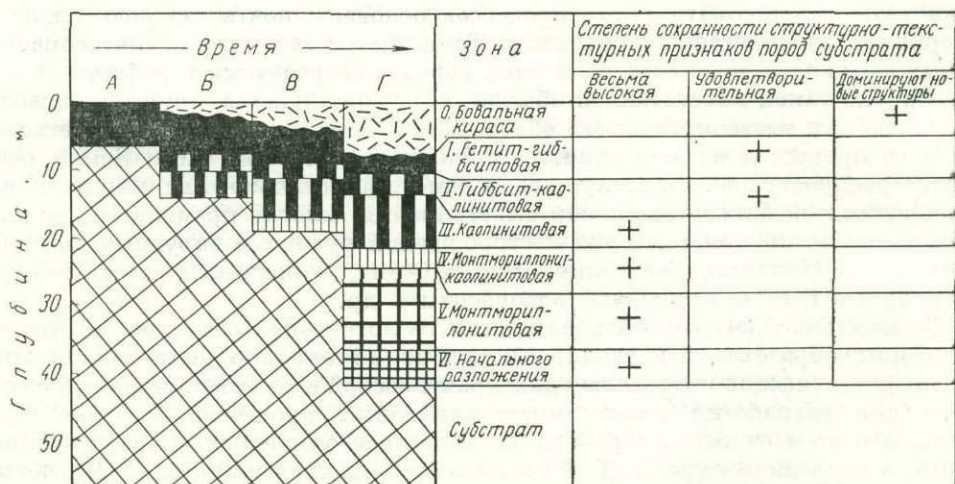


Рис. 6. Схема развития зональности латеритных кор выветривания на породах основного состава (субстрат).

А—Г — типы разрезов латеритной коры выветривания

всех континентах. С этими кора́ми выветривания связаны бокситы, железные руды, руды никеля, кобальта и ряд других полезных ископаемых.

Полный профиль латеритной коры выветривания (метасоматическая колонка) по основным породам состоит из шести зон, выделяемых по качественному и количественному набору породообразующих минералов (рис. 6). Однако далеко не во всех разрезах латеритная метасоматическая колонка представлена всеми зонами. Очень часто отсутствуют VI—IV зоны, а нередко профиль коры выветривания оказывается представленным только одной верхней, предельной тыловой (I) зоной. Анализ эмпирических материалов по строению и закономерностям распространения в различной степени полных латеритных метасоматических колонок (профилей выветривания) позволил прийти к следующим выводам.

1. Развитие колонки начинается с формирования ее предельной тыловой зоны (I), которая первоначально образуется непосредственно по субстрату.

2. По истечении некоторого времени ниже I зоны также непосредственно по субстрату начинается формирование II зоны. Одновременно с этим продолжается образование I зоны, но теперь она уже развивается не по субстрату,

а по породам II зоны. Аналогичным образом, но с некоторым запаздыванием формируются и все остальные зоны колонки.

3. Поскольку даже вещество предельной тыловой зоны неравновесно с исходным раствором (метеорные воды), одновременно с формированием этой зоны начинается ее разрушение, заключающееся в растворении и выносе части вещества. Это в свою очередь приводит к уменьшению плотности пород, увеличению их трещиноватости и пористости, контракции и образованию обломочных структур, а также формированию оолитов, бобовин и колломорфных выделений путем осаждения вещества из растворов в открытых полостях, т. е. к образованию бовальной кирасы. Это явление не может отождествляться с метасоматическим процессом и в какой-то мере аналогично образованию пород в гидротермальных жилах.

Интересная закономерность выявляется при сравнении минерального состава пород бовальной кирасы с породами I зоны метасоматической колонки. Несмотря на то что те и другие породы представляют собой бокситы и близки по химическому составу, набор слагающих их минералов резко различен. Бокситы I зоны представлены весьма ограниченным числом минералов: гиббсит, гётит, реже гематит и анатаз. Бокситы бовальной кирасы содержат гиббсит, бёмит, диаспор (очень редко корунд), гетит, гематит, маггемит, алюмогетит, алюмогематит, коллоидные гидроокиси алюминия и железа, анатаз. Важно отметить, что в данных условиях наиболее стабильной минеральной формой алюминия является гиббсит. Все остальные твердые фазы этих элементов являются метастабильными образованиями, появление которых связано с повышенными скоростями минералообразования при осаждении вещества из пересыщенных растворов в открытых полостях. Это еще раз свидетельствует о принципиальной аналогии между породами бовальной кирасы и гидротермальных жил.

Распределение породообразующих элементов по профилю латеритной метасоматической колонки иллюстрируется на рис. 7. Это сводная диаграмма для латеритных кор выветривания, составленная на основе анализа множества диаграмм по конкретным разрезам [164, 180, 181, 200]. Такие диаграммы не могут дать ответ на вопрос о том, сколько вещества вынесено и сколько привнесено. Они лишь помогают определить суммарный эффект привноса-выноса.

С этих позиций вся нижняя часть рассматриваемой метасоматической колонки (зоны III—VI) формировалась в условиях только отрицательного баланса (привнос-вынос) для всех элементов, а верхняя (зоны I—II) — в условиях почти полного выноса K, Na, Ca, Mg, Si и огромного привноса (до 50—250%) Al, Fe и Ti.

Если в качестве показателя подвижности элементов принять степень их суммарного привноса или выноса, то разные зоны латеритной коры выветривания могут быть классифицированы следующим образом (см. рис. 7):

- 1) максимальной подвижностью характеризуются все элементы в предельной тыловой зоне;
- 2) по мере приближения к субстрату (от I до V зоны) подвижность элементов ступенчато снижается в ряду $Ti \rightarrow Fe \rightarrow Al \rightarrow Si \rightarrow Mg \rightarrow Ca \rightarrow K \rightarrow Na$;
- 3) в наиболее периферической зоне VI все элементы вновь становятся относительно подвижными, причем для каждого из них суммарный баланс (привнос-вынос) оказывается в различной степени отрицательным. По этому признаку зона VI резко отличается от всех других зон описываемого профиля. Это объясняется тем, что в зоне VI еще сохраняется значительное количество минералов субстрата, что вызывает резкое повышение величины рН фильтрующегося раствора (см. далее).

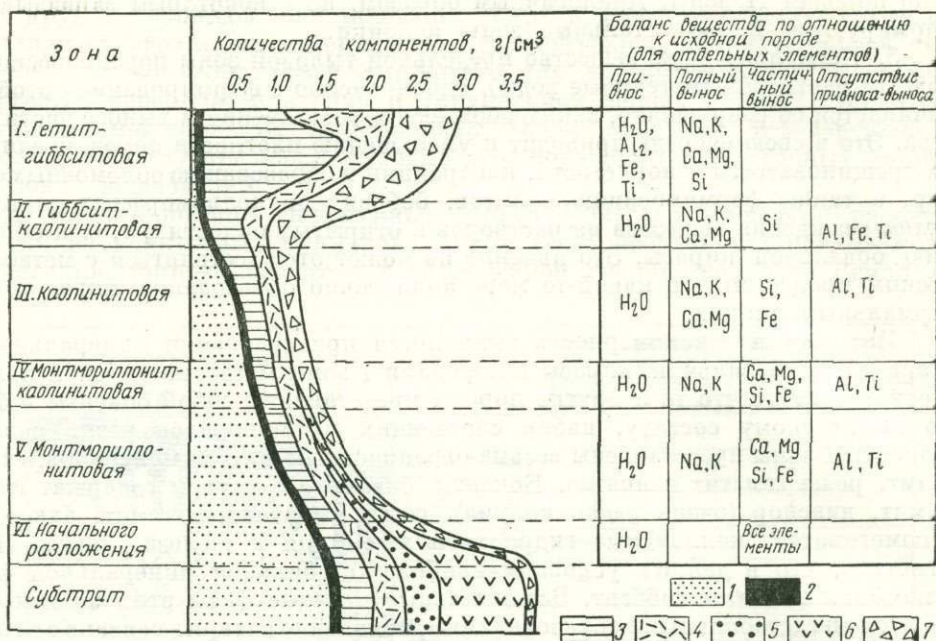


Рис. 7. Геохимическая диаграмма полного профиля латеритной коры выветривания на породах основного состава.

1 — SiO₂; 2 — TiO₂; 3 — Al₂O₃; 4 — Fe₂O₃; 5 — FeO; 6 — Na₂O + K₂O + CaO + MgO; 7 — H₂O+

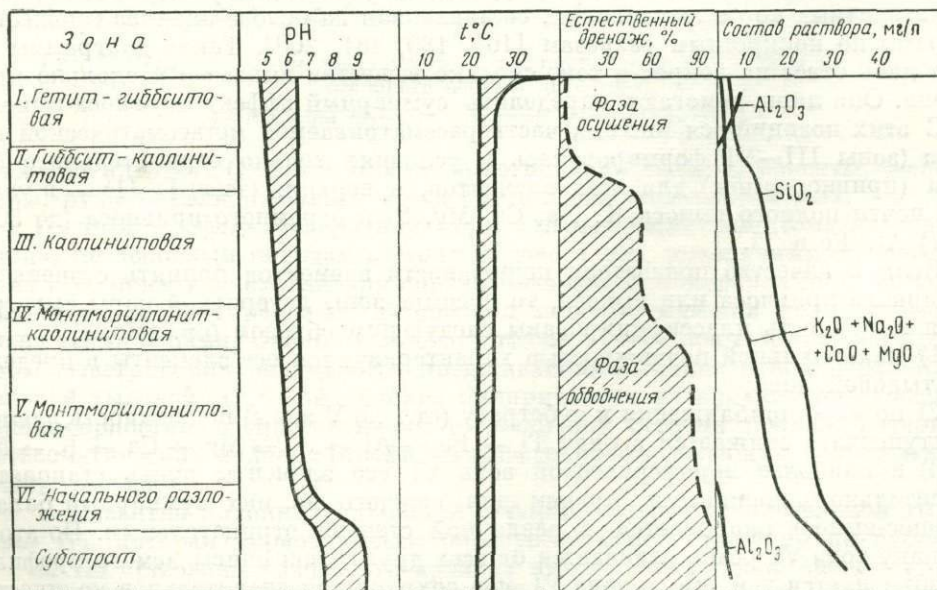


Рис. 8. Значения некоторых параметров метасоматизирующих растворов латеритного профиля коры выветривания на породах основного состава

Для того чтобы выявить основные факторы, определившие именно такую зональность описываемой колонки (коры выветривания), как в части ее химического, так и минерального состава, необходимо определить физико-химические параметры, коррелирующиеся и некоррелирующиеся с зональностью. На рис. 8 слева приведена схема строения полного профиля латеритной коры выветривания, а справа — распределение различных физико-химических параметров по конкретным замерам в современных корах выветривания Гвинеи (материалы В. А. Иванова, В. И. Мамедова, В. В. Покровского и др.). Анализ этих материалов приводит к следующему заключению.

1. Величина рН фильтрующихся растворов хотя в целом меняется в широких пределах (4,5—7,0), для конкретного разреза остается практически постоянной во всех зонах, кроме наиболее периферической (зона VI). Стабилизация рН связана в данном случае с буферным эффектом, возникающим в связи с присутствием в атмосфере коры выветривания огромных количеств CO_2 (p_{CO_2} нередко достигает 0,5—0,9 кгс/см²). Появление таких количеств CO_2 связано с энергичным окислением в условиях переменного-влажных тропиков большой массы ежегодно отмирающей растительности.

Резкое увеличение рН в зоне VI связано с большим количеством щелочей и щелочных земель, поступающих в раствор из минералов субстрата, превосходящем емкость буфера CO_2 . Увеличение количества щелочей и щелочных земель в растворах зоны VI обусловлено не увеличением растворимости этих элементов, а их пассивным накоплением в связи с уменьшением скорости фильтрации и соответственно увеличением времени соприкосновения раствора с минералами субстрата [14].

2. Температура растворов и твердых фаз начиная с глубины 1,0—1,5 м практически постоянна в течение всего года для всех зон. В разных районах современной тропической зоны Земли она равна 25—28° С.

3. Давление практически постоянно во всех зонах коры выветривания и почти равно атмосферному давлению на уровне данного района.

4. Характер естественного дренажа описываемой колонки для разных зон оказывается существенно различным. Поскольку воды, производящие выветривание, являются атмосферными осадками, характер естественного дренажа выветривающихся пород связан с периодичностью выпадения дождей. Распределение осадков в течение года по многолетним наблюдениям для одного из районов Гвинеи приведено на рис. 9. В нижней части этого рисунка показано колебание зеркала грунтовых вод относительно зон профиля выветривания и характер обводненности пород каждой зоны в течение года. Под характером обводненности пород в данном случае понимается отношение продолжительности фазы полного обводнения пород к продолжительности фазы осушения. С большей детальностью кривая изменения этого отношения по профилю выветривания приведена на рис. 8.

Корреляция между характером естественного дренажа выветривающихся пород и зональностью профиля коры выветривания (см. рис. 8 и 9) вполне очевидна. Особенно резко изменяется характер дренажа между I и остальными зонами колонки.

5. В соответствии с изменением характера естественного дренажа описываемой колонки происходит изменение и состава фильтрующихся растворов. Особенно резко это соответствие проявляется в изменении по профилю выветривания концентраций в растворе алюминия и кремния (см. рис. 8). Распределение по разрезу суммы растворенных щелочей и щелочных земель хотя и аналогично кремнию, но выражено гораздо слабее.

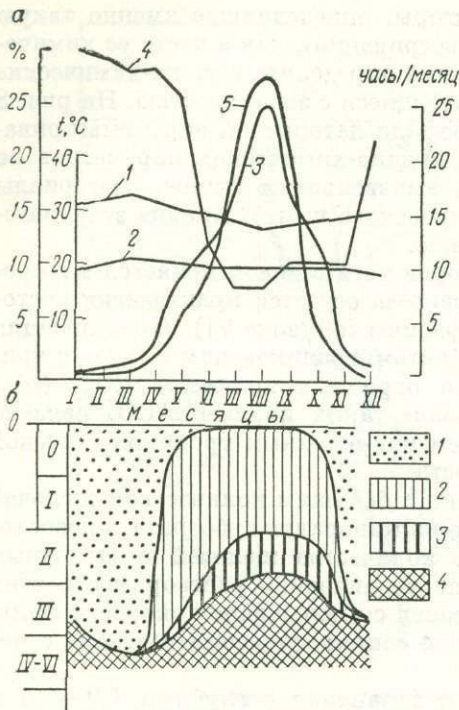


Рис. 9. Колебания некоторых среднемесячных климатических факторов (а) и гидрогеологические зоны профиля латеритной коры выветривания (б) одного из районов Гвинейской Республики (по данным двадцатилетних наблюдений метеостанций Киндия и Боке и материалам В. И. Мамедова и В. А. Иванова за 1967—1970 гг.).

Для а. 1 — минимальная температура воздуха, °С; 2 — максимальная температура воздуха, °С; 3 — гистограмма распределения количества осадков; 4 — изменение дефицита насыщения парами воды приповерхностной части атмосферы, %; 5 — продолжительность весьма сильных тропических ливней, при которых выпадает не менее 50 мм осадков, часы/месяц. Для б. Гидрогеологические зоны профиля коры выветривания: 1 — постоянной аэрации; 2—3 — колебания уровня грунтовых вод (2 — отношение продолжительности фаз обводнения и осушения меньше 20%; 3 — то же, больше 20%); 4 — постоянного обводнения. 0—VI — зоны коры выветривания на основных породах

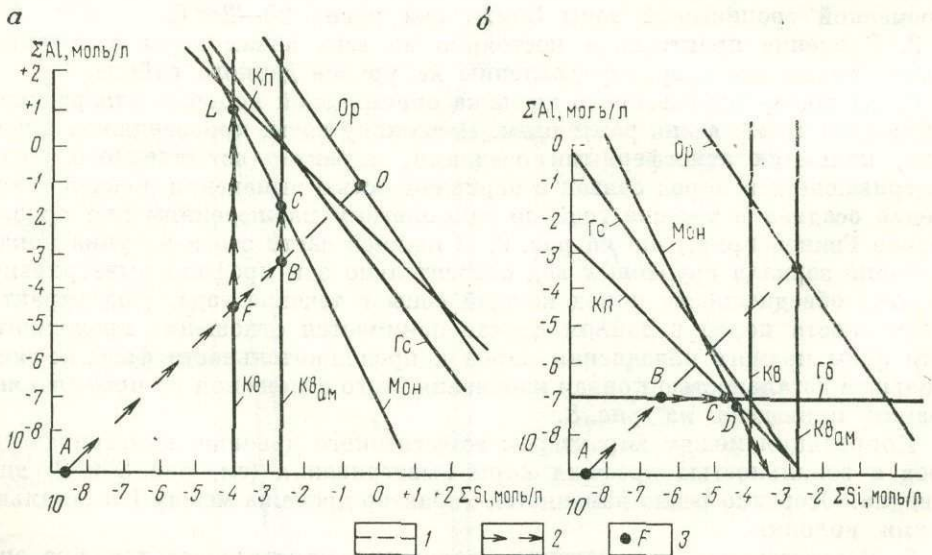


Рис. 10. Диаграммы равновесного состояния основных породообразующих минералов коры выветривания и субстрата (ортоклаза). (а — при pH = 2, б — при pH = 5).

1 — линия конгруэнтного растворения ортоклаза; 2 — линия изменения состава метасоматизирующего раствора; 3 — точки начала кристаллизации и совместной кристаллизации минералов

Итак, наиболее четкая корреляция зональности рассматриваемой метасоматической колонки устанавливается с изменением характера естественного дренажа и распределением по разрезу концентраций в растворе алюминия и кремния (при постоянстве рН, t , p). Выявленная закономерность, а также результаты работы Л. Гарднера [328] натолкнули нас на мысль попробовать с помощью термодинамических расчетов для стандартных условий ($t = 25^\circ \text{C}$, $p = 1 \text{ атм}$) оценить пределы изменения концентраций алюминия и кремния в растворе и определить последовательность формирования основных минералов латеритной метасоматической колонки. Для выполнения этой работы были построены диаграммы (в координатах $\sum \text{Al} - \sum \text{Si}$) * равновесного состояния основных породообразующих минералов кор выветривания (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, гиббсит, кварц, аморфная гидроокись кремния) и ряда алюмосиликатных минералов субстрата (нефелин, анортит, альбит, мусковит, ортоклаз) с раствором, содержащим переменные количества алюминия и кремния при постоянной величине рН [52, 124, 164, 180, 181, 200, 321, 329].

Анализ этих диаграмм, две из которых для примера приведены на рис. 10, строится по следующей схеме. Допустим, что первичный раствор, попадающий на поверхность алюмосиликатного минерала, содержит ничтожно малые количества ($< 10^{-8}$ моль/л) растворенных алюминия и кремния (количество Al и Si в метеорных водах обычно $< 10^{-6} - 10^{-8}$ моль/л). Просачиваясь по микротрещинам вниз под действием силы тяжести, этот раствор постепенно будет обогащаться как тем, так и другим элементом. Если растворение данного минерала происходит конгруэнтно, то состав раствора будет изменяться по закону, отраженному на диаграммах линией AO (линия конгруэнтного растворения). При условии, что из этого раствора не будет происходить осаждения новых минералов, с течением времени состав его достигнет точки O на диаграммах и процесс прекратится. Если же линия изменения состава этого раствора на диаграмме пересечет линию равновесного состояния одного из минералов коры выветривания (нанесенных на диаграмму), то в точке пересечения B начнется формирование этого минерала, а дальнейшее изменение состава раствора будет отражено на диаграмме линией BC , где точка C является началом формирования следующего минерала, и т. д. Причем в самой точке C должно происходить образование как первого, так и второго новообразованных минералов.

Таким образом, можно построить, во-первых, теоретические реакционные колонки при разных значениях рН по любому минералу субстрата и с учетом любого набора предполагаемых новообразованных минералов, а во-вторых, выявить теоретическую закономерность в изменении фильтрующихся растворов. Итоги таких расчетов для стандартных условий приведены в табл. 5, из которой следует, что рассмотренный выше профиль латеритной коры выветривания (см. рис. 8) при $p = 1 \text{ атм}$, $t = 25 - 28^\circ \text{C}$, рН = 5—7 должен характеризоваться теоретической колонкой $\text{Гб} \rightarrow \text{Гб} + \text{Кл} \rightarrow \text{Кл} \rightarrow \text{Кл} + \text{Мон} \rightarrow \text{Мон} \rightarrow \text{Мон} + \text{Кв}_{\text{ам}}$; это полностью соответствует наблюдаемой зональности описанных разрезов. При этом изменение состава раствора должно происходить в сторону постепенного наращивания концентраций кремния от тыловой зоны к периферической, что также совпадает с реальными замерами (см. рис. 8).

* $\sum \text{Al} = [\text{Al}^{3+}] + [\text{Al}(\text{OH})^{2+}] + [\text{Al}(\text{OH})_2^+] + [\text{Al}(\text{OH})_3] + [\text{Al}(\text{OH})_4^-]$,

а $\sum \text{Si} = [\text{H}_4\text{SiO}_4] + [\text{H}_3\text{SiO}_4^-] + [\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}] + [\text{SiO}_4^{4-}]$.

Характеристика зональности кор выветривания
и особенностей корообразующих растворов при $t = 25^\circ \text{C}$, $p = 1 \text{ атм}$
(случай идеально буферизуемых систем)

Показатели	Зоны кор выветривания					
	I	II	III	IV	V	VI
pH дренирующих растворов	<2,5	2,5—4,2	4,2—4,5	4,5—9,0	9,0—11,8	11,8 *
Минеральный состав	$K_{в\text{ам}}$	Мон	Кл	Гб	Кл—Мон	Полное растворение
	Мон + $K_{в\text{ам}}$	Мон + $K_{в\text{ам}}$	Кл + Мон	Гб + Кл	Мон	
			Мон	Кл	Мон— $K_{в\text{ам}}$	
			Мон + $K_{в\text{ам}}$	Кл + Мон		
				Мон		
				Мон + $K_{в\text{ам}}$		
Соотношение кремневых модулей дренирующего раствора ($K_{\text{Р}}$) и исходного минерала ($K_{\text{М}}$)	$K_{\text{Р}} > K_{\text{М}}$	$K_{\text{Р}} < K_{\text{М}}$				$K_{\text{Р}} = K_{\text{М}}$

* Для ортоклаза.

Весьма удовлетворительное совпадение ¹ теоретически построенных метасоматических колонок с реально наблюдаемыми в природе позволяют сделать следующие выводы:

1. Явление метасоматического замещения минералов субстрата новообразованными фазами представляет собой систему равновесных процессов.

2. Хотя в целом вся описанная метасоматическая колонка в общем случае неравновесна с исходным раствором, в каждой конкретной точке этой колонки развиваются процессы, близкие к равновесным.

¹ Аналогичное сравнение было проведено для разных типов кор выветривания и реакционных зон, развивающихся по аллосиликатным минералам в контакте с термальными современными источниками Камчатки, Курильских островов, Японии и Индонезии.

3. Формирование закономерной зональности в рассмотренном случае есть процесс приспособления новообразованных фаз к закономерно изменяющемуся составу фильтрующегося раствора.

Интересное объяснение при анализе диаграмм (см. рис. 10) получает и отмеченный выше факт запаздывания периода формирования периферических зон по сравнению с тыловыми. Если проанализировать изменение состава раствора, фильтрующегося через алюмосиликатный минерал при $pH=5$, то можно заметить, что увеличение концентрации кремния происходит одновременно с прогрессирующим уменьшением концентрации алюминия от $10^{-6,8}$ до $10^{-7,4}$ моль/л (т. е. на 3,6 порядка). Поскольку в образовании всех зональных минералов этой колонки участвует алюминий, скорость их образования неизбежно должна убывать от тыловых зон к периферическим, так как для разбавленных растворов скорость формирования твердых фаз, состоящих из нескольких элементов, пропорциональна концентрации этих элементов¹. Отсюда следует, что хотя все зоны метасоматической колонки должны начать формироваться одновременно, практически тыловые зоны всегда будут опережать во времени образование зон периферических. Причем, чем меньшей будет скорость фильтрации метасоматизирующего раствора, тем меньше должно быть запаздывание в формировании периферических зон по сравнению с тыловыми (при прочих равных условиях). Этот вывод находит полное подтверждение в практике изучения современных кор выветривания. Оказывается, что неполные профили коры выветривания с развитием только одной или нескольких тыловых зон приурочены к наиболее расчлененным формам рельефа с низким стоянием уровня грунтовых вод и высокой скоростью фильтрации метасоматизирующих растворов. Кроме того, во всех случаях, когда латеритная метасоматическая колонка представлена только тыловой зоной, на контакте этой зоны с субстратом прослеживается тончайшая (0,5—1,0 мм) зона, сложенная глинистыми минералами. Вполне вероятно, что в случае использования для дифференциации этой зоны микроанализатора, удастся выявить в зачаточном состоянии полный профиль метасоматической колонки.

Рассмотренный профиль латеритной коры выветривания представляет собой один из многих типов метасоматических образований, развивающихся в зоне гипергенеза. Общей характеристикой для всех гипергенных метасоматитов являются изотермическо-изобарические условия процесса замещения и высокая степень буферности метасоматизирующих растворов на фоне достаточно четко выявляющейся тенденции в изменении pH этих растворов от более кислых к более щелочным (по мере продвижения от тыловых зон к периферическим). Вопрос об изобъемности метасоматических превращений в зоне гипергенеза решается в каждом конкретном случае на основе изучения степени сохранности реликтовых структур и текстур. Несмотря на то что структура гипергенных минералов, как правило, более рыхлая, чем структура минералов субстрата, до сих пор нет ни одного доказанного случая увеличения объема метасоматитов по сравнению с субстратом. Это объясняется тем, что суммарный баланс массы вещества при гипергенном метасоматозе, как правило, отрицательный, поэтому увеличение объема породы, которое могло произойти за счет увеличения рыхлости новообразованных структур минералов, компенсируется некоторой потерей массы вещества на породу в целом. Пористость гипергенных

¹ $v = K \cdot [A]^a \cdot [B]^b \dots [N]^n$, где v — скорость формирования твердой фазы; K — коэффициент пропорциональности данной реакции; $[A]$, $[B]$, $[N]$ — концентрации реагирующих веществ; a , b , n — стехиометрические коэффициенты химической реакции.

метасоматитов обычно гораздо выше пористости пород субстрата. Поэтому, говоря о сохранении объема пород при метасоматизме в зоне гипергенеза необходимо иметь в виду, что сохраняется только объем в масштабах геологических тел. Если же пересчитать массу гипергенных метасоматитов на единицу объема с учетом разницы в пористости субстрата и метасоматита, то почти всегда выявится некоторый дефицит объема.

В редких работах, затрагивающих вопросы метасоматизма в зоне гипергенеза, утверждается, что выветривание приводит к полному или частичному выносу всех компонентов субстрата и отсутствию достаточно определенной компенсации этого выноса аллотигенным материалом [52]. Это недоразумение связано с тем, что наиболее хорошо изучены коры выветривания гумидных областей, для многих из которых действительно свойствен такой баланс элементов. Но даже среди гумидных кор выветривания известны такие, в которых для ряда элементов суммарный баланс не отрицательный, а положительный. Одним из примеров являются латеритные коры выветривания, описанные выше. Как уже было отмечено, в тыловых зонах этих метасоматических образований суммарный привнос Al, Fe и Ti достигает 250% (по сравнению с субстратом). Нередко этот привнос полностью компенсирует вынос других элементов и объемный вес метасоматитов оказывается равным объемному весу субстрата. Если пользоваться термином Ю. В. Казизына [124], эти образования можно отнести к типу автокомпенсированных метасоматитов, так как Al, Fe и Ti не привносятся в систему извне, а только перераспределяются внутри нее.

В современных аридных областях широко распространены, но слабо изучены коры выветривания, в которых большая часть вещества поступила извне. Примером являются описанные Б. М. Михайловым [181] в Сомали случаи замещения кварцевых жил карбонатным (преимущественно кальцитовым) материалом. Вероятно, эти образования можно отнести к аллокомпенсированному типу метасоматитов.

Коры выветривания гумидных умеренно теплых и холодных областей являются типичным примером акомпенсированных и анхикомпенсированных метасоматитов. Вынос вещества в них часто настолько велик (акомпенсированный метасоматизм), что оставшегося материала недостаточно для сохранения реликтовых структур и текстур. В результате на породах субстрата формируется относительно маломощный (до 3—5 м) покров глинистых пород с обломочной структурой, который является по существу промежуточным звеном в ряду пород от гипергенных метасоматитов к осадочным образованиям.

Таким образом, по характеру баланса вещества при метасоматизме гипергенные метасоматические образования разного типа оказываются приуроченными к разным ландшафтно-климатическим областям. В связи с этим на основе литолого-фациального и палеогеографического анализа древних отложений с учетом состава исходных пород возможен прогноз поисков гипергенных метасоматитов разного типа, а соответственно и полезных ископаемых, связанных с ними. Может быть решена и обратная задача — реконструкция физико-географических условий времени формирования кор выветривания на основе изучения уже известных профилей. В обоих случаях анализ кор выветривания как метасоматических образований позволит по-новому оценить уже известные факты и даст возможность выявить принципиально новые закономерности, ускользавшие ранее от внимания литологов.

Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций

Зональность как структура геологических формаций

Зональность — закономерное взаимное расположение в пределах геологических тел слагающих их пород, руд, минералов или химических элементов — является одной из главных характеристик строения рудных тел, интрузивных массивов, вулканических построек, околожильных и площадных ореолов гидротермально измененных пород. Она имеет важное значение для выделения и систематики геологических формаций.

С позиции концепции об уровнях организации вещества [43, 241] любое природное геологическое тело — минерал, порода или формация — может быть охарактеризовано по единому плану: указанием вещества, из которого оно состоит, формы тела и его внутреннего строения.

При изучении геологических формаций, разновидностями которых являются гидротермально-метасоматические формации, можно различать конституционные признаки и частные характеристики проявления данных формаций. Вид формации определяется совокупностью минеральных парагенезисов, из которых она состоит, их количественными соотношениями и структурой. Характеристика данной формации включает описание формы ее проявления (линейные зоны, штокверки и т. д.) и особенностей внутреннего строения (неоднородное, с реликтами, блоковое и т. п., а также размер зерен и др.).

Подходя с таких позиций к анализу геологических формаций, можно увидеть, что те их характеристики, которые указываются обычно как проявление зональности, могут быть разделены на главные и второстепенные. Главные выявляют сущность зональности — устойчиво сохраняющееся взаимное расположение пород, руд в пространстве и очередность их развития, зафиксированную в характере границ между ними; они определяют структуру данной формации. Второстепенные, такие как масштаб, порядок зональности, форма зон, — отражают специфические особенности становления исследуемого геологического тела и зависят от интенсивности процесса, состава и строения замещаемых пород, системы трещиноватости и т. п. Масштаб зональности определяется размером зон, порядок — сочетанием в пределах одного тела зональности различных масштабов. Как в зональном кристалле может быть несколько порядков зональности, так и в метасоматических формациях зональность может быть многих порядков. Например, зональность всего поля метасоматитов (I порядок),

зональность околожильных ореолов внутри одной зоны этого поля (II порядок), зональность вблизи отдельных прожилков (III порядок).

При таком подходе структура — это закономерно повторяющееся упорядоченное чередование в пространстве элементов, слагающих данное образование, и определенные соотношения их друг с другом, т. е. закономерное расположение в минерале химических элементов, в породе, руде — слагающих их минералов, в формации — образующих ее пород.

Систематизация данных по зональности метасоматических пород дает основание для вывода, что наиболее важной устойчиво сохраняющейся характеристикой структуры формации является последовательное упорядоченное расположение парагенезисов метасоматических пород по главному направлению изменчивости минерализации: в стратифицированных образованиях — вкrest напластования, в околоконтактных зонах интрузий — вкrest плоскости контакта, в несогласных крутопадающих телах (жильных, трубообразных, штокверковых) — по их мощности. Что же касается закономерностей ориентировки этих векторов в пространстве и соответственно прямой или обратной зональности по вертикали, центробежной или центростремительной по горизонтали, то эти характеристики имеют более подчиненное значение.

Опыт выделения

гидротермально-метасоматических формаций по структурно-вещественным признакам

С позиций зональности как структуры формации определяющее диагностическое значение для выделения гидротермально-метасоматических формаций имеют совокупности пород, слагающих наиболее проработанные гидротермальными растворами внутренние и непосредственно прилегающие к ним промежуточные зоны, обнаруживающие устойчивость в составе и значительно меньше зависящие от исходных пород. В метасоматических породах грейзеновой формации, например, и по карбонатным породам, и по сланцам, и по порфирирам во внутренних и промежуточных зонах возникают сходные минеральные парагенезисы, — существенно слюдяные, топазовые, флюоритовые — при резком различии состава внешних зон (254).

В метасоматических породах, относимых к формации карбонатов, внутренние зоны которых сложены однотипными, практически мономинеральными кальцитовыми карбонатами, внешние зоны, по данным Л. К. Пожарицкой и др. [240], представлены разнообразными парагенезисами: диопсид-флогопитовыми метасоматитами в пироксенитах, биотит-эгирин-альбитовыми в нефелиновых сиенитах, флогопит-магнетит-кальцитовыми в габброидах и т. п.

Исходя из изложенных представлений о доминирующем значении внутренних зон, к формации известковых скарнов, например, следует относить все те зональные метасоматические образования (вне зависимости от состава исходных пород и различий внешних зон), внутренние зоны которых представлены типичными скарнами: пироксен-гранат-волластонитовыми, пироксен-гранатовыми, гранат-эпидотовыми, пироксен-эпидотовыми.

К формации серпентинитов относятся метасоматические образования с серпентинитами в центральных зонах и тальковыми, хлоритовыми, актинолитовыми породами на периферии.

По составу внутренних зон, в частности по широкому развитию таких парагенезисов, как кварцево-серный, монокварцевый, кварц-корундовый,

кварц-андалузитовый, кварц-диаспоровый, кварц-алунитовый, кварц-диккитовый, переходящих во внешних зонах в кварц-пиррофиллитовые и кварц-серицитовые метасоматиты, Н. И. Наковник [194] выделил формацию в т о р и ч н ы х к в а р ц и т о в ы х.

Для метасоматических пород выделенной Н. И. Наковником [196] формации а р г и л л и з и т о в, в отличие от вторичных кварцитов, характерно широкое проявление во внутренних зонах парагенезисов глинистых и гидрослюдистых минералов, таких как каолинит, галлуазит, гидрослюды, монтмориллонит, а также минералов, структурно близких к каолиниту, шамозита, амезита, кронштедтита и др. в изменяющихся соотношениях и различных сочетаниях в зависимости от состава исходных пород.

Следует напомнить, что Н. И. Наковник [194], положивший в основу выделения формаций близкий принцип и рассматривающий формацию «как совокупность закономерной связанных минеральных фаций, образовавшихся из пород близкого химического состава в результате непрерывно протекавшего физико-химического процесса, развивающегося на определенной стадии геологического процесса» (стр. 7), выделил семь главнейших формаций околорудных метасоматических пород: вторичные кварциты, гидротермальные аргиллизиты, грейзены, пропилиты, скарны, серпентиниты, карбонатиты. При вещественно-структурном подходе к выделению формаций, т. е. по набору парагенезисов и их зональности, возникает необходимость, как представляется авторам, рассматривать в ранге формаций наряду с вышеперечисленными также турмалин-хлоритовые метасоматиты, гумбеиты, березиты, фельдшпатолиты, метасоматические амфиболиты (уралититы), фениты и ряд других. Материалы, указывающие на необходимость выделения этих формаций, ранее уже приводились отдельными исследователями.

К формации т у р м а л и н - (а л ь б и т) - х л о р и т о в ы х метасоматитов отнесены метасоматические породы с отчетливо выраженным зональным строением, характеризующимся закономерной сменой от центра к периферии существенно турмалиновых, кварц-турмалиновых, турмалин-хлоритовых, турмалин-серицитовых, кварц-хлоритовых, альбит-турмалиновых, реже аксенит-турмалин-кварцевых парагенезисов внутренних зон парагенезисами серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-карбонатными внешних зон или актинолит-флогопитовыми, хлорит-карбонатными при развитии метасоматитов по породам более основного состава.

Зональные колонки, характеризующие особенности состава и строения метасоматических образований формации турмалин-хлоритовых метасоматитов, развивающихся по породам различного исходного состава, охарактеризованы в работах многих исследователей. По данным Е. А. Радкевич, А. М. Кокорина и Л. Г. Коростелева [179], в Комсомольском рудном районе они следующие:

Гранит	Кв, Кпш, Пл, (Аб), Би	Кв, Кпш, Аб, Му	Кв, Му	Кв, Ту
Песчаники, алевролиты	Кв, Кпш, Пл, Би	Кв, Хл, Сер, Карб	Кв, Сер, Хл	Кв Кв, Ту
Порфириды	Кв, Пл, Пи Амф, (Эп, Хл, Аб, Сер, Калц)	Кв, Эп, Би, Сер, Акт	Кв, Хл, Сер, Карб	Кв, Сер (Кв) Кв, Ту

Метасоматиты этого типа широко проявлены на оловорудных силикатно-сульфидно-касситеритовых (Приморье, Северо-Восток СССР), золото-турмалиновых и золото-мышьяковых (Забайкалье), медно-турмалиновых (Чили) и некоторых других месторождениях.

К формации г у м б е и т о в — кварц-(серицит)-калишпатовых метасоматитов — отнесена большая группа метасоматических образований, внутренние зоны которых представлены калишпатовыми, главным образом ортоклазовыми, а также ортоклаз-адуляровыми, флогопит-анкеритовыми, биотит-(флогопит)-ортоклазовыми, кварц-ортоклазовыми метасоматитами, переходящими через зоны серицит-кварц-ортоклазовых, хлорит-серицитовых, иногда хлорит-флогопитовых пород в пропилитизированные гранодиориты или к зонам карбонатизации в более основных породах. Термин «гумбеит», предложенный Д. С. Коржинским [142] для пород анкерит-ортоклазового состава, уже использовался другими авторами для названия метасоматической формации [240, 250]. Б. И. Омеляненко [240], выделяющий гумбеиты наряду с березитами и гидротермальными аргиллитами в группе низкотемпературных околорудных метасоматитов, приводит для них следующие зональные колонки:

Гранито- гнейсы	Кв, Олиг, Кпш, Би, Амф, (Мт)	Кв, Кпш, Аб, Сер, Би, Анк, (Пт)	Кв, Кпш, Аб, Сер, Анк, (Пт)	Кв, Кпш, Анк, (Пт)	Кв, Кпш
Амфибо- литы	Пл, Амф, (Мт)	Аб, Сер, Би, Карб, (Пт)	Аб, Сер, Карб, (Пт)	Кпш, Карб, (Пт)	Кпш, Кв

Отличающиеся по составу зональные колонки метасоматитов, относящиеся, по нашему мнению, к этой формации, приведены Ю. В. Казицыным [123] для молибденовых и молибден-полиметаллических месторождений Забайкалья (Шахтама и др.):

Гранодио- рит	Фл, Анк, Аб, Ор, Кв, Гем, Лк	Ор, Сер, Кв, Пт, Лк	Ор, Кв, Пт
------------------	---------------------------------	---------------------	------------

В. А. Рудник, В. М. Терентьев, Г. М. Беляев [250, 252] выделяют формацию гумбеитов в семействе кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.

Характерной особенностью формации гумбеитов является широкое развитие в породах полевых шпатов, преимущественно ортоклаза, обнаруживающего устойчивую связь с кварцем, серицитом, карбонатами (анкеритом), гидрослюдами, в отдельных случаях с тальком. Метасоматические породы этой формации сопровождают шеелитовые (Гумбейское на Урале), молибденовые (Давенда, Ореkitкан), медно-молибденовые (Сары-Чеку), некоторые урановые (гумбеиты с переходом к аргиллизитам) и другие месторождения.

К формации березитов с рассматриваемых позиций предлагается относить зональные метасоматические образования, для внутренних зон которых типично замещение первичных пороодообразующих алюмосиликатов кварцем, серицитом, пиритом, карбонатами (обычно анкеритом). Для внешних зон березитов при развитии по породам среднего — кислого состава характерны породы с парагенезисом минералов: кварц, серицит, альбит, ортоклаз, кальцит, хлорит, пирит. При развитии метасоматитов этой формации по основным породам проявляется комплекс изменений, описываемый под названием «лиственитов», с парагенезисом минералов-новообразований: кварц, карбонат, фуксит, хлорит, серицит, сопровождаемых, как правило, пиритом.

Типовые зональные колонки метасоматических пород формации березитов, развивающихся по кислым интрузивным породам (I), приводятся по данным Б. И. Омеляненко [95], по кислым (II) и средним (III) эффузивам по данным Л. М. Лурье [239].

I	Кв, Сер, Аб, Ор, Калц, Хл, Пт		Кв, Сер, Аб, Анк, Пт		Кв, Сер, Анк, Пт		Кв, Сер, Пт		Кв
II	Гс, Адл, Кв, Пен, Калц, Мт		Гс, Кв, Пен, Пт				Гс, Кв, Пт		
III	Аб, Кв, Гс, Пен, Калц, Мт		Гс, Кв, Пен, Карб, (Анк, Сид), Пт				Кв, Карб, (Сид), Гс, Пт		

К формации березитов следует, видимо, относить также метасоматические образования, возникающие в осадочных и вулканогенно-осадочных породах синхронно с преобразованием гранит-порфиров и других интрузивных разновидностей пород. При изменении пелитов, например, в зональной колонке метасоматических пород, аналогов березитов, широкое развитие среди минералов-новообразований в ряде случаев получают хлорит и биотит. Для шеелитового штокверкового месторождения Верхнее Кайракты Г. Н. Щерба приводит такой последовательно проявляющийся ряд минералов-новообразований:

хлорит I | биотит I | хлорит II | биотит II | серицит, при развитии пирита во всех зонах.

На месторождениях сульфидно-касситеритовой формации, по данным Б. Л. Флерова [238], в песчаниках, бедных кальцием, вместо типичных березитов образуются не содержащие карбонатов кварц-серицитовые породы. Наиболее типичные метасоматиты рассматриваемой формации проявляются в пределах месторождений кварц-золоторудных (Березовское), золото-шеелитовых, полиметаллических (типа Садона на Кавказе, Пшимбрама в Чехословакии), колчеданно-полиметаллических (на Алтае), золото-молибденовых (в Забайкалье), а также шеелит-молибденитовых, шеелитовых, медно-молибденовых штокверковых и жильных типа Верхнее Кайракты (Казахстан), Парагачай (Армения), Умальта (Дальний Восток) и др. Месторождения типа Умальты являются переходными от березитовых к грейзеновым. Для пород, слагающих зональные тела метасоматитов в гранитах, не характерен карбонат, во внешних и промежуточных зонах широко проявляется альбит.

Березиты как самостоятельная метасоматическая формация ранее уже выделялись Б. И. Омеляненко [95, 240]. Подробная характеристика метасоматитов этого типа приводится в работах М. Б. и Н. И. Бородаевских [29], М. А. Кашкая и Ш. И. Аллахвердиева [135] и др. Н. И. Наквник [195] рассматривает березиты как продвинутую фацию формации пропилитов. В этой связи следует отметить, что по принятому принципу разделения метасоматических пород к собственно пропилитам могут быть отнесены только те метасоматические образования, внутренние и промежуточные зоны которых представлены совокупностью таких парагенезисов, как кварц + эпидот, кварц + серицит + хлорит, кварц + эпидот + хлорит, альбит + хлорит + карбонат, в ряде случаев с цеолитом и адуляром в более близкоповерхностных фациях.

Зональные ряды метасоматических пород формации пропилитов для пород среднего состава, в которых она проявляется в наиболее характерном для этой

формации виде, следующие (I — по Н. И. Наковнику [198], II — по В. А. Жарикову [94]):

I	Аб, Амф, Эп		Аб, Хл, Эп		Аб, Хл, Карб, Пт		Кв, Карб, Сер, Пт		Кв, Сер, Пт		Кв
II	Кв, Ор, Эп, Хл, Калц, Пт		Кв, Ор, Эп, Хл, Пт		Кв, Эп, Хл		Кв, Эп		Кв		

К наиболее типичным месторождениям, связанным с пропилитовой формой, могут быть отнесены серно- и медноколчеданные (уральского типа), медно-молибденовые и существенно медные прожилково-вкрапленные типа Бошекуля (Северный Казахстан), Салаватского (Южный Урал), медно-цеолитовые типа Верхнего Озера (Северная Америка), частично золотые и золото-серебряные месторождения.

Формации турмалин-хлоритовых метасоматитов, березитов, гумбеитов тесно взаимосвязаны, вследствие чего Ю. В. Казицын [125] объединяет их в формацию оксеталитов — околорудных метасоматитов среднетемпературных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом.

Для формации фельдшпатолитов во внутренних зонах характерны совокупности парагенезисов следующих минералов: микроклин (нередко + амазонит) + альбит + кварц; кварц + лепидолит + альбит; рибекит + микроклин + кварц + альбит с ритмично-полосчатыми и мелко-гигантокристаллическими структурами. В промежуточных зонах развиты парагенезисы минералов, представленные кварцем, мусковитом, биотитом, иногда слюдами и топазом в разных сочетаниях и количественных соотношениях. Во внешних зонах развиваются альбитизированные и микроклинизированные граниты, иногда с повышенным содержанием биотита.

Характерной чертой формации фельдшпатолитов в отличие от фенитов является наличие во внутренних зонах кварцсодержащих парагенезисов. Сочетание полевых шпатов с минералами, характерными для грейзенов, — лепидолитом, циннвальдитом, липидомеланом, мусковитом, топазом, а также широкое распространение наряду с микроклином альбита, преобладающего в составе пород наиболее проработанных зон, определяют отличие этих пород и соответственно формации как от гумбеитов, так и от фенитов. Фельдшпатолиты развиваются по гранитоидам повышенной щелочности или кислотности, а также по гнейсам и кристаллическим сланцам.

С породами этой формации связаны редкометальные и редкоземельные месторождения бериллия, ниобия, тантала и лития. Месторождения бериллиево-оловянно-литиевые, бериллиево-вольфрамово-танталовые, бериллиево-вольфрамово-оловянно-танталовые по составу сопровождающих их метасоматитов подчеркивают взаимосвязь формации фельдшпатолитов и грейзенов; месторождения Li—Rb—Ta—Nb—Sn—Sc, Zr—Nb—Ta—Th, встречающиеся в связи с наиболее щелочными метасоматитами с рибекитом, иногда эгирином, намечают переход к фенитам.

Метасоматиты этого типа выделяются в ранге формации многими исследователями [21, 24, 250, 252]. Широко укоренились термины, предложенные А. А. Беусом с соавторами, «формация апогранитов», «формация альбититов». В связи с тем, что метасоматиты этого типа развиваются не только по гранитам и в составе их существенное развитие может иметь калиевый полевой шпат, представляется более удобным термин «фельдшпатолит», который Ф. Ю. Ле-

винсон-Лессинг [225] предложил использовать для обозначения всех полевошпатовых пород вне зависимости от их генезиса.

К формации фенитов предлагается относить метасоматические образования, в центральных, наиболее проработанных зонах которых возникают парагенезисы эгирин + альбит, нефелин + альбит, альбит + рибекит + эгирин + карбонат, альбит + карбонат. При таком понимании к формации фенитов могут быть отнесены также образования, описанные А. А. Беусом [21] как альбититы щелочных пород. Исследователи отмечают четко выраженное в большинстве случаев зональное строение метасоматических образований этой формации. Характерные колонки метасоматитов формации фенитов, развивающихся по алюмосиликатным породам, по данным Р. В. Голева и Е. С. Пастуховой [178], от неизменных пород к внутренним зонам следующие:

Ми, Олиг, Кв, Би | Ми, Аб, Кв, Хл | Ми, Аб, Хл, Эц, Мт | Аб, Риб, Эг, Карб, Гем

Во внешних зонах проявляются кварцсодержащие породы различного состава в зависимости от эдуктов, обычно с микроклином, альбитом, биотитом, эпидотом. В промежуточных зонах возрастает роль микроклина. Для «продвинутых» внутренних зон характерны в ряде случаев парагенезисы карбонатных минералов — кальцита, доломита, анкерита, сидерита, что намечает переход к формации карбонатитов. Фениты представляют собой характерные образования, возникающие в зонах контактов метасоматитов щелочных основных пород — нефелиновых сиенитов и нефелиновых пироксенитов с кислыми гранитоидами или гнейсами.

С метасоматитами рассматриваемой формации сопряжена циркониевая, ниобиево-танталовая, урано-ториевая и редкоземельная минерализация.

К формации метасоматических амфиболитов (или уралититов) представляется целесообразным относить существенно амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-плагиоклазовые метасоматиты, возникающие при изменении ультраосновных и основных пород. Амфибол в этих породах представлен, как правило, роговой обманкой, из сопутствующих минералов характерны серпентин, эпидот, хлорит, гранат, рутил, сфен и др. Основной принцип зональности выражается в смене серпентин-хлоритовых метасоматитов внешних зон практически мономинеральными амфиболовыми породами внутренних зон.

Метасоматиты этого типа сопровождают титан-магнетитовое, платиновое, магнетит-халькопиритовое, халькопирит-пентландитовое оруденение; обнаруживают переходы в одних случаях к метасоматической формации сорпентинитов, в других — к скарнам.

Метасоматиты и метасоматические формации, так же как и другие геологические формации — магматические (интрузивные и вулканогенные), осадочные и метаморфические, образуют между собой сложные переходы, обнаруживая различную степень сродства друг с другом. Наиболее тесно взаимосвязаны в пространстве метасоматиты, образующие непосредственные переходы по вертикали, отражающие вертикальную метасоматическую зональность на порядок более крупных природных тел, чем формации. Наиболее протяженный ряд со сменой зон гранитизации и чарнокитов на глубине фельдшпатолитами (ортоклазовыми, выше альбитовыми) и вверх по восстанию гумбеитами описан В. А. Рудником и др. [250, 252]. Сложные взаимные переходы по вертикали вторичных кварцитов, прожилитов, аргиллизитов отмечены М. М. Василевским, Г. М. Власовым, Г. Т. Волостных, Н. Н. Наконником, В. И. Суховым и др. Сопоставление имеющихся в литературе данных, позволяет неметить наиболее

характерные случаи взаимного перехода метасоматических пород различных формаций в вертикальном разрезе (рис. 11). Наиболее общий вывод, который может быть сделан по имеющимся неполным данным, что подобные переходы снизу вверх в первом приближении соответствуют последовательности развития метасоматитов во времени (например, фельдшпатолиты → грейзены → турмалин-хлоритовые метасоматиты) от ранних щелочных к более поздним (более

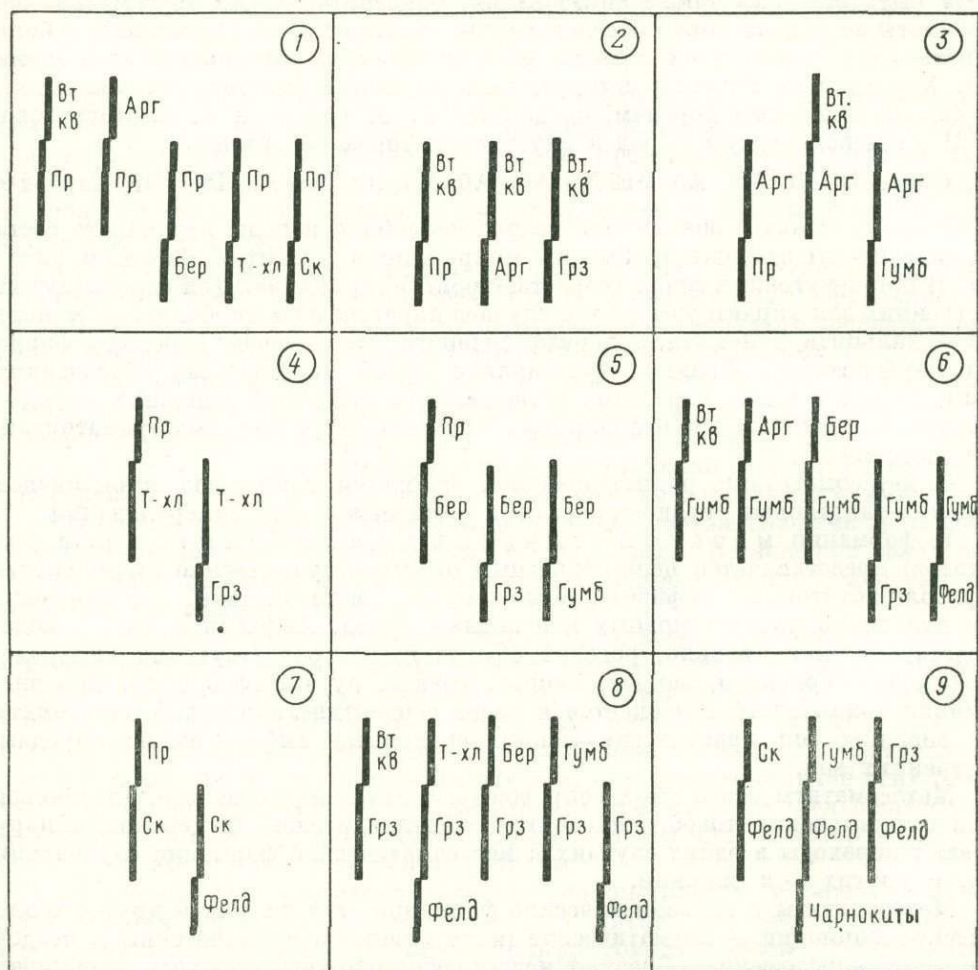


Рис. 11. Взаимные переходы метасоматических формаций в вертикальном разрезе:

1 — пропилитовой; 2 — вторичнокварцитовой; 3 — аргиллизитовой; 4 — турмалин-хлоритовой; 5 — березитовой; 6 — гумбеитовой; 7 — скарновой; 8 — грейзеновой; 9 — фельдшпатолитовой

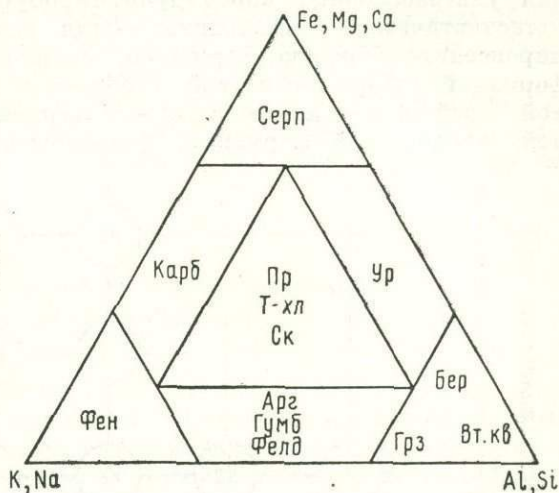
верхним) кислотным минеральным парагенезисам. Особенности таких сопряженных метасоматических колонн были рассмотрены в последнее время Ю. В. Казицыным [128].

Выделенные 14 гидротермально-метасоматических формаций различны по ведущей направленности химического преобразования пород. Несмотря на

существенные отличия, возникающие в результате замещения неодинаковых по составу исходных пород, для каждой выделенной формации по внутренним зонам можно наметить характерные черты их химизма. Эти особенности определяются в первую очередь различным поведением трех главных групп химических элементов: K и Na; Fe, Mg, Ca; Al, Si (рис. 12). В трех полях на рис. 12 совмещены сходные по химизму метасоматические формации различной глубинности образования.

Рис. 12. Условное подразделение гидротермально-метасоматических формаций по характерным петрогенным элементам внутренних зон.

Гидротермально-метасоматические формации: Арг — аргиллизиты, Бер — березиты, Вт.кв — вторичные кварциты, Гр — грейзены, Гумб — гумбеиты, Карб — карбонатиты, Пр — пропициты, Серп — серпентиниты, Ск — скарны магнезиальные и известковые, Т-хл — турмалин-хлоритовые метасоматиты, Амф — метасоматические амфиболиты, Фелд — фельдшпатолиты, Фен — фениты



Классификация гидротермально-метасоматических формаций по связи с магматическими породами

Положив в основу выделения формаций структурно-вещественные признаки, представляется возможным, таким образом, наметить для гидротермально-метасоматических образований, связанных с магматическими породами, не менее 14 формаций. На рис. 13 дана классификация выделенных гидротермально-метасоматических формаций по особенностям их связи с магматическими породами различных фаций глубинности (по вертикальной оси) и состава (по горизонтальной оси).

Формации пропицитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов характерны для близповерхностных фаций и проявляются наиболее полно в пределах вулканических толщ и в связи с коагматичными субвулканическими интрузиями.

Формации турмалин-хлоритовых метасоматитов, гумбеитов и березитов в наиболее типичном виде проявляются вблизи и непосредственно в пределах магматических пород гипабиссальных фаций глубинности — малых интрузий, полей распространения даек.

Метасоматические породы формации метасоматических амфиболитов, скарнов, грейзенов, фельдшпатолитов, фенитов наиболее характерны для зон проявления более глубоких фаций магматических пород и развиваются как в пределах самих интрузивных массивов, так и в зонах их экзоконтактов.

Для формации серпентинитов и карбонатитов на рис. 13 штриховыми линиями показано, что они возникают в большом диапазоне от глубоких до близповерхностных фаций. Сплошными горизонтальными линиями намечены ряды метасоматических формаций, образующихся в связи с магматическими породами различного состава, но близких фаций глубинности, а вертикальными линиями — ряды по связи гидротермально-метасоматических формаций с магматическими породами сходного состава, но различных фаций глубинности.

Вертикальные ряды схематично отражают связь гидротермально-метасоматических формаций с магматическими породами различной основности, кислотности, щелочности. Наиболее отчетливо эта связь выражена для собственно интрузивных образований. Так, метасоматиты формации серпентинитов типичны для ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой магматической формации, метасоматических амфиболитов — для основных пород, слагающих дунит-пироксенит-габбровую формацию, скарнов — для средних — кислых пород формаций габбро-сиенитовой, габбро-плагиогранитной, гранит-гранодиоритовой, грейзенов — для кислых — ультракислых пород гранит-лейкогранитовой, аляскитовой формации, фельдшпатолитов — для формации щелочных

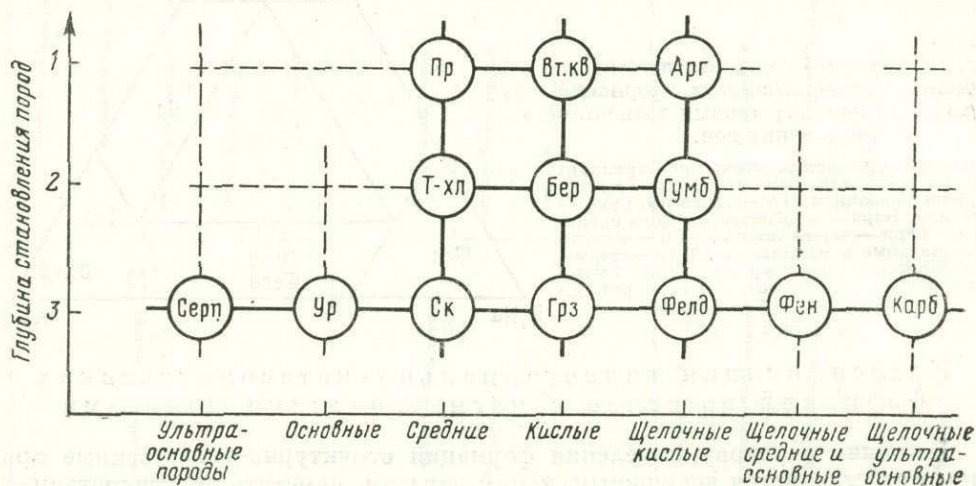


Рис. 13. Классификация гидротермально-метасоматических формаций по связи с магматическими породами различного состава и глубины формирования.

Условные обозначения см. на рис. 12

гранитоидов, фенитов — для щелочных нефелиновых сиенитов и щелочных габброидов, карбонатитов — для щелочно-ультраосновных пород.

В близповерхностных условиях в общем виде проявляется подобная же зависимость состава метасоматитов и магматических образований. Наиболее типичные метасоматиты, относимые к формации пропилитов, характерны для спилит-кератофировой, контрастной и дифференцированной базальт-липаритовой геосинклинальных формаций, в составе которых широко развиты базальты, андезиты, дациты и др. Вторичные кварциты, как известно, типичны для формаций орогенного вулканизма, в которых широко распространены преимущественно кислые — дацитовые, липаритовые, а также средние дацито-андезитовые разности пород.

Метасоматические породы турмалин-хлоритового состава широко распространены в районах развития пород гранит (гранит-порфир)-диоритовой формации малых интрузий и т. д.

Выделенные 14 формаций представляют собой характерные метасоматические образования, широко распространенные в различных регионах. Наряду с метасоматическими породами рассмотренных формаций широко развиты промежуточные по составу образования, сочетающие в себе черты различных формаций. Подобные переходные разности можно рассматривать как проявление

ние «изоморфизма» на уровне формаций. Помимо таких случаев для ряда рудных полей, формирующихся в течение нескольких резко разобщенных во времени этапов, устанавливаются случаи совмещения (наложения) метасоматических формаций. Например, совмещение скарнов, грейзенов, фельдшпатолитов в пределах Пяткерантского месторождения Карелии, Вознесенского месторождения Приморья, аргиллизитов и вторичных кварцитов в пределах Коунрадского месторождения Центрального Казахстана, фельдшпатолитов и грейзенов в пределах Спокойненского месторождения Забайкалья и др.

Таким образом, выделенные гидротермально-метасоматические формации — это простейшие «элементарные» парагенезисы метасоматических пород, встречающиеся как самостоятельно, так и в различных сочетаниях друг с другом.

Метасоматическая зональность и рудообразование в Аллареченском никеленосном районе

Медно-никелевые руды Аллареченского района пространственно ассоциируют с маломощными (10—20 м) телами интенсивно метаморфизованных оливинитов и гарцбургитов, залегающих в докембрийских гнейсах, гранитах и полевошпатовых амфиболитах. Формирование руд связано с образованием двух типов метасоматической зональности: биметасоматической и околожильной.

Биметасоматическая зональность охватывает как тела гипербазитов, так и вмещающие алюмосиликатные породы. В гипербазитах иногда сохраняется зона неизменной породы. Затем следует серпентинитовая зона, сменяющаяся серпентин-актинолитовой, серпентин-актинолит-флогопитовой, актинолит-флогопитовой и флогопитовой (рис. 14). Ширина серпентинитовой зоны достигает 50 м, серпентин-актинолитовой и серпентин-актинолит-флогопитовой 2—10 м. Границы между первыми тремя зонами обычно неотчетливые, изменение количественного минерального состава происходит постепенно, устанавливается переменность составов вторичных минералов от тремолита и магнезиального флогопита в головной части колонки до актинолита и относительно железистого флогопита — в краевой. Количество сосуществующих минералов последовательно увеличивается на один при переходе от зоны к зоне. При увеличении количества актинолита и флогопита содержание реликтов первичных минералов часто остается постоянным (10—20%) за счет избирательного замещения новообразованными минералами в первую очередь серпентина. Серпентин-актинолит-флогопитовая зона резко сменяется биминеральной актинолит-флогопитовой, а затем и мономинеральной слюдитовой зонами. Мощность их обычно не превышает 1 м. Наряду с резкими границами и уменьшением количества сосуществующих минералов для данной части колонки характерно, как правило, исчезновение реликтов оливина и пироксена и постоянство состава минералов. Расчеты условных потенциалов ионизации пород показывают, что формирование апогипербазитовой колонки сопровождается ростом кислотности парагенезисов, что позволяет рассматривать изменения гипербазитов как процесс кислотного выщелачивания. При этом происходит высвобождение халькофильных элементов — никеля, кобальта, железа — за счет замещения первичных силикатов и убогой сульфидной вкрапленности (см. рис. 14).

В экзоконтакте гипербазитовых тел к слюдитам примыкает роговообманковая зона, за которой следует роговообманково-альмандиновая, смежная

с гранитами или гнейсами. В указанных зонах отмечаются редкие реликты плагиоклаза, свидетельствующие об их образовании за счет вмещающих пород. Мощность экзоконтактных зон обычно не превышает 1 м; для них типичны резкие границы и постоянство составов минералов. Судя по величинам рассчитанных потенциалов ионизации, изменения вмещающих пород сопровождаются повышением их щелочности, т. е. они могут рассматриваться как продукты процесса отраженной базификации, противоположной кислотному выщелачиванию гипербазитов.

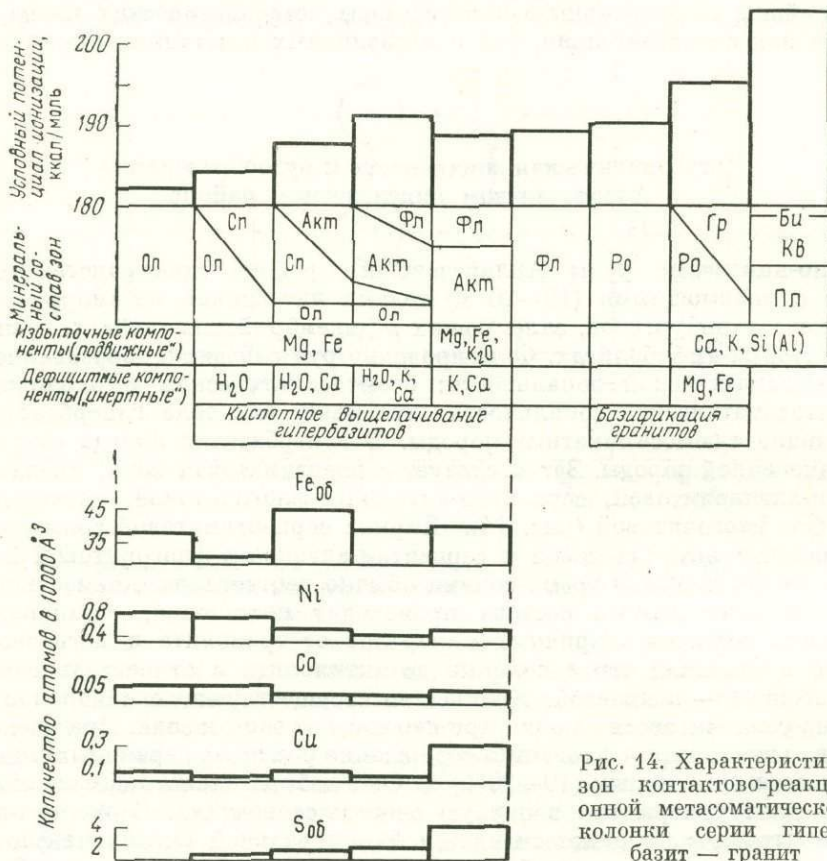


Рис. 14. Характеристика зон контактово-реакционной метасоматической колонки серии гипербазит — гранит

Анализ химического состава зон полной метасоматической колонки, включающей как собственно гипербазиты, так и экзоконтактные породы, показывает, что формирование зональности обусловлено обменными биметасоматическими реакциями. Из вмещающих пород в гипербазиты мигрируют практически отсутствующие в их первичном составе вода, кальций, калий, в меньшем количестве алюминий, выносятся магний и железо. Тенденция к уравниванию градиентов кислотно-основных характеристик пород в промежуточной зоне между реагирующими гипербазитами, гнейсами и гранитоидами свидетельствует о справедливости подобного вывода.

Важно подчеркнуть постепенность изменения кислотности пород при переходе от зоны к зоне полной колонки. Последовательность выпадения минералов из раствора помимо прочих факторов предопределяется близостью их кислотно-основных свойств. Формирование колонки обусловлено комбинированным воздействием диффузионного и инфильтрационного метасоматоза. В гипербазитах вдали от зоны контакта наиболее явственно проявляются черты диффузионной, а у контактов — инфильтрационной метасоматической зональности.

Существенные различия в ширине отдельных зон, по-видимому, зависят не только от состава пород и растворов, но и от изменения пористости. Серпентинизация сопровождается закупоркой пор, что препятствует разрастанию тыловых зон метасоматической колонки (рис. 15).

Диффузионный метасоматоз происходит без существенных перепадов температур [146]. Инфильтрационную зональность в случае ее проявления в узких поясах (шириной несколько метров) при небольшой вертикальной протяженности также следует считать близкой к изотермичной. Температура формирования колонки в целом, исходя из указанных условий, может быть оценена по наименее устойчивому минералу серпентину в 400—430° С.

Охарактеризованная метасоматическая колонка обладает рядом специфических особенностей.

1. В единой колонке присутствуют казалось бы несовместимые по температурам образования минералы: серпентин, роговая обманка и алмадин.

2. Ядра гипербазитовых тел часто не затронуты процессами серпентинизации.

3. Головная зона апогипербазитовой колонки состоит из серпентина.

4. Привнос каждого компонента из вмещающих пород вызывает появление одной новой минеральной фазы (см. рис. 14). Привнос воды приводит к появлению серпентина, привнос кальция — актинолита, привнос калия — флогопита. Число сосуществующих новообразованных минералов в головной части апогипербазитовой колонки последовательно увеличивается, а в тыловой уменьшается.

5. В значительной части апогипербазитовой колонки наблюдаются реликты первичных минералов, так как серпентин, актинолит и флогопит последовательно замещают друг друга, не затрагивая остаточных зерен оливина и пироксена.

6. В тыловых частях апогипербазитовой колонки развита мономинеральная флогопитовая зона, что дало основание рассматривать калий как наименее подвижный компонент. Специфические особенности метасоматической колонки удовлетворительно объясняются предположением о формировании зональности в условиях недостатка воды. В Аллареченском районе изначально «сухие» гипербазитовые массивы залегают в сравнительно дегидратированных гнейсах и амфиболитах, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации, что

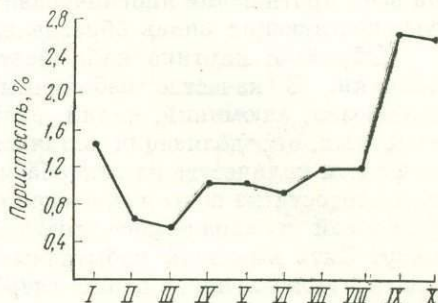


Рис. 15. График изменения пористости в метасоматически измененных гипербазитах и сульфидных рудах.

Породы: I — оливинит, II — серпентинизированный гипербазит, III — сильно серпентинизированный гипербазит, IV — серпентинизированный гипербазит с актинолитом, V — актинолитизированный гипербазит с серпентином, VI — актинолитизированный гипербазит, VII — сильно актинолитизированный гипербазит, VIII — актинолит-флогопитовая порода, IX — богатая вкрапленная сульфидная медно-никелевая руда, X — сплошная руда

предопределяет существенный дефицит воды в ходе метасоматических процессов. Отсюда становится понятным сохранность неизмененных гипербазитов в ядрах тел и совмещение в пределах единой колонки серпентина с роговой обманкой и гранатом.

В апогипербазитовой части колонки привносимые извне компоненты — вода, кальций, калий, количество которых ограничено, переходят в инертное состояние, определяют число минеральных фаз и являются экстенсивными факторами равновесия (см. рис. 14). Железо и магний присутствуют в системе в избытке и могут рассматриваться как избыточные компоненты, играющие роль интенсивных факторов равновесия. Участвуя в метасоматических реакциях на всем протяжении апогипербазитовой части колонки, они не влияют на число сосуществующих вновь образованных минеральных фаз.

Обратная картина наблюдается в апогнейсовой или апогранитной части колонки. В качестве избыточных компонентов здесь выступают кальций, кремнезем, алюминий, калий, входящие в состав исходных пород, а в качестве инертных, определяющих количество минеральных фаз, — привносимые в ограниченном количестве из гипербазитов магний и железо. Таким образом, в условиях недостатка воды и протекания биметасоматических реакций для апогипербазитовой и апоалюмосиликатной частей общей метасоматической колонки могут быть выделены избыточные и дефицитные компоненты. При этом компоненты, выступающие в апогипербазитовой части общей взаимосвязанной системы как избыточные, в алюмосиликатной части становятся дефицитными, определяющими число минеральных фаз, и наоборот.

Большую роль в формировании минеральных ассоциаций отдельных зон играет правило о близости кислотно-основных характеристик замещающих друг друга минералов, вытекающее из общих принципов кислотно-основного взаимодействия. Поэтому при наступлении серпентин-актинолитовой зоны на серпентинитовую актинолит (условный потенциал ионизации 197,1 ккал/моль) избирательно развивается по серпентину (потенциал ионизации 190,7 ккал/моль), не затрагивая реликтов оливина (178,6 ккал/моль). Развитие в тыловых частях апогипербазитовой колонки мономинеральных слюдитовых зон также вызвано кислотно-основными свойствами железистого флогопита.

Кислотное выщелачивание халькофильных элементов в апогипербазитовой части колонки является необходимым, но недостаточным условием для рудогенеза. Формирование эпигенетических вкрапленных и жильных сплошных сульфидных медно-никелевых руд связано главным образом с привнесом из внешних источников серы и меди, которые вступали в соединение с высвобожденными при кислотном выщелачивании железом, никелем, кобальтом.

Среди эпигенетических руд выделяются богатые вкрапленные и сплошные жильные. Четкой зональности вблизи залежей вкрапленных руд не устанавливается. К центральным частям зоны смятия, контролирующей размещение залежей, часто приурочены рудные оливиниты, переходящие к периферии в рудные актинолититы. Почти повсеместно во вкрапленных рудах, приуроченных к гипербазитам, содержание халькопирита сравнительно невелико, а у контактов, где субстрат представлен интенсивно метаморфизованными гипербазитами, гнейсами и гранитами, относительное содержание меди резко увеличивается.

В крупном плане для вкрапленных руд характерен отрицательный ореол концентраций, так как они залегают в актинолитизированных гипербазитах, подвергшихся кислотному выщелачиванию с выносом никеля.

Метасоматическая зональность вблизи жильных тел сплошных руд проявляется достаточно четко. Жилы, мощность которых изменяется обычно от 0,2

до 3 м, в центральной части состоят главным образом из пирротина и пентландита, а в краевых частях отмечается относительно резкое обогащение халькопиритом. Обогащение халькопиритом устанавливается также вблизи выклинивания жил. Особенно оно характерно для жил, залегающих в гнейсах и гранитоидах. Судя по морфологии тел и отсутствию реликтов вмещающих пород, образование жил следует связывать с выполнением трещин. У контактов жил с окружающими породами наблюдаются метасоматические зональные изменения. Независимо от изменения мощности самих жил, ширина зон метасоматических изменений постоянно остается крайне незначительной, как правило, не превышающей 5—10 см.

В рудных зонах, залегающих в гипербазитах, непосредственно к контакту примыкает роговообманковая порода, за которой следует актинолит-флогопитовая, резко контактирующая с сильно актинолитизированными гипербазитами. На границе с гнейсами за роговообманковой зоной наблюдается роговообманково-биотитовая, в отдельных случаях роговообманково-гранатовая и слюдитовая зоны. В околожильное пространство выносятся никель, кобальт, медь, железо, сера, т. е. устанавливается положительный ореол концентраций (рис. 16).

Кроме того, на контактах жил в гнейсы мигрируют кальций, магний, титан, в гипербазиты — натрий, калий, кремний, что свидетельствует о сложном составе рудообразующего флюида.

Четкие контакты между зонами и постоянство состава

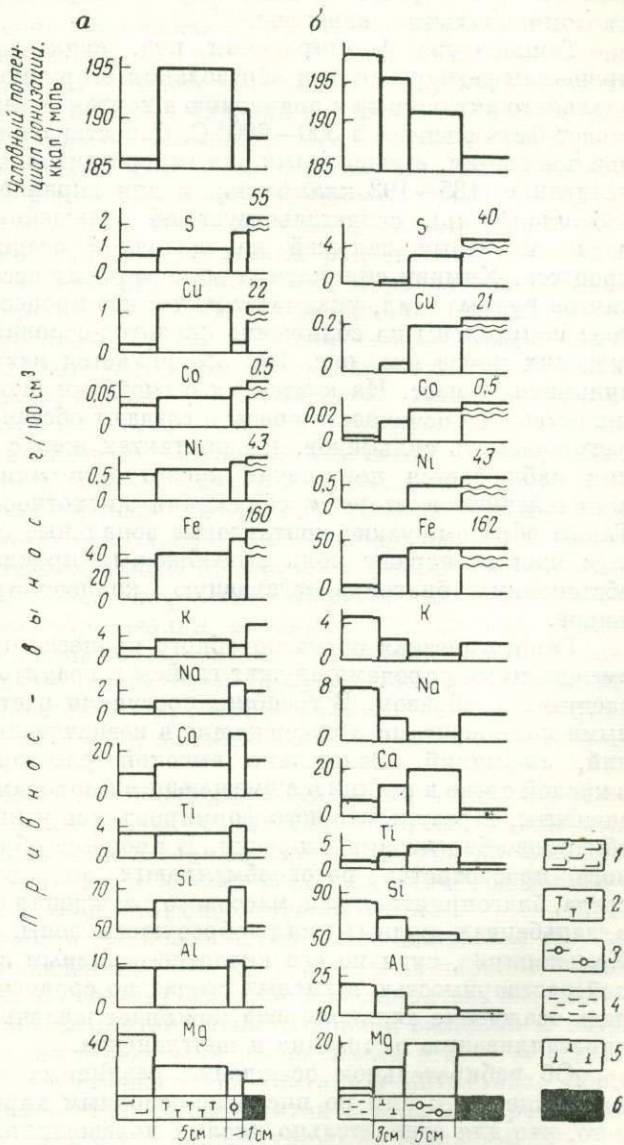


Рис. 16. Графики привноса-выноса компонентов в зонах околорудных изменений: а — контактовая серия гипербазит — сульфидная руда; б — контактовая серия гнейс — сульфидная руда.

1 — актинолитизированный гипербазит; 2 — актинолит-флогопитовая порода; 3 — роговообманковая порода; 4 — биотитовый гнейс; 5 — биотит-роговообманковая порода; 6 — жильная сплошная сульфидная руда

минералов говорят о формировании руд в результате инфильтрационного метасоматоза. Образование жил сплошных руд, как известно, может происходить, когда пересыщенные поровые растворы вступают в зоны трещин с пониженным давлением [146]. В этом случае могут одновременно кристаллизоваться многоминеральные агрегаты.

Температура формирования руд, судя по сопутствующим рудогенезу процессам дегидратации и образования вторичного оливина, замещению магниевого актинолита и появлению в контактах жил роговой обманки и граната, может быть оценена в 500—600° С. Сопоставление величин условных потенциалов ионизации, вычисленных для гипербазитов, претерпевших кислотное выщелачивание (185—192 ккал/моль), и для вкрапленных и сплошных руд (183—186 ккал/моль), свидетельствует об осаждении эпигенетических сульфидов медно-никелевых залежей на щелочной стадии общего метасоматического процесса. Химизм силикатных минеральных ассоциаций, возникающих у контактов рудных жил, указывает на то, что процессы околотрещинного метасоматоза направлены на сближение кислотно-основных характеристик руд и окружающих пород (см. рис. 16); это является важным условием для осаждения сульфидных масс. На контактах с гнейсами околорудные изменения приводят к повышению основности среды и создают обстановку, при которой понижается растворимость сульфидов. На контактах жил с гипербазитами в зоне изменения наблюдается повышение кислотности минеральных ассоциаций, также направленное в сторону сближения кислотности руд и вмещающих пород. Таким образом, узкие контактовые зональные оторочки, прилегающие к рудным жилам, играют роль своеобразных прокладок, создающих химическую обстановку, благоприятствующую концентрированному осаждению сульфидов.

Гипотетическая схема подобного процесса применительно к случаю, когда вмещающими породами служат гнейсы и гранитоиды, может быть представлена следующим образом. В трещины поступали растворы, пересыщенные сульфидными компонентами и содержащие в незначительном количестве магний, кремний, алюминий. Вследствие высокой растворимости рудных компонентов в кислой среде в реакцию с вмещающими породами вступали лишь литофильные элементы, в результате чего формировались узкие роговообманковые и роговообманково-биотитовые оторочки. В процессе образования вдоль околотрещинного пространства роговообманковых зон создавалась восстановительная среда, благоприятная для массового осаждения сульфидов. По этой же причине в зальбандах рудных жил образуются зоны, обогащенные халькопиритом. Халькопирит, судя по его кислотно-основным свойствам, обладает более низкой растворимостью в кислых средах по сравнению с пирротинном. В свою очередь осаждение халькопирита повышает щелочность и тем самым стимулирует кристаллизацию пирротина и пентландита.

Об избирательном осаждении различных по составу сульфидов в породах, близких к ним по кислотно-основным характеристикам, свидетельствует и то, что для относительно кислых полевошпатовых амфиболитов типична пиритовая минерализация, для эндо- и экзоконтактных зон гипербазитовых тел — халькопиритовая, для внутренних частей ультраосновных тел — пирротиновая и пентландитовая.

Кроме химизма среды возможности осаждения сульфидов определяются и физико-механическими свойствами пород. Вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды пространственно локализируются в амфиболитизированных гипербазитах, обладающих повышенной пористостью (см. рис. 15).

О метасоматической зональности магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного поля

Магнетитовые месторождения Соколовско-Сарбайского рудного поля, так же как и в целом Главной железорудной полосы Тургай, относятся к типу метасоматических. Они образованы в зонах контактов интрузивов диоритов с вулканогенно-осадочной толщей нижнего карбона и перекрыты чехлом молодых — мезозойских и кайнозойских — отложений мощностью 30—80 м.

Магнетитовое оруденение практически проявлено всюду в зонах контактов интрузивов диоритов со всей толщей нижекарбонных отложений, однако степень концентрации его неравномерна. Нашими исследованиями установлено, что наиболее значительные скопления магнетитовых руд связаны с метасоматическим замещением постмагматическими растворами карбонатных пород — известняков, загрязненных примесями туфогенного материала, известковистых туффитов и туфов. Эта продуктивная толща занимает вполне определенный, стратиграфически выдержанный горизонт и по определению микрофауны относится к верхнему визе (средневалерьяновская подсвета). Пирокластические отложения нижевалерьяновской подсветы относятся к подрудным, а вулканогенно-осадочные образования верхневалерьяновской подсветы — к надрудным.

В рудном поле на площади 25×40 км с востока на запад выделяются пять наиболее значительных, меридионально вытянутых скарново-рудных зон: Восточно-Соколовская, Соколовская, Сарбайская, Ломоносовская и Южно-Ломоносовская. Эти метасоматические зоны приурочены к скрытым тектоническим разломам, сопровождающимся внедрением диоритов. В пределах зон в порядке последовательности образования проявились следующие стадии минерализации: биотитовая, калишпат-альбитовая (ранняя), скаполитовая, скарновая, эпидот-актинолитовая, альбитовая (поздняя), кварц-кальцит-пренитовая и цеолитовая. Магнетитовое оруденение связано главным образом со скарновой, меньше со скаполитовой и эпидот-актинолитовой стадиями минерализации.

В пределах метасоматических зон наиболее крупные магнетитовые месторождения расположены вблизи интрузивных массивов и представлены более высокотемпературными минеральными ассоциациями, тогда как на некотором удалении от массивов концентрируются мелкие месторождения, связанные со среднетемпературными эпидот-актинолитовыми метасоматитами.

Метасоматическая зональность наиболее четко устанавливается на Сарбайском и Соколовском месторождениях. Оба месторождения парагенетически связаны с вполне идентичными по составу интрузивами диоритов, внедрившимися в крыльях меридионально вытянутой антиклинальной складки. В структурном отношении Сарбайское месторождение расположено в зоне западного, а Соколовское — в зоне северо-восточного экзоконтактов интрузива. Общей характерной особенностью локализации метасоматитов на этих месторождениях является приуроченность наиболее высокотемпературных их разновидностей непосредственно к краевым частям диоритов и по мере удаления от интрузивов высокотемпературные метасоматиты постепенно или резко сменяются средне- и низкотемпературными минеральными ассоциациями. Эта закономерность пространственного размещения метасоматитов по отношению интрузива диоритов в отдельных участках рудного поля нарушается. Локальные зоны высокотемпературных (скаполитовых) метасоматитов наблюдаются на значительном расстоянии от интрузива, на большем удалении от него, чем пироксен-гранатовые скарны,

что, вероятно, связано с особенностями предминерализационной тектоники. Вместе с этим пространственное размещение первичных метасоматических зон в значительной степени затушевано наложением последующих стадий минерализации, гистерогенным замещением ранее образованных минералов более поздними.

На Сарбайском месторождении по минеральному составу околорудных метасоматитов, текстурно-структурным особенностям и физическим свойствам магнетитовых руд выделяются два блока — Восточный и Западный, расчлененные послерудным сбросо-сдвигом.

Восточный блок образован на большей глубине и сравнительно ближе к интрузиву диоритов, чем Западный, вследствие чего представлен более высокотемпературными минеральными ассоциациями. Этот блок включает Восточное и Юго-Восточное рудные тела, имеющие близкое к меридиональному простирание и западное падение под углом $45-50^\circ$. Метасоматиты этого блока на северном фланге срезаны послерудным сбросо-сдвигом, а южная граница их проведена условно по распространению богатых магнетитовых руд. Фактически же слабооруденелые пироксен-гранатовые скарны непрерывно протягиваются к югу по простиранию, переходя затем в Южно-Сарбайское магнетитовое месторождение. В целом метасоматиты в контуре Восточной и Юго-Восточной залежей прослеживаются по простиранию на 3 км при максимальной мощности 575 м и максимальной глубине подсечения 1200 м. Восточный блок представлен биотитовыми, калишпат-альбитовыми (ранние), скаполитовыми, пироксеновыми и гранатовыми метасоматитами и магнетитовыми рудами. В этом блоке незначительно развиты эпидотовые, актинолитовые и другие средне- и низкотемпературные метасоматические образования, являющиеся продуктом гистерогенного замещения ранее образованных скаполитовых метасоматитов и пироксен-гранатовых скарнов. Магнетитовые руды пространственно и генетически связаны с пироксен-гранатовыми скарнами и скаполитовыми метасоматитами. Магнетит кристаллизовался несколько позже или одновременно с этими алюмосиликатами. Магнетитовые руды характеризуются преимущественно грубополосчатой текстурой и тонкозернистой структурой.

В Восточном блоке метасоматическая зональность отмечается вкрест простирания, по простиранию и падению слагающих его комплексов.

Вкрест простирания блока с востока на запад выделяются шесть зон.

Зона биотитовых метасоматитов, расположенная в восточном борту Восточного рудного тела и представлена почти мономинеральными скоплениями биотита с реликтами туфобрекчий. Простирание ее СВ 25° , падение вертикальное, мощность 100—110 м. Эта зона имеет секущее положение (под углом 25°) по отношению к простиранию скарно-рудной зоны месторождения и, по-видимому, связана с наиболее ранним — дорудным и доинтрузивным тектоническим нарушением палеозойского фундамента. Зона биотитовых метасоматитов по простиранию на северо-востоке ограничена дорудным интрузивом диоритов, а к юго-западу примыкает к Восточному рудному телу. По-видимому, первоначально она протягивалась и далее к юго-западу по простиранию, однако впоследствии в различной степени биотитизированные вулканогенно-осадочные образования подверглись скарнированию с образованием магнетита. Подтверждением этому являются наблюдаемые здесь реликты биотитовых метасоматитов в магнетитовых рудах.

Кроме обособленной зоны биотитовых метасоматитов в виде тонкорассеянных включений и незначительных скоплений содержатся также во всей пирокластической толще, подстилающей Восточное и Юго-Восточное рудные

тела. Здесь по биотитизированным туфобрекчиям развиваются калишпат-альбитовые и скаполитовые метасоматиты.

Зона калишпат-альбитовых (ранних) метасоматитов, расположенная в лежачем боку Восточного и Юго-Восточного рудных тел, в экзоконтакте интрузива диоритов с вулканогенной толщей среднего состава. Зона прослеживается с юга на север на всем протяжении месторождения и достигает мощности 100—150 м. В пределах зоны метасоматические процессы проявились неравномерно, подтверждением чему является многократная перемежаемость почти мономинеральных калишпат-альбитовых метасоматитов со слабо метаморфизованными пирокластами. Кроме того, как уже отмечалось, здесь содержатся биотитовые метасоматиты, а также встречаются обособленные выделения и прожилки скаполита. Анализ взаимоотношений минералов показывает, что калиевый полевой шпат и альбит выделялись почти одновременно, но позже биотита и раньше скаполита.

Зона пироксен-скаполитовых метасоматитов, окаймляющая с лежачего бока Восточное и Юго-Восточное рудные тела, образована в результате метасоматического замещения туфов и туфобрекчий среднего состава; мощность ее 3—20 м. В северной части месторождения в контуре этой зоны скаполитовые метасоматиты частично или полностью сменяются пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами, при этом мощность зоны скарнов возрастает до 40—50 м.

Скарново-магнетитовая зона, представленная Восточным и Юго-Восточным рудными телами. По простиранию она прослежена на 2800 м при максимальной мощности 185 м и наибольшей глубине подсечения 1026,5 м. На северном фланге зоны магнетитовые руды частично срезаны послерудным сбросо-сдвигом и сравнительно резко выклиниваются, сменяясь скаполит-пироксеновыми метасоматитами, а на южном фланге наблюдается постепенное выклинивание рудного тела и переход магнетитовых руд в пироксен-гранатовые скарны. По падению скарново-рудная зона полностью не оконтурена. Установлены некоторые характерные ее структурно-морфологические особенности: в верхних горизонтах (до глубины 500—550 м) она имеет весьма выдержанную пластообразную форму, а далее по падению сравнительно резко выклинивается; полное выклинивание зоны ожидается на глубинах 1200—1600 м от поверхности. Зона представлена многократным переслаиванием массивных магнетитовых руд, в различной степени оруденелых пироксен-гранатовых скарнов и в меньшей мере скаполитовых пород. Среди магнетитовых руд и скарнов встречаются отдельные блоки и реликтовые участки ороговикovaných туффитов и мраморизованных известняков. Все это указывает на то, что рассматриваемая зона образована в результате метасоматического замещения вулканогенно-осадочной толщи, сложенной известковистыми туффитами, туфами и известняками.

В скарново-рудной зоне выделяются два изолированных блока неоруденелых гранатовых скарнов, имеющих секущее залегание по отношению к Восточному рудному телу. Их наличие связано с предрудной тектоникой и избирательным метасоматозом.

Зона пироксен-гранатовых скарнов, окаймляющая с всяческого бока Восточное и Юго-Восточное рудные тела. Мощность ее 3—20 м. На северном фланге месторождения в контуре зоны прослеживаются скаполитовые метасоматиты.

Зона пироксен-плаггиоклазовых роговиков и ороговикovaných туффитов и туфов, интенсивно альбитизированных, неравномерно скаполитизированных и скарнированных. В ее пределах наблюдаются многократные переходы от практически мало измененных пироксен-плаггиоклазовых роговиков через интенсивно метаморфизованные их разности к почти мономинеральным выделениям

скаполитовых пород и скарнов. Так же как и в других зонах месторождения, здесь отчетливо наблюдается последовательное наложение стадий метаморфизма и минерализации. Исходные породы — туффи́ты и туфы среднего состава — первоначально были ороговикованы, а затем альбитизированы и скарнированы. Мощность зоны до 70 м.

По простиранию Восточного блока метасоматическая зональность проявилась в преимущественном распространении скаполит-пироксеновых метасоматитов в северной и центральной частях блока, а крупнозернистых гранатовых скарнов в южной части. Эта особенность локализации метасоматитов объясняется тем, что северная и центральная части блока сравнительно ближе расположены к интрузиву диоритов, где, естественно, минералообразование происходило в более высокотемпературных условиях.

По падению блока зональность выражена главным образом в развитии на глубоких горизонтах пироксен-магнетитовых руд, которые по сравнению с рудами верхних горизонтов имеют наиболее тонкозернистое сложение.

Западный блок отделен от Восточного плоскостью весьма крупного после-рудного сбросо-сдвига, простирание которого СВ 15° , падение $60-65^\circ$ на северо-запад. Этот блок включает Западное рудное тело и его северное продолжение, имеющих близкое к меридиональному простиранию и западное падение под углом $45-50^\circ$. Метасоматиты этого блока прослежены по простиранию на 2,5 км при максимальной ширине распространения 525 м и наибольшей глубине подсе-чения 1200 м. В Западном блоке с востока на запад выделяются семь метасоматических зон.

Зона интенсивно альбитизированных (альбит низкотемпературный), пренизитизированных и цеолитизированных туфов и туфобрекчий среднего состава, залегающая в висячем боку плоскости смещения сбросо-сдвига. Появление здесь низкотемпературных метасоматитов связано с проникновением по разлому наиболее поздних послемагматических растворов. Мощность зоны до 100 м.

Зона актинолитизированных и хлоритизированных туфов и туфобрекчий среднего состава, окаймляющая Западное рудное тело с лежащего бока. Мощность ее 20—30 м.

Зона преимущественно богатых магнетитовых руд (нижняя рудная пачка), прослеженная по простиранию на 1900 м при максимальной глубине подсе-чения 1200 м. Магнетитовые руды содержат включения эпидота, актинолита, хлорита и многочисленные реликтовые участки перекристаллизованного известняка и метаморфизованных туффи́тов. Метасоматиты этой зоны мощностью 15—30 м образованы по известнякам и известковистым туффи́там.

Зона интенсивно эпидотизированных, актинолитизированных и хлоритизированных туффи́тов и туфов мощностью 25—55 м. Прослеживается на всем протяжении по простиранию и падению Западного рудного тела. Появление этой зоны, расчленяющей Западное рудное тело на две части, связано с избирательным метасоматизмом, проявившимся в зависимости от литологического состава исходных пород. Горизонт известковистых туффи́тов и туфов оказался менее благоприятным для образования магнетитовых руд по сравнению с вмещающими его известняками и известковистыми туффи́тами, замещенными магнетитом.

Зона магнетитовых руд (верхняя рудная пачка), прослеженная по простиранию на 1900 м при максимальной мощности 157 м и наибольшей глубине подсе-чения 1200 м. К северу по простиранию она постепенно выклинивается, переходя в эпидот-актинолитовые метасоматиты, а на южном фланге сравнительно резко выклинивается, сменяясь по падению и простиранию мрамори-

зованными известняками и ороговикованными туффидами. В центральной части месторождения рудная зона столбообразно уходит на глубину без существенного уменьшения мощности. Вероятно, глубина оруденения здесь составит не менее 1700—1800 м от поверхности. Зона образована в результате метасоматического замещения тонкорасслоенной вулканогенно-осадочной толщи нижнего карбона ($C_{1V_{2-3}}$), сложенной известняками, известковистыми туффидами и туфами. Она представлена многократно переслаивающимися прослоями массивных магнетитовых руд и в различной степени оруденелых эпидот-актинолитовых метасоматитов, актинолитизированных и эпидотизированных туффитов и туфов, а также прослоями и реликтовыми участками мраморизованного известняка.

Отличительными особенностями зоны являются тонкополосчатая текстура магнетитовых руд и оруденелых эпидот-актинолитовых метасоматитов, ограниченное развитие (только в южной ее части) гранатовых скарнов, отсутствие пироксеновых скарнов, скаполитовых пород и других высокотемпературных метасоматитов. Магнетитовые руды слабо сцементированные и рыхлые, переполненные карбонатом. Магнетит развивался по эпидот-актинолитовым породам и частично непосредственно по известнякам и известковистым туффитам.

Зона актинолитовых, эпидотовых и хлоритовых метасоматитов, окаймляющая Западное рудное тело с висячего бока. Мощность ее 10—20 м.

Зона эпидотизированных, актинолитизированных, альбитизированных, пренитизированных, целолитизированных туфов андезит-базальтового состава мощностью до 200 м.

На Соколовском месторождении метасоматические образования представляют собой скарново-рудную зону, протягивающуюся в субмеридиональном направлении на 7,3 км при максимальной мощности 500—550 м и максимальной глубине подсечения 1200 м. На этом месторождении пространственное размещение метасоматитов рассматривается нами лишь в наиболее хорошо изученной южной его части, вскрытой горными работами. Здесь восточное крыло антиклинальной складки в дорудный период было опрокинуто в восточном направлении, вследствие чего породы вулканогенно-осадочного комплекса и образованные по ним метасоматиты приобрели западное падение. На Соколовском месторождении, так же как и на Сарбайском, наблюдается зональное размещение метасоматитов вкрест простирания и по простиранию месторождения. Вкрест простирания месторождения с востока на запад выделяются следующие метасоматические зоны.

Зона альбитизированных, частично биотитизированных и скаполитизированных туфобрекчий среднего состава мощностью 30—70 м. С востока она ограничена послерудным интрузивом интенсивно альбитизированных диоритов, а с запада — зоной пироксен-скаполитовых метасоматитов.

Зона пироксен-скаполитовых метасоматитов, содержащих прожилково-вкрапленное оруденение. Расположена она в лежащем боку рудного тела и образована по туфобрекчиям среднего состава. С запада зона весьма четко граничит с зоной порошковатых магнетитовых руд, тогда как восточный контакт ее постепенный и трудно уловимый. Мощность зоны 15—50 м.

Первые две зоны Соколовского месторождения по минеральному составу и структурному положению вполне идентичны второй и третьей метасоматическим зонам Сарбайского месторождения.

Зона наиболее богатых порошковатых магнетитовых руд с включениями апатита, хлорита и кальцита. Образована по карбонатным породам — извест-

някам с примесями туфогенных осадков, известковистым туфам и туффитам. Мощность зоны до 110 м.

Зона грубополосчатых магнетитовых руд и в различной степени оруденелых пироксен-скаполитовых метасоматитов. Образована по туффитам. Мощность зоны 25—40 м.

Зона компактных тонкозернистых магнетитовых руд, содержащих включения эпидота, актинолита и хлорита. Мощность зоны 30—70 м.

Зона тонкозернистых компактных магнетитовых руд с включениями хлорита, а также реликтами перекристаллизованного известняка. Мощность ее 20—40 м.

Зона мраморизованного известняка, окаймляющая рудное тело с висячего бока. Восточный контакт зоны тектонический, проходит по линии субмеридионального сбросо-сдвига, а западный — слабо выраженный, отражающий постепенное затухание метаморфизма известняков по мере продвижения с востока на запад. Мощность зоны до 70 м.

Описанные метасоматические зоны к югу большей частью сменяются интенсивно актинолитизированными и эпидотизированными эффузивами, а к северу почти полностью срезаются послерудными субширотным и меридиональным сбросо-сдвигами. За контуром дизъюнктивов в верхних горизонтах месторождения расположены интенсивно актинолитизированные и эпидотизированные эффузивы, содержащие прожилки и вкрапленники магнетита.

Таким образом, формирование метасоматических образований Соколовско-Сарбайского рудного поля рассматривается нами как единый и длительный процесс, связанный с послемагматической деятельностью интрузий диоритов.

На магнетитовых месторождениях рудного поля выделяется ряд стадий минерализации, проявившихся в образовании обособленных метасоматических зон или пространственном их совмещении и последовательном наложении.

Образование метасоматических зон зависит от ряда факторов и прежде всего структурного положения метасоматически замещаемых блоков пород по отношению источника метаморфизма, литологического состава замещаемых пород, эволюционного изменения состава метаморфизирующих растворов во времени.

Магнетитовые руды связаны со скарновой, частично с эпидот-актинолитовой и скаполитовой стадиями минерализации и составляют локальные зоны.

Типы зональности в Ломоносовском и Талкульском магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба

Ломоносовское и Талкульское месторождения относятся к северной группе Главного железорудного пояса Тургайского прогиба. Они локализованы в вулканогенно-осадочных образованиях нижнего карбона в сходных структурно-фациальных условиях в 5 км одно от другого и составляют единое рудное поле. Вмещающие слоистые породы преимущественно андезитового и базальтового состава в пределах Ломоносовского месторождения прорваны небольшим интрузивом среднезернистых диоритов, апофизы которого в виде межпластовых силлов диоритовых порфиритов сильно вытянуты и вскрыты также и на Талкульском месторождении. Более подробное описание геологического строения Ломоносовского месторождения опубликовано ранее [2].

Постмагматическая минерализация на месторождениях представлена двумя типами образований: 1) метасоматическими породами (преобладают скарны) и магнетитовыми рудами, тяготеющими к контактам карбонатных и алюмосиликатных пород и образующими сплошные мощные залежи, в общих чертах согласные с вмещающими толщами; 2) регенерированными жилами апатит-пироксен-гранат-магнетитового состава, иногда с большим содержанием сульфидов (пирит, пирротин), образующими штокверки, а также прожилковыми, прожилково-вкрапленными и брекчиевыми рудами. Как и на других месторождениях Тургайского прогиба [17], они стратиграфически и гипсометрически размещены выше залежей скарново-рудных тел.

Образование постмагматической минерализации на месторождениях происходило в два одновременных этапа, в каждом из которых выделяется ряд последовательных стадий минералообразования. Первично-реакционные метасоматические породы и руды образованы после внедрения интрузии диоритов и рассекаются дайками плагиогранит-порфиров. Минеральные жилы и штокверковые руды секут все вмещающие вулканогенно-осадочные и метасоматические породы и образованы позднее даек плагиогранит-порфиров.

В размещении постмагматической минерализации на месторождениях наблюдается весьма характерная зональность, выраженная в закономерном изменении минерального и соответственно химического состава пород. По масштабу проявления выделяется зональность: 1) в пределах всего рудного поля (Ломоносовско-Талкульского), 2) в размещении типов руд месторождений, 3) в пределах скарново-рудных зон и минерализованных штокверков. По генезису выделяется зональность стадияльная и зональность фациальная [265], по ориентировке — зональность горизонтальная, вертикальная, а также симметричная и асимметричная (по мощности метасоматических и жильных тел).

Зональность в пределах рудного поля выражена несколько отличным составом постмагматической минерализации на Ломоносовском и Талкульском месторождениях и различной степенью содержания валового железа в метасоматитах и рудах. На Ломоносовском месторождении одинаково распространены пироксеновые (салитовые) и гранатовые (андрадитовые) скарны. В сумме по объему они значительно преобладают над магнетитовыми рудами, представленными здесь преимущественно вкрапленными, сравнительно бедными по содержанию железа разностями. На Талкульском месторождении скарны преимущественно гранатовые (андрадитовые), магнетитовые руды в среднем более богаты железом, чем на Ломоносовском месторождении, по объему соизмеримы со скарнами. Запасы магнетитовых руд на Талкульском месторождении более чем в два раза превышают запасы руд на Ломоносовском месторождении. Такая разница в масштабах оруденения близко размещенных месторождений нами объясняется тем, что на Талкульском месторождении подстилающие вулканогенные породы, являющиеся наиболее вероятным источником вещества при образовании магнетитовых руд и скарнов [15, 82], имеют более основной состав, чем на Ломоносовском месторождении. Прямая зависимость масштаба магнетитового оруденения от мощности и состава подстилающих вулканитов намечается в общем для всего Тургая [56, 82, 137].

Зональность в размещении типов руд месторождений проявлена в закономерном размещении массивных метасоматитов и минеральных жил. На обоих месторождениях первичнореакционные метасоматические породы и руды локализованы стратиформно, преимущественно в контактах карбонатных и алюмосиликатных пород, а штокверки регенерированных жил размещены стратиграфически и (главное) гипсометрически выше. Образование минеральных жил

связано с самостоятельным этапом перераспределения и переноса скарново-рудного вещества вдоль крупных тектонических нарушений пострудного, но внутриминерализационного периода, когда циркулирующие гидротермальные растворы еще имели высокую энергетическую активность и способны были растворять и выщелачивать скарны и руды основной массы, а затем мигрировать и отлагать их вдоль трещин в виде крупнозернистых октаэдрических и шестоватых кристаллов размером от 3—5 мм до нескольких сантиметров в более верхних горизонтах месторождений [3, 4, 16, 17]. В результате в пространстве складывалась зональность вертикальная, а по генезису стадияльная (ремобилизационная).

Зональность в скарново-рудных зонах и штоках проявлена неоднотипно. В скарнах и рудах Ломоносовского месторождения зональность асимметричная по отношению к интрузивному массиву диоритов. Тела метасоматических пород вытянуты здесь в северо-восточном направлении от интрузива, согласно простиранию крутопадающих (60—70°) вмещающих толщ. Зональность тел горизонтальная стадияльная: более поздняя минеральная ассоциация не выходит за пределы предыдущей и окаймляется ею (наиболее мощно со стороны интрузивного массива) (рис. 17). Ранние альбитовые породы в виде широкого ореола развиты как по вмещающим вулканогенно-осадочным отложениям, так и непосредственно по диоритам. Пироксеновые скарны образуют более компактное тело, слабо вытянутое согласно простиранию вулканогенно-

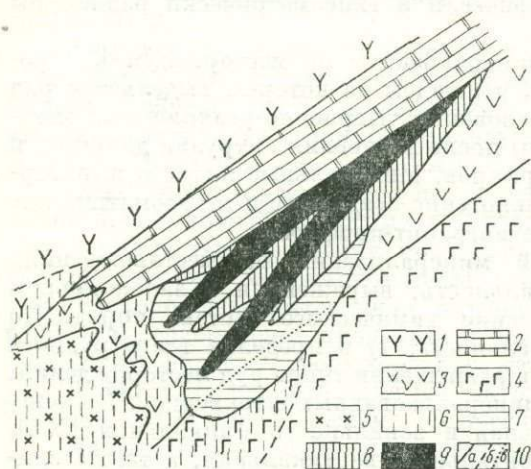


Рис. 17. Схема метасоматической зональности на Северо-Западном участке Ломоносовского месторождения.

1 — нижняя вулканогенная толща; 2 — перекристаллизованные известняки; 3 — преимущественно обломочные породы вулканогенно-осадочная толща; 4 — верхняя вулканогенная толща; 5 — диориты; 6 — альбитовые и альбитизированные породы; 7 — пироксеновые скарны; 8 — гранатовые скарны; 9 — магнетитовые руды; 10 — границы между породами (а), фациальные (б) и исходных пород (в)

осадочных пород и непосредственно не контактирующее с интрузивом, тыльной частью полностью вписываются в зону альбитовых пород, а во фронтальной части замещают не подвергшиеся альбитизации вмещающие породы. Гранатовые скарны в виде более вытянутой, но менее мощной пластообразной залежи вписываются в зону пироксеновых скарнов и во фронтальной части также замещают неизмененные вулканогенно-осадочные породы далее по простиранию. Магнетитовые руды локализованы только в скарновой зоне, где они в пироксеновых и гранатовых скарнах (ближе к интрузиву) представлены преимущественно бедными вкрапленными разностями, а дальше в гранатовых скарнах — богатыми сплошными разностями. В общей схеме участка локализации последовательно образованных метасоматитов смещаются в сторону от интрузива в следующем порядке: альбитовые породы — пироксеновые скарны — гранатовые скарны — магнетитовые руды, вытягиваясь по простиранию вмещающих вулканогенно-осадочных толщ и уменьшаясь по мощности.

Возникновение указанной зональности и ориентировка ее относительно интрузива диоритов обусловлены тектоническими и температурными условиями

метасоматического минералообразования. Очевидно, на ранних стадиях проявления метасоматического процесса вмещающие породы были тектонически наиболее нарушены в приконтактовой части с массивом. С развитием метасоматического процесса вначале залечивались наиболее трещиноватые породы непосредственно в экзоконтактовой части массива, а поступление и циркуляция более поздних растворов определялись общим планом тектонических деформаций района: субпараллельными межпластовыми тектоническими нарушениями, развитыми вдоль простирания вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Закономерная ориентировка зональности относительно интрузива в какой-то мере также обусловлена палеотемпературным режимом рудного поля. В связи с быстрым остыванием небольшого в горизонтальном сечении интрузивного тела и соответственным уменьшением горизонтального температурного градиента поздние метасоматиты по сравнению с ранними более удалены и вытянуты в противоположную сторону от интрузива. Уменьшение же мощности последовательно образованных метасоматических пород связано со снижением проникающей способности минералообразующих растворов из-за понижения их температуры и эволюции кислотно-щелочных и миграционных свойств. Ранние щелочные альбитизирующие растворы по сравнению с более кислыми скарнирующими и рудообразующими растворами обладали большей миграционной способностью.

По мощности (в плане и в разрезе) метасоматическая залежь на Северо-Западном участке Ломоносовского месторождения характеризуется асимметрично-зональным строением. Асимметрия проявлена в различном составе и в различной мощности подстилающих и перекрывающих руды метасоматитов. Как правило, мощность перекрывающих руды скарнов в несколько раз больше, чем мощность нижележащих (при одинаковом составе исходных пород), а суммарная мощность скарнов значительно превышает объем руд. Над рудами значительно больше распространены гранатовые скарны. С лежачего бока скарново-рудную зону сопровождает довольно мощный ореол альбитизированных пород. Подобное асимметричное строение метасоматической залежи является следствием преимущественно восходящего просачивания растворов, которые, выщелачивая нижележащие толщи вулканогенных пород, фиксировали рудное вещество в благоприятных для реакционного замещения карбонатных породах и мощных толщах скарнов в перекрывающих туффитах.

На Талкульском месторождении, где интрузивные породы представлены только редкими апофизами диоритов, зональность в залежи метасоматических пород обусловлена преимущественно литологическими условиями минералообразования и стадийностью процессов. В строении скарново-рудной зоны здесь наблюдается следующая зональность (в разрезе): перекристаллизованные известняки — магнетитовые руды — гранатовые скарны — альбитизированные туффины. По периферии скарново-рудной зоны выделяется зона альбитизированных пород, далее зона слабо осветленных (с частичным разложением темноцветных, местами пренитизированных и хлоритизированных) пород и зона первичных вишнево-бурых вулканитов. Очевидно, локализация магнетитовых руд и гранатовых скарнов обусловлена прежде всего литологическим и химическим составом пород, так что в общем даже если руды и скарны являются одновременными образованиями, указанная зональность генетически взаимосвязана и является фациальной. Расположение вокруг скарново-рудной зоны ореола альбитизированных пород обусловлено совмещением участков последовательно проявлявшихся метасоматических процессов (стадиальная зональность). Более широкие ореолы слабо осветленных и хлоритизированных

пород образованы при слабом проникновении растворов в окружающие вулканы одновременно с альбитизацией, скарнированием и оруденением и являются проявлением зональности фациальной.

В минерализованном штокверке на Ломоносовском месторождении по составу основных минералов, слагающих жилы, выделяются следующие зоны, последовательно сменяющиеся с удалением от залежи скарнов и руд месторождения: апатит-магнетит-пироксен-гранатовая (частью совмещенная с верхами первичнореакционных скарново-рудных залежей), апатит-магнетит-пироксеновая, апатит-магнетитовая и магнетитовая с редким апатитом. Мощность зон постепенно увеличивается от первой зоны к четвертой. В первой зоне преобладают *грубозернистые жилы с размером отдельных вытянутых кристаллов пироксена до 10 см*. От зоны к зоне в жилах уменьшаются количество слагающих минералов и размерность их выделений, и в четвертой зоне большая часть жил сложена исключительно мелкозернистым (0,2—1,0 мм) магнетитом с небольшим количеством апатита. Последовательно по зонам изменяется также характер контактов жил с вмещающими породами. Так, в апатит-магнетит-пироксен-гранатовой зоне, в той части, где она совмещена с верхами залежи массивных скарнов и с перекрывающими последние сильно скарнированными породами, грубозернистые жилы часто не имеют резких контактов и постепенно переходят в мелкозернистые вмещающие метасоматиты. В неизмененных вулканитах, перекрывающих скарново-рудную залежь, жилы имеют более резкие контакты, но в зальбандах часто сопровождаются ореолами альбитизированных пород и оторочками эпидозитов. В зонах апатит-магнетитовой и магнетитовой преобладают резкие контакты жил со свежими вмещающими породами (базальтовыми порфиритами); иногда здесь в самих жилах наблюдается изменение размерности зерен минералов от центральной части к контактам.

Зональность штокверка на Ломоносовском месторождении обусловлена, очевидно, целым рядом причин. Возможно, что ее образование в какой-то мере связано с последовательным (во времени) развитием вмещающей системы трещин от зоны к зоне. При этом в наиболее ранние трещины поступали высокотемпературные растворы, обладающие высокой проникающей способностью и активностью, интенсивно реагировавшие с боковыми породами и отлагавшие высокотемпературные минералы (гранат, пироксен). В более поздние трещины поступали растворы менее горячие, менее активные, слабее взаимодействующие с боковыми породами и отлагавшие магнетит. Образование зональности могло быть связано и с понижением температуры минералообразования при постепенном просачивании растворов от зоны к зоне. Снижение температуры в этом направлении и соответственно уменьшение температурного градиента согласуются с увеличением размеров зон в штокверках от первой к четвертой.

Закономерное изменение минерального состава жил по зонам штокверка отчасти обусловлено также дифференциальной подвижностью компонентов в растворах [142]. Вероятно, преимущественно слабой подвижностью глинозема объясняется отложение граната только в жилах, рассекающих скарны или породы, непосредственно их перекрывающие. Уменьшение размерности зерен минералов в жилах связано с поведением ряда элементов-минерализаторов (хлора, фтора, фосфора, серы, бора). Это подтверждается преимущественной концентрацией этих элементов и повышенным содержанием апатита, сульфидов и датолита в зонах распространения грубозернистых жил.

Кроме продольной минеральной зональности в жилах первой и второй зон отмечается еще и поперечная зональность по мощности. Она, как правило,

симметрична и по генезису разделяется на стадильную и фаціальную. Стадильная зональность проявлена в наличии ореолов альбитизации около некоторых жил, а также в размещении более поздних минералов в центральной части жил. Зональность фаціальная выражена в наличии метасоматических оторочек эпидота в зальбандах жил пироксенового и гранатового состава.

Таким образом, зональность в пределах рудного поля подтверждает представления о мобилизации железа при образовании магнетитовых руд преимущественно из подстилающих основных и средних вулканитов. Зональность в размещении типов руд месторождений свидетельствует о генетической связи первичнореакционных метасоматитов и регенерированных минеральных жил и позволяет предполагать, что штокверковые руды образованы преимущественно в результате ремобилизации железа первичнореакционных метасоматических руд. Внутренняя зональность скарново-рудных зон свидетельствует о связи метасоматических процессов с интрузивным магматизмом, об их стадильности, о последовательности образования метасоматических пород и руд и о структурных и литологических условиях метасоматического минералообразования. Закономерно ориентированная зональность жильных штокверков подтверждает представления о генетической связи жил с залежами сплошных метасоматических пород и указывает на последовательное стадийное отложение минеральных парагенезисов в жилах.

Для определения критериев поисков и разведки магнетитовых руд имеет значение зональность рудного поля, подтверждающая представления о локализации крупных месторождений в верхней части разреза наиболее мощных и основных вулканитов. Зональность в размещении различных генетических типов руд месторождения, выраженная закономерным пространственным размещением первичнореакционных скарново-рудных зон и регенерированной жильной минерализации, позволяет считать бедные штокверковые руды поисковым признаком нижележащих богатых рудных залежей. Зональность в строении скарново-рудных зон и минерализованных штокверков дает основание предсказывать расположение рудных тел в их пределах и определяет поисковое значение различных типов метасоматических пород.

Зональность и генезис измененных пород Спахиевского рудного поля (Болгария)

Спахиевский рудный район расположен в Северо-Восточных Родопских горах в пределах Восточно-Родопской палеогеновой впадины. Сложен он молодыми вулканическими породами, монцонитами Сырницкой интрузии и дайковыми породами (рис. 18).

По геофизическим данным в районе проходит глубинный разлом северо-восточного простирания, пересекающий кристаллический фундамент и достигающий поверхности Мохоровичича (устное сообщение Д. Йосифова). Повидимому, это была крупная структура, позднее погребенная под вулкано-генным комплексом. С этим разломом в общих чертах совпадает Куфченская вулкано-тектоническая антиклиналь. В настоящее время район представляет собой крупный тектонический блок, в котором развиты четыре системы нарушений: 30—45; 110—120; 160—180 и 70—80°. Меридиональные и широтные трещины определяют общую конфигурацию блока, а северо-восточные и юго-

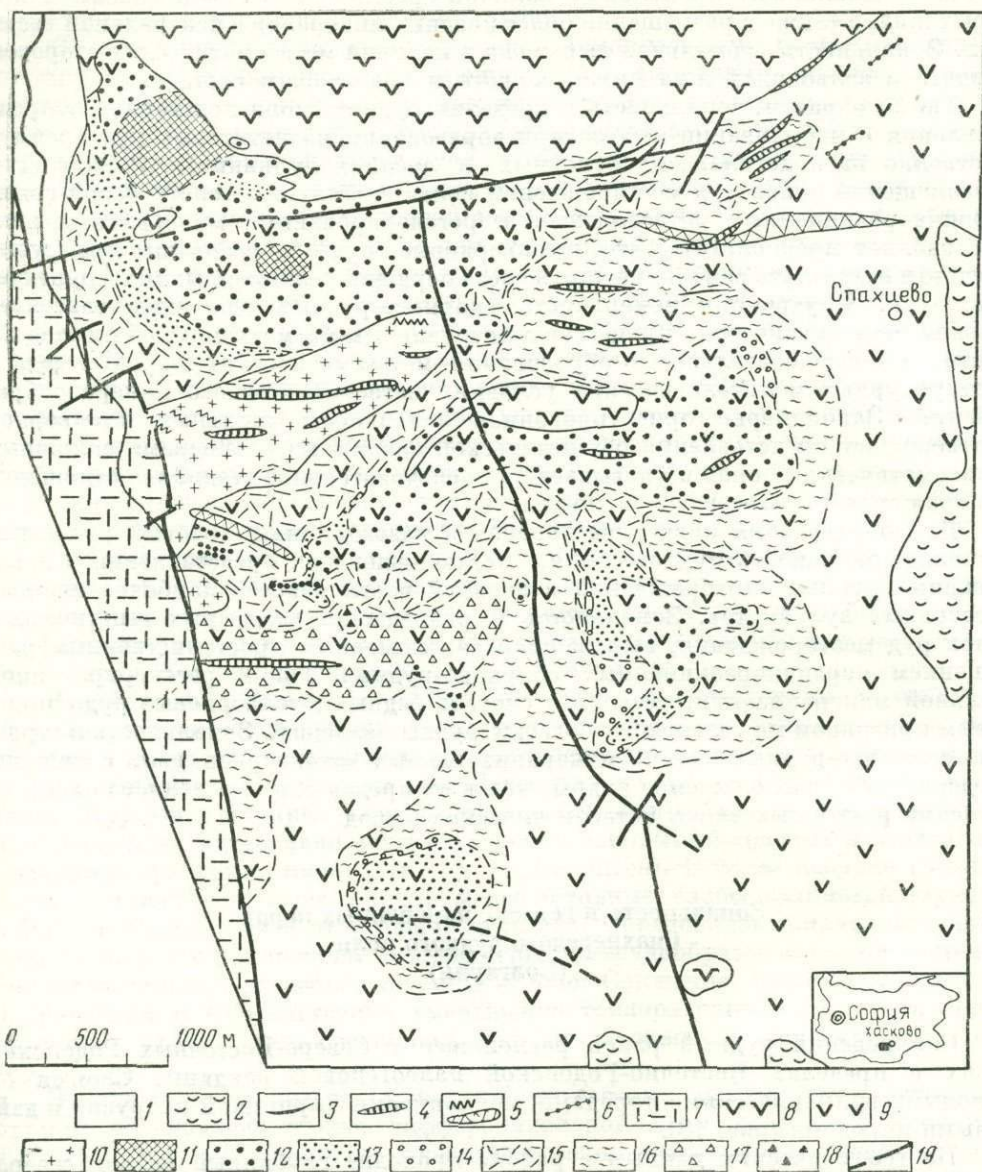


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Спяхиевского рудного поля.

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоцен; 3 — сульфидно-кварцевые жилы; 4 — риолитовые дайки; 5 — риодацитовые дайки; 6 — базальтоициные дайки; 7 — риолитовый комплекс олигоцена; 8 — крупнопорфировые латиты олигоцена; 9 — мелкопорфировый андезито-латитовый комплекс приабона (эоцена); 10 — Сырницкая интрузия монцититов. Фации метасоматитов: 11 — монокварциты; 12 — диаспор-кварцевая; 13 — алунит-кварцевая; 14 — дикит-кварцевая; 15 — серицит-кварцевая; 16 — серицит-хлорит-альбитовая; 17 — влидог-хлорит-альбитовая; 18 — актинолит-эпидотовая. 19 — тектонические нарушения

восточные разделяют его на более мелкие блоки. Все системы заложены в едином плане деформации. Самыми древними являются разломы с широтным простиранием, самыми молодыми — с меридиональным.

Вулканические породы представлены мелкопорфировым андезито-латитовым комплексом (андезиты, андезито-латиты, латиты и их пирокластиты) приабона (зоцен) и крупнопорфировыми латитами и риолитами олигоцена [30]. Возраст Сырницкой интрузии пока остается спорным.

Наиболее широко распространен мелкопорфировый андезито-латитовый комплекс. Он имеет сложное строение, состоит из нескольких лавовых потоков пироксен-биотитового, роговообманково-биотитового и биотитового состава с большим количеством лавобрекчий. Мощность пород комплекса более 500 м.

К сожалению, палеовулканические реконструкции в районе не проводились и о наличии полеовулканических аппаратов можно судить только по элементам залегания потоков, которые направлены в стороны от вершин (Чамлыка, Годжовска и Хайвазова чука), оконтуривая их. Сами вершины сложены средне-, крупнообломочными лавобрекчиями.

Породы мелкопорфирового андезито-латитового комплекса подверглись гидротермальному изменению, в результате чего образовались большие поля пропилитов и вторичных кварцитов. Вторичные кварциты всегда располагаются в центральной части тел и окаймляются пропилитами. Форма тел вторичных кварцитов зависит от различия структурных условий, в которых проявляются газо-гидротермы, — округлая, неправильная или слегка удлинённая в районе предполагаемых вулканических аппаратов и жилообразная — в зоне трещин (см. рис. 18).

В размещении измененных пород наблюдается горизонтальная зональность от зон максимального изменения к неизменным породам. Выделяются следующие фации: монокварцевая, диаспор-кварцевая, алунит-кварцевая, диккит-кварцевая, серицит-кварцевая, серицит-хлорит-альбитовая, кальцит-хлорит-альбитовая или серицит-кальцит-хлорит-альбитовая, эпидот-хлорит-альбитовая, актинолит-эпидотовая, свежие породы. Вертикальная зональность характеризуется сменой следующих фаций: монокварцитов, диаспоровых кварцитов, алунитовых кварцитов, диккитовых кварцитов, кварц-серицитовых пород. Ниже следуют уже пропилиты.

Актинолит-эпидотовое изменение распространено незначительно, развивается по пироксен-биотитовым андезитам. Сине-зеленый спутанно-волоконистый амфибол развивается по пироксену и основной массе. Эпидот образует радиально-лучистые агрегаты по плагиоклазу и в основной массе. Биотит остается свежим.

Эпидот-хлорит-альбитовая фация распространена значительно. Породы сложены эпидотом, хлоритом, альбитом, пиритом, рутилом, реже кварцем и реликтами санидина и акцессорного апатита. Эпидот образует зерна, гнезда до 2 см и реже прожилки в тесной ассоциации с альбитом, хлоритом и пиритом. Характерны реликты первичного санидина. Санидин свежий или с шахматной альбитизацией. При переходе к другим фациям эпидот исчезает, появляются кальцит и серицит.

Серицит-кальцит-хлорит-альбитовая фация распространена широко, к периферии постепенно переходит в свежие породы, реже в эпидот-хлорит-альбитовую фацию. Представлена она альбитом, хлоритом, кальцитом, серицитом, пиритом, иногда кварцем и реликтами первичного санидина и апатита. Редко по санидину наблюдается шахматная альбитизация и по трещинкам чешуйки

серицита. Количество серицита в этой фации неодинаково, в некоторых местах, особенно по периферии, его почти нет (кальцит-хлорит-альбитовая фация).

Серицит-хлорит-альбитовая фация — переходная от серицит-кальцит-хлорит-альбитовой к серицит-кварцевой. Исчезает кальцит, увеличивается количество серицита и появляется кварц. В этой фации сохраняются реликты санидина и сильно корродированного апатита. Рутил и вторичный титанит обычно тяготеют к бывшим темноцветным минералам.

Серицит-кварцевая фация опоясывает массивы вторичных кварцитов. Породы обычно зеленовато-белого или белого цвета с ясно выраженной реликтовой структурой и текстурой эффузивных пород. Породы сложены кварцем, серицитом, пиритом, редко гематитом, рутилом или вторичным титанитом с реликтами апатита. На поверхности пирит выщелочен и породы рассечены ярозитовыми и лимонитовыми прожилками.

Диккит-кварцевая фация очень маломощная. Она наблюдается около алунитовых кварцитов и сложена мелкозернистым кварцем, диккитом с примесью пирита и рутила. При переходе к серицит-кварцевым породам диккит развивается по серициту, а при переходе к алунит-кварцевым — по ним развивается алунит.

Алунит-кварцевая фация сложена алунитом и кварцем с примесью пирита, рутила и очень редко топаза, анатаза и апатита. При переходе к другим фациям присутствуют соответственно диккит или диаспор. Алунитовые кварциты сохраняют отчетливую реликтовую структуру и текстуру исходных пород вулканической брекчии. Они слагают большой массив в виде грибообразного тела юго-восточнее с. Сырница, а в других местах опоясывают диаспоровые кварциты и образуют жилкообразные тела (см. рис. 18).

Алунит — калиевый ($K_2O:Na_2O$ от 8,18:1 до 12:1). Морфология алунита очень разнообразна, в массиве юго-восточнее с. Сырница от центра к периферии наблюдается изменение габитуса его кристаллов. Псевдокубический алунит в центре массива выполняет пустоты выщелачивания, образуя гнезда до 20—30 мм. К периферии с изменением среды псевдокубические кристаллы переходят в чешуйчатые агрегаты с пластинчатым габитусом. Спектральными анализами в алуните установлены примеси Pb, V, Cu и других металлов. Активационными исследованиями в алунитовых кварцитах обнаружено золото от 0,005 до 3,620 г/т.

Диаспор-кварцевая фация распространена очень широко и занимает самые высокие части рельефа (см. рис. 18). Породы сложены диаспором, кварцем, в незначительной степени рутилом, пиритом (лимонитом) и иногда андалузитом. Диаспор образует неправильные замутненные агрегаты среди аллотриоморфнозернистого кварца. Кроме того, он наблюдается в виде прожилков, в которых его прозрачные короткопризматические кристаллы достигают размера до 2—3 мм [24]. В ассоциации с диаспором в центре некоторых прожилков откладывается андалузит. Диаспоровые кварциты, как и алунитовые кварциты, хотя и хуже, сохраняют реликтовую структуру и текстуру первичных вулканических пород. С ними связано некоторое количество золота (до 1,6 г/т).

Монокварциты сложены микрозернистым кварцем с незначительной примесью рутила, диаспора, пирита (лимонита). Почти повсеместно они имеют брекчьевую реликтовую текстуру.

Как видно из описания отдельных фаций, минералы внешних зон замещаются минералами внутренних, что характерно для разрастающихся метасоматических колонок, возникающих под действием единого фильтрующегося потока.

Крупнопорфировые латиты (трахиты) олигоцена западнее вершины Калето залегают на диаспоровых кварцитах и не затронуты этими изменениями. Кроме того, в северной части района внутри крупнопорфировых латитов отмечаются блоки — ксенолиты вторичных кварцитов в эффузивах. Крупнопорфировые латиты темно-серого, почти черного цвета до серо-фиолетового на выветрелой поверхности. Среди основной массы наблюдаются крупные (до 2—3 см) кристаллы калиевого полевого шпата ($2V=52-58^\circ$). Кроме последнего в составе латитов участвуют плагиоклаз, красно-коричневый биотит и пироксен, также включенные в основную массу с микролитовой или трахитовой структурой.

Дайки риодацитового и риолитового состава рассекают как свежие породы, так и измененные, в том числе пропилиты и вторичные кварциты. Их простирание колеблется от СВ 70 до ЮВ 130°. Риодациты содержат порфировые вкрапленники (до 2 см) санидина, сдвойникованные по карлсбадскому закону ($2V=42^\circ$), плагиоклаз, магматический корродированный кварц и биотит, включенные в микролитовую основную массу.

С более поздними тектоническими нарушениями (постолигоценовыми) связаны околожильные метасоматические изменения и кварцевые жилы со свинцово-цинковой минерализацией. Сульфидно-кварцевые жилы рассекают вторичные кварциты и пропилиты, крупнопорфировые латиты и риодацитовые дайковые породы. Они имеют восток-северо-восточное простирание.

Сульфидно-кварцевое оруденение локализовано в самых благоприятных для него фациях измененных пород: кварц-серицитовой и серицит-хлорит-альбитовой и наложено на них. Наблюдаются маломощные сульфидно-кварцевые жилы и среди диаспоровых кварцитов.

Мощность зон околожильных изменений обычно небольшая и только там, где имеются близко расположенные жилы, создается впечатление о широком их развитии. С ними связано образование серицита, кварца, хлорита, гидрослюда — родопита и адуляра. Вблизи рудных жил образуется маломощная кварц-серицитовая зона. Там, где жилы рассекают кварц-серицитовые породы, наблюдаются перекристаллизация и укрупнение чешуек серицита. Эти веерообразные агрегаты ассоциируют с мелко-среднезернистыми, местами гребенчатыми агрегатами кварца, переходящими в прожилки или неправильные гнезда кварца с сульфидами. При пересечении сульфидно-кварцевыми жилами риодацитовых даек биотит переходит в хлорит, плагиоклаз замещается серицитом или серицит-альбитовым агрегатом, санидин шахматно альбитизируется, а по трещинам в нем развивается серицит, кварц образует гнезда, переходящие в прожилки. В районе Чала сульфидно-кварцевые жилы рассекают крупнопорфировые латиты, в которых образуются альбит, хлорит, серицит, карбонат, пирит и редко гематит. Они развиваются как метасоматически за счет вкрапленников и основной массы, так и путем выполнения трещин. Эти ассоциации полиминеральные, и почти повсеместно наблюдается избирательное замещение [198].

Минеральная ассоциация, связанная с заполнением самих рудных жил, подобна описанной для свинцово-цинкового месторождения Маджарово; она представлена здесь также галенитом, сфалеритом, халькопиритом, родопитом и кварцем. В центре кварцевых прожилков отлагается водяно-прозрачный ромбоэдрический адуляр ($2V=46-60^\circ$), часто ассоциирующий с сульфидами.

Из сказанного ясно, что измененные породы Спахиевского рудного поля относятся к формациям пропилитов и вторичных кварцитов [194, 198]. Они развиваются исключительно за счет вулканических пород порфирового анде-

зито-латитового комплекса приабона и перекрыты крупнопорфировыми латитами олигоцена. Эти факты доказывают, что изменения произошли до излияния крупнопорфировых латитов. Формация вторичных кварцитов пространственно тяготеет к предполагаемым вулканическим аппаратам и зонам разломов. Наблюдается четкая горизонтальная и вертикальная зональность в размещении измененных пород, при которой минералы внешних зон замещаются минералами внутренних зон.

Судя по ассоциации минералов, растворы на глубине были слабокислыми и пропилиты развились по андезито-латитовым вулканитам. В приповерхностной зоне происходило сильное выщелачивание пород с образованием вторичных кварцитов [193]. В зонах, наиболее интенсивно промытых растворами, в сильнокислой среде и при участии паро-газовой фазы образовался алунит с псевдокубическим габитусом (глубина нахождения псевдокубического алунита превышает 120 м). При уменьшении концентрации и кислотности растворов формировался алунит с пластинчатым (чешуйчатым) габитусом.

Для зонального развития пропилитов и вторичных кварцитов, по мнению Н. И. Наковника [194, 198] и Д. С. Коржинского [140, 142], температура не имеет такого большого значения, как фактор «кислотность — щелочность» растворов и физико-химические свойства боковых пород.

Массивы вторичных кварцитов имеют грибообразную, местами удлиненную форму и выклиниваются на глубину. Форма и зональность могут служить указанием на то, что изменения протекали в пределах вулканических аппаратов приабонного вулканического комплекса, причем трещиноватость пород имела существенное значение. Генетическое изменение пород связано с газовой-гидротермальной деятельностью, следовавшей за приабонным вулканизмом. Наши данные совпадают с представлениями Н. И. Наковника [194] о генетической связи вторичных кварцитов с фумарольно-сульфатарной деятельностью, следовавшей за вулканизмом.

Главнейшие рудоносные метасоматические формации Казахстана и закономерности их образования

В настоящее время в результате всестороннего изучения метасоматически измененных пород большинство исследователей признают, что метасоматизм имеет самостоятельное значение в формировании эндогенных месторождений, подобно магматизму и метаморфизму [176].

В общих чертах его направленность, закономерности пространственно-временной эволюции и связь с рудообразованием определяются типом структурно-формационных зон, спецификой их геологического строения и тектонического развития, литолого-петрографическим составом и геохимической специализацией седиментационных и магматических формационных рядов.

При решении задач металлогенического прогнозирования целесообразно выделение метасоматических формаций геосинклинального и орогенного типов, поскольку метасоматиты геосинклинального и орогенного этапов подвижных зон, формирующиеся в различных геолого-структурных условиях и в связи с различными магматическими формациями, несмотря на их более или менее близкий состав, довольно резко разнятся по характеру синхронного и наложенного оруденения.

Скарны и околоскарновые метасоматиты Тургайской структурно-формационной зоны и связанные с ними промышленные магнетитовые руды формировались в андезит-базальтовой формации геосинклинального типа в связи с послемагматическими кремниевыми-натриевыми растворами, отделившимися от глубинных или промежуточных очагов дифференцированной базальтоидной магмы, нередко интродуировавшей в вулканогенно-осадочную толщу в форме малых гипабиссальных и субвулканических интрузивов. Скарны Центрального и Южного Казахстана во многих случаях формировались в связи с орогенными гранитоидами, являвшимися источниками высокотемпературных послемагматических кремниевых-натриево-калиевых или кремниевых-калиевых растворов, вызывавших метасоматические преобразования. В этом случае скарновые парагенезисы развивались только при наличии благоприятной литологической среды. Рудоносность скарнов определяется геохимической спецификой скарнируемой среды, содержащей первичное рассеянное и слабо концентрированное оруденение или геохимической специализацией источника послемагматических растворов.

Кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты также могут развиваться в связи с геосинклинальным и орогенным вулканизмом. В первом случае, как это можно видеть на примере Акбастау-Космурунской структуры,

вторичное окварцевание происходило среди средне-основных вулканитов и их более кислых дифференциатов в пределах крупной вулканической кальдерокупольной структуры, пронизанной субвулканическими и гипабиссальными малыми интрузиями. Послемагматические растворы отделялись от приповерхностной (подвулканической) камеры. Подобные геосинклинальные кварцевые метасоматиты характерны для эвгеосинклинальных базальтоидных зон и сопровождаются промышленно интересным медноколчеданным и золото-меднополиметаллическим оруденением (Урал, Мугоджары, Северный Кавказ, Центральный Казахстан, Рудный Алтай).

Орогенные вторичные кварциты тесно связаны с сиалитическим вулканизмом и формировались под действием послемагматических кремнийсодержащих растворов, отделявшихся от вулканических очагов кислой магмы. Они проявлены в зонах орогенного вулканизма, наложенного на геосинклинальные структурные элементы и сопровождающегося многоэтапным становлением гранитоидов формации малых глубин. Это обуславливает цикличность процессов вторичного окварцевания и различия в глубинности их проявления от приповерхностных фаций до гипабиссальных. Металлогенический профиль кварцитов орогенного типа во многом зависит от геохимической специфики кварцитизируемой среды и носит отчетливо наложенный характер.

Таким образом, выделение геосинклинальных и орогенных метасоматических формаций, а также их последующее расчленение по стадиям геосинклинального и орогенного этапов параллельно с общей классификацией метасоматитов по совокупности и парагенезису определенных метасоматических минеральных фаций могут быть весьма полезными при металлогеническом анализе тех или иных структурных зон и оценке рудоносности проявленных в них метасоматических образований.

Другим не менее важным геологическим фактором, определяющим характер и тип метасоматитов, является глубинность источника послемагматических растворов. Разработанная Д. С. Коржинским гипотеза временной последовательности постмагматических процессов от раннещелочной стадии через кислотную до позднещелочной имеет универсальное значение по отношению к источнику послемагматических растворов разной глубинности. Вместе с тем параллельно с уменьшением глубины формирования источника послемагматических растворов фиксируется изменение соотношения между метасоматитами разных стадий: происходит уменьшение относительной распространенности продуктов ранней щелочной стадии при возрастании роли метасоматических образований стадии кислотного выщелачивания. Поэтому с наиболее глубинными гранитоидами более широкое развитие в Казахстане получила формация кремнещелочных метасоматитов, для гранитоидов средних глубин характерна грейзеновая формация, а малоглубинные гранитоиды вулканических зон сопровождаются формацией вторичных кварцитов. В то же время не исключена возможность образования некоторых метасоматических формаций, например скарновой, на разных глубинах в зависимости от наличия благоприятных литологических горизонтов.

Глубинность источника постмагматических растворов определяет основные термодинамические параметры и потому влияет на дифференцированность и пространственно-временную эволюцию единой сопряженной метасоматической колонки.

Характер и тип метасоматитов тех или иных структурных зон во многом зависят от состава и петрохимической специфики источника метасоматизирующих растворов и той геологической среды, в которой протекают метасоматические процессы.

В настоящее время тесная генетическая связь метасоматитов и оруденения, несмотря на разнообразие форм этой связи, ни у кого не вызывает сомнения. Развитие оруденения можно рассматривать как часть общего процесса метасоматического преобразования пород. В этом аспекте, видимо, правильнее говорить об единых рудно-метасоматических формациях, понимая под ними совокупность метасоматических фаций или генетически родственных метасоматических пород и руд, образованных в различных по составу породах в результате определенного геологического процесса, ограниченного соответствующими физико-химическими условиями. В свою очередь в понятие метасоматической фации, согласно разделяемого нами определения В. А. Жарикова, включается совокупность пород, образовавшихся в различных метасоматических зонах метасоматической колонки в результате комплекса изменений, связанных с воздействием определенного типа растворов при определенных значениях независимых переменных, характеризующих термодинамические свойства системы. В Казахстанской складчатой области развиты почти все типы рудно-метасоматических формаций, характерные особенности которых рассмотрены далее.

Формация кремнещелочных метасоматитов. Кремнещелочные метасоматиты образуются в связи с гранитоидами разных глубин. В метасоматитах, связанных с гранитоидами больших глубин, процессы натриевого и калиевого метасоматоза имеют регионально-площадное развитие и наиболее интенсивно проявлены в тектонически ослабленных зонах. Калишпатовые и альбитовые метасоматиты, сопровождаемые наложенным окварцеванием, являются рудовмещающими для золотого, медного, полиметаллического и редкометалльно-редкоземельного оруденения. Кремнещелочные метасоматиты нередко тесно ассоциируют с пегматитами. При калишпатизации и альбитизации пород основного состава типа амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов возникшие при этом метасоматиты чаще сопровождаются медно-полиметаллическим и золотым оруденением (Кокчетавская глыба, Кастек-Кендыктасская зона), а при калишпатизации и альбитизации биотитовых гнейсов, гранито-гнейсов — тантал-ниобий-редкоземельной минерализацией (Улутау).

Кремнещелочные метасоматиты, связанные с гранитоидами средних глубин, имеют те же особенности, что и связанные с гранитоидами больших глубин. Однако масштабы метасоматического преобразования здесь имеют более ограниченный характер, проявляясь в апикальных зонах плутонов и в останцах окружающих пород. В целом типичны ранняя площадная калишпатизация, затем локальная калишпатизация, мусковитизация и окварцевание.

В связи с гранитоидами малых глубин кремнещелочной метасоматоз проявляется в различных формах. Для гранитов, слабо гибридизированных веществом окружающей среды, характерны в основном калишпат-альбитовые метасоматиты с тантал-ниобий-редкоземельным оруденением. Граниты, в значительной степени загрязненные веществом окружающей среды, сопровождаются в основном калишпатовыми и кварцевыми метасоматитами с медным, медно-полиметаллическим, иногда золотым оруденением. Наконец, при развитии других метасоматических формаций, например грейзенов и вторичных кварцитов, кремнещелочные метасоматиты имеют резко подчиненное значение, развиваясь на ранней стадии послемагматического минералообразования, и занимают внешние зоны метасоматической колонки.

Формация скарнов и околоскарновых осветленных пород. С формацией известковых скарнов и сопровождающих их осветленных пород связаны крупнейшие железорудные месторождения Тургайского прогиба, медные и медно-магнетитовые

месторождения Мугоджар, Центрального и Южного Казахстана, Прибалхашья. Формирование их происходило в позднегеосинклинальный и орогенный этапы развития подвижных зон.

Скарново-магнетитовые месторождения позднегеосинклинального этапа генетически связаны с базальтоидным магматизмом и развивались вслед за становлением малых интрузивов габбро-диоритового ряда (Тургайский прогиб, Иргизский синклиниорий). Процессы скарнирования и рудообразования в геосинклинальных зонах протекали близкоодновременно, что позволяет рассматривать их как синхронные образования.

Скарны орогенного типа парагенетически связаны с гранитоидными плутонами, размещенными на разных уровнях земной коры. Орогенные скарны Центрального и Южного Казахстана локализованы среди терригенно-карбонатных и яшмо-спилито-карбонатных толщ во внешнем обрамлении гранитоидных тел, нередко окруженных ореолом гибридно-ассимиляционных образований. Рудоносность скарнов определяется геохимическими особенностями скарнируемой среды. Орогенные скарны в отличие от позднегеосинклинальных содержат значительно меньше магнетита и вмещают медное, медно-полиметаллическое, реже редкометальное оруденение. Последнее явно наложено на скарны и связано с грейзеновым процессом (скарново-грейзеновые месторождения). Поэтому скарны орогенного этапа можно относить к группе метасоматитов с наложенной минерализацией.

В целом формация известковых скарнов разнообразнее проявлена в геосинклинальных областях. Здесь оруденение по отношению к метасоматитам является в основной массе сопутствующим. В Тургайском прогибе минералы окислов железа (магнетит, гематит) основной массы руд месторождений формировались одноэтапно при широком температурном интервале, тесно ассоциируя то со скаполитовой, то с гидросиликатной минерализацией даже в пределах одного месторождения (Сарбайское). По преобладанию тех или иных нерудных минералов могут быть выделены собственно скаполитовые, скарновые и гидросиликатные подтипы, а также месторождения смешанного состава. Скаполитовая минерализация по отношению к скарнам является низкотемпературной, как и гидросиликатная, но проявляется в прогрессивную стадию метасоматоза. После скаполитизации следует альбитизация пород. В обобщенной схеме строения метасоматических зон месторождений высокотемпературные скарны и руды фиксируют участки интенсивной циркуляции растворов с наиболее благоприятными структурными и литологическими условиями. Скаполитовая и гидросиликатная минерализация образует внешний фронт метасоматической колонки, т. е. обрамляет скарны.

Таким образом, сорудные метасоматиты железорудных месторождений составляют непрерывный ряд минералообразования и могут быть, по В. А. Жарикову, отнесены к формации известковых скарнов, в которой выделяются скаполитовая, собственно скарновая и гидросиликатная фации метасоматитов.

Скарново-рудные зоны обычно сопровождаются ореолом осветленных пород. Формирование их предшествует скарнированию и оруденению. Механизм осветления заключается в выносе фемических компонентов из вмещающей среды и отложении их вблизи скарново-рудных зон.

Грейзеновая формация. С этой формацией генетически связаны месторождения олова, вольфрама, молибдена, висмута и других редкометалльно-редкоземельных элементов. В Казахстане грейзеновые метасоматиты генетически и пространственно связаны с позднегерцинскими аляскитовыми гранитами,

распространенными в областях развития герцинид как в геосинклинальных, так и в орогенных этажах. Грейзены и сопровождающие их кварцевожильные образования проявлены и в каледонидах, где они связаны с позднекаледонской (верхнедевонской) формацией субщелочных гранитов, наиболее полно представленной в Северном Тянь-Шане, Чу-Балхашском регионе, Кокчетавской глыбе.

Таким образом, грейзеновые метасоматиты в Казахстане типичны для формации аляскитовых и лейкократовых гранитов, независимо от ее возраста. Эта формация появляется в позднеорогенную стадию каждого тектоно-магматического цикла. Весьма важным фактором, определяющим формирование грейзенов, является глубинность становления гранитоидного плутона как источника грейзенизирующих растворов. Грейзены характерны для гранитоидов умеренно малых глубин. Выше и ниже от оптимального вертикального уровня грейзены в рамках единой аляскитовой гранитоидной формации фациально замещаются другими типами метасоматитов.

Метасоматиты грейзеновой формации пространственно приурочены к зонам трещиноватости, совпадающим с куполами, гребнями и выступами — апофизами гранитных массивов. Они локализируются как в околоконтактных частях гранитов, так и во вмещающих породах. Состав их изменяется в зависимости от типа эдуктов. В гранитах и алюмосиликатных породах кровли развиты собственно грейзены, в известняках и скарнах — слюдяно-флюоритовые, топаз-флюоритовые метасоматиты, в доломитах — селлаит-флюоборит-слюдяно-флюоритовые, турмалин-слюдяно-флюоритовые, в основных и ультраосновных породах — тальк-карбонатные разности. Указанные метасоматиты сформированы сингенетично с грейзенами в гранитах под воздействием одних и тех же постмагматических растворов, что однозначно доказано на месторождениях Казахстана при прослеживании непосредственных переходов рудно-грейзеновых тел из одних пород в другие.

В грейзеново-рудных полях Казахстана обычно встречаются 3—5 фаций грейзенов, состоящих в свою очередь из 1—5 субфаций (табл. 6). Каждая фация грейзенов является производной одного из типов метасоматоза, определяемого направлением химических реакций и характером взаимодействия в системе раствор — изменяемая порода. В главной реакции, ведущей к образованию конечной субфации, участвует лишь часть компонентов, находящихся в растворах в виде комплексных соединений или в ионной форме и последовательно проявляющих свою активность на определенном этапе развития грейзенового процесса. Преемственность в эволюции растворов выражена в последовательной смене ведущих компонентов то в анионной, то в катионной частях главных реагентов системы, что в свою очередь приводит к изменению кислотности — основности среды и смене направленности химических реакций. Поэтому для грейзеновых тел Казахстана, локализующихся в гранитах, наряду с горизонтальной характерна вертикальная метасоматическая зональность с четкой приуроченностью редкометальной минерализации к определенной части метасоматической колонки (подрудный, основной рудный, надрудный и второстепенный рудные пояса, по Ф. В. Чухрову и В. Г. Боголепову), а также пространственная связь грейзенов с калишпатизированными и альбитизированными гранитами, переходящими иногда в куполах и выступах в типичные апограниты с редкометальной минерализацией. Эта связь щелочного метасоматоза с грейзенизацией может рассматриваться как генетическая.

На скарново-грейзеновых месторождениях Казахстана устанавливается пространственная совмещенность скарнового и грейзенового процессов. Скарны

Характеристика грейзенов Казахстана

Тип взаимодействия в системе раствор-порода	Тип метасоматоза	Фашии грейзенов	Главная (конечная) субфация грейзенов	Внешняя зона (субфация)	Второстепенные синхронные продукты	Типы рудных грейзенов
Кислотный	Окси-хлорный	Кварцевая и кварц-топазовая	Монокварцевая	Слюдяно-кварцевый грейзен → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, гематит, карбонаты, топаз, турмалин и др.	Кварц-редкометалльные; кварцевые с молибденитом, вольфрамитом, висмутовыми минералами
	Гидроксил-фторный		Топазовая	Кварц-топазовый → топаз-кварцевый → топаз-слюдяно-кварцевый → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, карбонаты, турмалин и др.	Кварц-топазовые с молибденитом, вольфрамитом, висмутовыми минералами
Кислотно-щелочной	Фтор-гидроксильный	Слюдяная и кварц-слюдяная	Слюдяная	Кварц-слюдяной → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, калиевый полевой шпат, топаз, турмалин и др.	Касситерит-молибденит-вольфрамит-слюдяные и слюдяно-кварцевые с вольфрамитом, касситеритом и другими минералами
Кислотный	Хлор-гидроксильный	Кварц-гематитовая	Гематитовая	Кварц-гематитовый → гематит-кварцевый → гематит-слюдяно-кварцевый → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода; могут быть телескопированы на предшествующие фации	Магнетит, хлорит, пирит, топаз, флюорит, карбонаты и др.	—
Кислотно-основной	Гидроксил-борный	Кварц-турмалиновая	Турмалиновая	Турмалин-кварцевый → турмалин-слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная (мусковитизированная и турмалинизированная) порода; могут быть телескопированы на предшествующие фации	Гематит, хлорит, пирит, топаз, флюорит, карбонаты и др.	—

бесспорно являются ранними образованиями. На этих месторождениях грейзенизация проявляется одновременно в гранитах, карбонатных породах и скарнах. По пироксен-гранат-везувиановым, везувиан-гранатовым и другим скарнам сингенетично с грейзенами в гранитах образуются слюдяно-флюоритовые, флюорит-полевошпатовые, альбит-слюдяно-флюоритовые метасоматиты с рядом редкометалльных минералов, а по магнетит- и шпинельсодержащим скарнам — флюорит-везувиан-магнетитовые, слюдяно-флюорит-магнетитовые метасоматиты.

По связи с рудоотложением выделяются рудообразующие (сорудные) грейзены, грейзены с наложенным оруденением (рудовмещающие) и безрудные грейзены. Первые возникают при замещении исходных пород рудными минералами, когда рудные элементы способны создавать ионно-комплексные соединения, сходные по структуре с главными комплексами растворов, и имеют электрохимическое сродство с каким-либо компонентом замещаемой породы. При несоблюдении второго условия образование рудных минералов осуществляется либо при достижении растворами физико-химических и термодинамических уровней, при которых комплексы распадаются на более простые нерастворимые соединения (молибден, висмут), либо, оставаясь после распада в растворимой форме, переносятся дальше и лишь при смешении с другими растворами, содержащими недостающие для минерала компоненты, образуют рудные минералы (вольфрам). При таком взаимоотношении грейзенов и оруденения грейзены являются рудовмещающими. Этот тип наиболее распространен на редкометалльных месторождениях Казахстана.

В карбонатных породах вследствие резкой неравновесности системы раствор — замещаемая порода в момент взаимодействия происходит распад рудных фторсодержащих комплексов и образование слюдяно-флюоритовых метасоматитов с сингенетичным, чаще редкометалльным оруденением. Однако некоторые комплексы и элементы (вольфрам, иногда олово) могут устойчиво сохраняться в растворах (элементы в форме новых растворимых соединений) и образовывать рудные минералы лишь при последующем формировании редкометалльных жил выполнения. Тип парагенезиса и минеральная форма рудных компонентов в возникающих апокарбонатных метасоматитах определяются главным образом соотношением химических потенциалов кремния и алюминия в растворах, что в значительной мере зависит от состава пород, находящихся в контакте с известняками. При этом своеобразии механизма замещения карбонатных пород, принципиально отличающегося от механизма метасоматоза в гранитах, способствует возникновению ритмично-полосчатых текстур апокарбонатных руд.

В целом грейзеновый процесс является тем механизмом, посредством которого осуществляется уравнивание неравновесности между породами массива и вмещающей рамы, с одной стороны, и остаточными растворами, отщеплявшимися от магматического расплава в процессе его кристаллизации и постмагматической деятельности — с другой. С помощью этого процесса осуществляются перераспределение вещества и энергии, оказавшихся в избытке по отношению к кристаллизующемуся расплаву, экстракция, перенос и накопление рудных элементов. Направленность процессов грейзенообразования предопределяет рудогенерирующую способность гранитной интрузии. При наличии геохимической специализации ее металлогенетическая специализация во многом зависит от типа метасоматизма, получившего наибольшее развитие, состава, временной последовательности и пространственного распределения продуктов метасоматических процессов, в том числе и грейзенов.

Формация вторичных кварцитов. Можно считать установленным, что вторичные кварциты формировались преимущественно в орогенный этап развития подвижных зон в связи с континентальным вулканизмом, хотя частично они образовывались также в позднегеосинклинальную стадию. В последнем случае они ассоциируют с продуктами базальтоидного субмаринного вулканизма и вмещают золото-медно-колчеданное оруденение. Формирование кварцитов происходило под воздействием сильно кислотных растворов, поступавших из малоглубинных очагов активного вулканизма. Именно этим, видимо, объясняется преимущественное развитие их в вулканических поясах — Центрально-Казахстанского девонского и Прибалхашско-Илийского верхнепалеозойского. В пределах вулканических поясов размещение их контролируется крупными вулканическими центрами, а в пределах вулканических структур — кольцевыми и дугообразными разломами.

Во вторичных кварцитах Казахстана выделяются следующие основные минеральные фации (от ранних к поздним): кварц-серицитовая, пиррофиллитовая, алунитовая, диаспоровая, андалузитовая, корундовая и кварцевая. Фоном для них служат метасоматиты пропилитовой фации, которые во внешней зоне в свою очередь связаны с исходными породами постепенными переходами.

Ведущими минералами кварцитов являются (в порядке их распространенности) кварц, серицит (хлорит), алунит, пиррофиллит, диаспор, корунд и андалузит. Присутствуют также зунит, топаз, турмалин, каолинит (диккит).

В размещении минеральных фаций наблюдается определенная закономерность: внутренние зоны кварцевых проявлений обычно сложены алунитовой, диаспоровой, корунд-андалузитовой и монокварцевой фациями, внешние — кварц-серицитовый и пропилитовый. Причем образование минералов внутренних фаций происходит путем замещения минералов внешних фаций.

По температуре образования фации вторичных кварцитов четко разделяются на высоко- и среднетемпературные. Массивы с широко проявленной корунд-андалузитовой минерализацией — Семиз-Бугу, Шешенкара, Шобигон и др. — характеризуются температурой формирования 480—420° С. Для массивов с широким проявлением алунит-диккитовой фации она определяется в 280—360° С.

Для вторичных кварцитов Казахстана очень часто устанавливается наложение на них гидротермальной аргиллизации. Изучение этого процесса позволяет отнести его к регрессивной стадии метасоматоза, давшего собственно фацию вторичных кварцитов. Наиболее интенсивно гидротермальная аргиллизация проявляется на тех массивах, где широко развит последующий кварцевый штокверк. Иногда, как это имеет место на Коунраде, несмотря на незначительную мощность околожильного изменения, ввиду большой плотности проявления кварцевого штокверка этот тип изменения создает впечатление площадного процесса. Как правило, аргиллитовое изменение характерно для медно-порфириновых месторождений и представлено гидрослюдисто-глинистым типом (гидромусковит, диккит, иллит, алунит, аллофан, галлуазит, гидробиотит и др.). Не вызывает сомнения взаимосвязь процесса образования вторичных кварцитов с формированием кварцевых и кварц-баритовых жил, развитых по периферии ряда вторичнокварцитовых полей (месторождения Кергетас, Кокдомбак, Сарыоба и др.).

Кварциты орогенного типа представляют определенный интерес с точки зрения связи с ними медного, медно-молибденового и золотого оруденения. Нередко (Сокуркой и др.) значительная часть медного оруденения возникает

одновременно с формированием серицитовых и серицит-алунитовых вторичных кварцитов. В этом случае образуются вкрапленные медные руды, имеющие слабо выраженную минералогическую зональность: верхняя часть представлена в основном гипогенным халькозином, нижняя — халькопиритом. В других случаях медно-молибденовое оруденение размещается в апикальных частях небольших по размерам гранитоидных массивов (Западное, Коктасжал, Жунбай, Дальнее) и надинтрузивных вторичных кварцитах (Нурбай, Коунрад, Карабас). При прочих равных условиях наиболее рудоносными оказываются интрузивы в жерловинах вулканических аппаратов (Теректы, Чечень-Кара, Коянды, Коктас-Джаргас, Акилбек, Джусалы), а среди кварцитов — надинтрузивные разности гипабиссальной фации глубинности с андалузитом, корундом и диаспором.

Гипабиссальные интрузивы со штокверковым медно-молибденовым оруденением следует рассматривать как синхронные плутонические корни вулканов, залегающие под «шапкой» прокварцованных эффузивов, а высокотемпературные кварциты с медно-молибденовым оруденением — возникшими за счет последних. В совокупности они образуют единую рудно-магматическую колонну. В зависимости от уровня эрозионного среза могут быть обнажены те или иные части этой колонны, начиная от медно-молибденовых штокверков в глубоких частях до медно-молибденовых вторичных кварцитов, которые принято относить к месторождениям порфирирового типа.

При рассмотрении общих закономерностей локализации золотого оруденения устанавливается, что повышенные содержания золота чаще наблюдаются во вторичных кварцитах, возникших за счет вулканогенных пород. Повышенной золотоносностью обладают кварциты алунитовой и кварц-серицитовой фаций, сформированные в условиях средних температур (360—280° С). Она не характерна для высокотемпературных кварцитов. Кроме площадей развития алунитовых кварцитов золотая минерализация типична для сингенетических с ними монокварцитовых и кварц-баритовых жил. Так же как во вторичных кварцитах, золото в них распределено крайне неравномерно при содержаниях от сотых долей грамма на 1 т до 30 г/т. Минералогически оно представлено тонкодисперсным самородным золотом в кварце и в виде механической примеси в сульфидах.

В последнее время с орогенными вторичными кварцитами установлена редкометальная и сопутствующая (молибден, скандий, вольфрам и др.) минерализация.

Интересен факт нахождения повышенной оловянной минерализации на медно-молибденовом месторождении Коунрад. Минеральная форма его представлена колуситом и, возможно, станнином.

Особый интерес представляют кварциты позднегеосинклиналичного этапа эвгеосинклиналичных зон, вмещающие золото-медноколчеданное оруденение. Они, как показывают наблюдения, являются естественными звеньями длительно и многоэтапно проявленных в вулканиках изменений (автометасоматических зеленокаменных, синвулканических, позднемагматических) и находятся с ними в определенных пространственных и временных соотношениях. Формирование их происходило обычно в поствулканическое время и обязано поступлению из вулканического очага постинтрузивных газо-гидротермальных растворов, обогащенных медью, свинцом, цинком, золотом, барием и другими элементами. Кварциты описываемого типа обычны для колчеданных месторождений с полигенным и полихронным характером развития минерализации. По отношению к синвулканическому серноколчеданному оруденению и соответствующим ему

изменениям они пострудные, но предшествуют проявлению золотоносной медной и медно-полиметаллической минерализации.

В отличие от кварцитов орогенного этапа кварциты позднегеосинклинального этапа представлены относительно низкотемпературными разностями в кварц-серицитовый, пиррофиллитовой, алунитовой, реже диаспоровой и монокварцевой фациях. Они также зонально построены и контролируются длительноживущими вулкано-тектоническими структурами: трещинами радиальными (Акбастау, Джусалы) и дугообразными (Кусмурун), а также нередко центрами вулканических аппаратов (Мизек, «Сувенир», Сары-Озек). Кроме того, для кварцитов позднегеосинклинального этапа характерна ассоциация с продуктами газового фторового метасоматоза — флюоритизация, топазизация и др. (Урал, Предчингизский регион). Дальнейшие детальные исследования в этом направлении, видимо, безусловно должны выявить более тонкие отличия в условиях проявления указанных двух типов кварцитов.

В целом можно считать, что кварциты как орогенного, так и позднегеосинклинального этапов являются продуктами приповерхностных изменений и формируются под воздействием поствулканических газо-гидротермальных и гидротермальных растворов. С каждым из них связан определенный набор рудных элементов. Составной частью вторичнокварцитового процесса следует рассматривать аргиллитовое изменение и пропилитизацию.

Типы метасоматоза и редкометальное оруденение в связи с гранитными интрузиями

На территории Казахстана известен ряд редкометалльных месторождений, генетическая связь которых с гранитными интрузиями доказана. По времени и месту проявления гранитного магматизма в истории развития региона, по составу, геохимической и металлогенической специализации среди этих интрузий выделены два типа:

1) кислые гранитные лейкократовые интрузии, завершающие гранитный магматизм позднего цикла развития глубинной подвижной зоны (ГПЗ) и становление геотектоногена. С ними связаны комплексные молибден-вольфрамовые грейзеновые месторождения;

2) гранитные интрузии повышенной щелочности (главным образом натровой) — производные тектоно-магматической активизации отдельных линейных и каркасных глубинных подвижных зон [315]. Для них характерны формация автометасоматически измененных гранитов с тантал-ниобиевой минерализацией и скарново-карбонатно-грейзеновых месторождений с комплексной вольфрамо-оловянной и другой минерализацией.

Формирование интрузий первого и второго типов происходило в условиях малых или средних глубин, сопровождаясь интенсивными послемагматическими процессами, развивавшимися в пределах системы интрузив — надинтрузивная зона примерно по единой схеме [254, 314]. В этой схеме ведущую роль занимают процессы метасоматоза, которые неразрывно связаны с рудообразованием, предшествуя или сопровождая последнее.

Возникновение и развитие системы метасоматоза являются непременным условием формирования любой редкометаллоносной гранитной интрузии. Посредством этой системы происходило перераспределение вещества и энергии и приведение в равновесие избыточных продуктов кристаллизации гранитной

магмы с вмещающей средой, которой могли быть как сами кристаллизовавшиеся граниты, так и вмещающие их любые другие породы. При всей допускаемой сложности состава и строения поступающих в систему растворов [57, 67, 92, 210, 211, 299] взаимодействие их с изменяемой породой имело строгую направленность, выраженную обычно в стадийности замещения исходных пород метасоматитами и образовании метасоматической зональности. Замещение могло осуществляться либо обменными реакциями по принципу «ион за ион», либо (чаще всего) путем избирательного растворения изменяемой породы и отложения из растворов новых веществ. Для обменных реакций замещения разрыв во времени между переходом в раствор компонентов породы и заменой их компонентами раствора, судя по петрографо-минералогическим исследованиям, минимален. В составе новообразованного метасоматита обязательно присутствие компонентов исходной породы, но, как правило, входящих в решетку вновь образующихся минералов. Замещение путем избирательного растворения и последующего отложения не связано условием минимальности разрыва во времени между растворением и отложением. В новообразованном метасоматите компоненты исходной породы сохраняются лишь в реликтовых минералах, а состав образующихся минералов полностью определяется составом растворов и термодинамическими параметрами системы в момент их кристаллизации.

При анализе расчетов привноса-выноса компонентов в реакциях образования последовательных фаций и субфаций метасоматитов, выполненных для некоторых редкометаллоносных массивов, устанавливается четкая закономерность, заключающаяся в том, что компоненты системы последовательно меняли свою активность в процессе таких реакций. Намечаются определенные ряды последовательности компонентов в системе раствор — порода, проявляющих активность на определенных этапах развития процесса метасоматоза (табл. 7).

Из всей гаммы компонентов, участвовавших в реакциях метасоматического замещения, особенно важна роль анионного ряда летучих, так как только во взаимосвязи с летучими другие компоненты системы могли становиться либо инертными, либо вполне подвижными. Учитывая роль летучих как главных минерализаторов в метасоматических процессах, можно выделить и тип метасоматоза. Термодинамические расчеты некоторых возможных реакций замещения в системе метасоматоза в связи с кислыми гранитоидами показали, что такие известные минерализаторы, как фтор, хлор и бор, в «чистом» виде были не способны обусловить все те взаимодействия, которые имели место на разных уровнях системы. По совокупности данных комплексные соединения, привносимые в систему, были построены сначала на кислородной, а затем на гидроксильной основе. Поэтому наряду с другими минерализаторами (F, Cl, B) в название типов метасоматоза нами введены и эти радикалы.

Для гранитных интрузий известные типы метасоматоза сведены в табл. 8. В ходе становления некоторых гранитных интрузий все перечисленные типы метасоматоза проявляются в разной степени в зависимости от геохимической специализации, механизма становления интрузии и химического состава среды, в которой протекали метасоматические процессы.

По типу метасоматоза, преобладающему в конкретной системе, определяется и характер рудных процессов, так как главная масса рудных компонентов входила в состав тех же растворов, взаимодействие которых с вмещающими породами приводило к образованию метасоматитов, а в условиях систем открытых трещин — к формированию жил и прожилков выполнения. С другой стороны, возникающая в ходе становления гранитных интрузий метасоматическая система представляла собой единую термохимическую колонну с термодинамически

Характеристика систем метасоматизма

Показатели		Алюмосиликатная среда				
		Ранний щелочной этап				
		Калишпатизация	Альбитизация	Кварцевые грейзены	Топаз-кварцевые грейзены	Слюдяные грейзены
Катионы	Привнос	K^+, Al^{3+}	Na^+, Al^{3+}	Al^{3+}, Fe^{3+}	K^+, Al^{3+}, Li^+	K^+, Al^{3+}, Li^+
	Вынос	Na^+, Si^{4+}	K^+, Si^{4+}	Na^+, K^+, Si^{4+}	Na^+, K^+, Si^{4+}	Na^+, Si^{4+}
Анионы	Привнос	$(CO_3)^{2-}, O^{2-}, F^-$	$(CO)^{2-}, O^{2-}, Cl^-, F^-$	F^-, OH^-, HS^-	F^-, OH^-, HS^-	OH^-, F^-, Cl^-, HS^-
	Вынос	CO_2, F^-	Cl^-	H_2O, H_2S, HF	H_2O, H_2S, HF	H_2O, H_2S, HF, HCl
Главный породообразующий минерал метасоматита		Калиевый полевой шпат	Альбит	Кварц	Топаз	Слюда
Редкие металлы (привнос)		Nb, Ta, TR, Sn, W, Mo		Mo, W, Bi, Sn		W, Sn, Mo, Bi
Минералы редких металлов		Танталит, колумбит, касситерит, вольфрамит, молибденит		Молибденит, вольфрамит, шеелит, висмутин, касситерит		Вольфрамит, касситерит, молибденит, висмутин
Сквозные компоненты		$S^{2-}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, O^{2-}, H^+$				
Растворы (по их происхождению)		Ювенильные	Ювенильные и прореагировавшие	Прореагировавшие и ювенильные	Ювенильные и прореагировавшие	Прореагировавшие
Преобладающий тип взаимодействия		Щелочной	Щелочной	Кислотный	Кислотный	Кислотно-щелочной

Примечание. Подчеркнуты ведущие элементы и минералы.

(для некоторых гранитных интрузий)

Карбонатная среда

Кислотный этап

Грейзенизация

Гематит-кварцевые грейзены	Турмалиновые грейзены	Флюоритовые грейзены	Слюдяно-флюоритовые грейзены	Топаз-флюоритовые грейзены	Флюоборит-флюоритовые грейзены (по доломитам)	Турмалин-флюоритовые грейзены (по доломитам)
Fe ³⁺	Mg ²⁺ , B ³⁺ , Al ³⁺ , Fe ³⁺	—	K ⁺ , Li ⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺	Al ³⁺ , Si ⁴⁺	B ³⁺	B ³⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺ , Fe ³⁺
Na ⁺ , K ⁺ , Al ³⁺ , Si ⁴⁺	Na ⁺ , K ⁺ , Si ⁴⁺	—	Ca ²⁺ , Mg ²⁺	Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Li ⁺	Ca ²⁺	Ca ²⁺
O ²⁻ , Cl ⁻ , F ⁻	O ²⁻ , OH ⁻ , F ⁻ , Cl ⁻	F ⁻	F ⁻ , OH ⁻ , Cl ⁻	F ⁻ , OH ⁻ , Cl ⁻ , HS ⁻	F ⁻ , OH ⁻ , O ²⁻	F ⁻ , OH ⁻ , O ²⁻
HCl, HF, H ₂ O	H ₂ O, HF, HCl	(CO ₃) ²⁻	CO ₂ , HCl, HF	CO ₂ , HCl, HF, HS	(CO ₃) ²⁻	(CO ₃) ²⁻
Гематит	Турмалин	Флюорит (по известнякам), селлаит (по доломитам)	Слюда	Топаз	Флюоборит	Турмалин
—	—	—	Sn, W	W, Sn, Bi	Sn, W	—
—	—	—	Редкометалльные минералы, касситерит, вольфрамит	Вольфрамит, касситерит	Касситерит, вольфрамит	
Fe ²⁺ , F ⁻ , O ²⁻ , S ²⁻ , H ⁺					S ²⁻ , Fe ²⁺ , F ⁻ , O ²⁻ , H ⁺	
Прореагировавшие	Смешанные прореагировавшие и вадозные воды	Прореагировавшие			Прореагировавшие и вадозные воды	
Кислотный	Кислотно-основной	Кислотный	Кислотный	Кислотный	Кислотно-основной	

Основные типы и продукты метасоматоза, связанного с некоторыми гранитными интрузиями Казахстана

Этап	Тип взаимодействия в системе раствор — порода	Тип метасоматоза	Процесс	Алюмосиликатная среда			
				Фашии метасоматитов	Главная (конечная) субфация	Внешняя зона (субфация)	Второстепенные синхронные продукты
Ранний щелочной	Щелочной	Углекислый	Калишпатизация Альбитизация Грейзенизация	Блоки калишпатизированных, альбитизированных и грейзенизированных пород			
	Кислотный						
	Щелочной	Оксифторный	Калишпатизация	Полевощпатиты и полевощпатизированные породы	Калишпатиты	Калишпатизированный гранит → альбитизированный гранит	Флюорит, гематит, турмалин, карбонаты
		Оксифтор-хлорный	Альбитизация		Альбититы	Альбитизированный гранит → калишпатизированный (мусковитизированный) гранит	
Кислотный	Кислотный	Оксихлорный	Кварцевые и топаз-кварцевые грейзены	Монокварцевый грейзен	Слюдяно-кварцевый грейзен → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, гематит, топаз, карбонаты, турмалин и др.	
		Гидроксилфторный		Топазовый грейзен	Кварц-топазовый → топаз-кварцевый → топаз-слюдяно-кварцевый → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, карбонаты, турмалин	
	Кислотно-щелочной	Фтор-гидроксилный	Слюдяные и кварц-слюдяные грейзены	Слюдяной грейзен	Кварц-слюдяной → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Флюорит, пирит, калевый полевой шпат, топаз, турмалин и др.	
	Кислотный	Боргидроксилный	Кварц-гематитовые грейзены	Гематитовый грейзен	Кварц-гематитовый → гематит-кварцевый → гематит-слюдяно-кварцевый → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Магнетит, хлорит, флюорит, пирит и др.	
	Кислотно-основной	Боргидроксилный	Кварц-турмалиновые и слюдяно-турмалиновые грейзены	Турмалиновый грейзен	Турмалин-кварцевый (слюдяной) → турмалин-слюдяно-кварцевый → слюдяно-кварцевый грейзены → грейзенизированная порода	Гематит, хлорит, пирит, топаз, флюорит, карбонаты и др.	
	Поздний щелочной	Разные	Разные	Адуляризация, альбитизация, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, цеолитизация, каолинизация, пиритизация, флюоритизация			

Тип метасоматоза	Оруденение	Карбонатная среда				Второстепенные синхронные продукты	Оруденение
		Фация метасоматитов	Главная (конечная) субфация	Внешняя зона (субфация)			
Углекислый		Магнезиальные скарны					
Оксифторный	Тантало-ниобаты (рассеянная минерализация), редкометалло-полевошпатовые метасоматиты	Известковые и известково-магнезиальные скарны					
Оксифтор-хлорный							
Оксихлорный	Редкометалло-кварцевые грейзены, кварцевые грейзены с молибденитом, вольфрамитом, шеселитом, висмутовыми минералами	Флюорит-селлаитовые грейзены	Флюорит-топазовый грейзен (по известнякам)	Флюорит-слюдяно-топазовый → флюорит-топаз-слюдяной → слюдяно-флюоритовый → флюоритовый грейзены	Флюоборит, турмалин, калиевый полевой шпат, хлорит, корунд, пренит, шпирт и т. п.	Редкометалльное	
Гидроксифторный	Кварц-топазовые и топаз-кварцевые грейзены с молибденитом, вольфрамитом, висмутовыми минералами		Флюорит-селлаит-топазовый грейзен (по доломитам)	Флюорит-селлаит-топазовый → флюорит-селлаит-слюдяно-топазовый → флюорит-селлаит-топаз-слюдяной → флюорит-селлаитовый грейзены			
Фторгидроксильный	Касситерит-молибденит-вольфрамит-слюдяные грейзены, слюдяные и кварц-слюдяные грейзены с редкометалльными минералами, вольфрамитом, касситеритом						
Боргидроксильный	-						
Боргидроксильный	-						
Разные							

аномальными свойствами и разной направленностью процессов, происходящих на разных уровнях колонны. На рис. 19 показано развитие такой колонны в двух контрастных по составу средах — алюмосиликатной (гранит) и карбонатной.

В алюмосиликатной среде состав исходных пород идентичен на всех уровнях колонны и главную роль в развитии системы играли поступавшие растворы и те термодинамические параметры, которые присущи определенному уровню системы. В грубом приближении полно развитая колонна имеет форму линзы или перевернутого конуса, часто уплощенного вдоль оси потока растворов. В ее пределах обычно можно выделить три области, различающиеся между собой типом взаимодействия в системе раствор — изменяемая порода. В нижней части колонны — области щелочного взаимодействия — преобладали углекислый и оксифторный типы метасоматоза. Процессы сопровождалась автолизацией пород и экстрагированием в растворы большей части избыточных для метасоматитов компонентов, в том числе и рудных элементов. Среди метасоматитов преобладают продукты полевошпатизации (калишпатизированные и альбитизированные граниты, микроклиниты, альбититы.) Преимущественное развитие получают биотит и литиевые слюды. Рудная минерализация обычно рассеяна по всей массе метасоматитов, так как рудные компоненты (Ta, Nb и др.) участвуют непосредственно в реакциях замещения. В кислых интрузиях лейкократового типа эта область обычно слабо выражена и является подрудной зоной месторождений. В интрузиях повышенной щелочности область щелочного взаимодействия может занять всю апикальную часть — проявление формации автометасоматически измененных гранитов с редкометальной минерализацией.

Средняя часть колонны — область кислотного взаимодействия. В ней преобладали оксихлорный, а затем гидроксил-фторный и фтор-гидроксильный типы метасоматоза и были повышены потенциалы серы (обилие пирита в метасоматитах). Процессы кислотного выщелачивания приводили к грейзенизированию (фации кварцевых, топаз-кварцевых, слюдяно-кварцевых и слюдяных грейзенов). Рудная минерализация в грейзенах формировалась главным образом в межзерновых пространствах и полостях выщелачивания метасоматитов путем кристаллизации (отложения) из растворов. Кислотное выщелачивание приводило к механическому ослаблению зон метасоматоза, поэтому при тектонических подвижках возникали открытые полости — трещины, в которых формировались жилы и прожилки выполнения.

В интрузиях лейкократового типа это наиболее продуктивная часть системы интрузив — надинтрузивная зона; здесь формировалась основная масса руд молибдена, вольфрама, висмута и других редких металлов.

Для интрузий повышенной щелочности вследствие их несколько отличной специализации более характерны кварц-полевошпатовые, слюдяно-кварц-полевошпатовые разности метасоматитов с редкометальной и оловянно-вольфрамовой минерализацией.

Верхняя часть колонны — область частой смены кислотности-основности в зависимости от локальных физико-химических и термодинамических параметров микросистем, область отложения избыточных продуктов из нижней и средней частей колонны. Повышены потенциалы кислорода, широко развиты гидроксильные типы метасоматоза. Образовывались турмалин- и гематитсодержащие субфации грейзенов, часты зоны средне- и низкотемпературного гидротермального изменения вмещающих пород. Рудные компоненты уже не образуют существенных концентраций. Это надрудная зона почти всех грейзеновых месторождений Казахстана, размещающихся в алюмосиликатной среде.

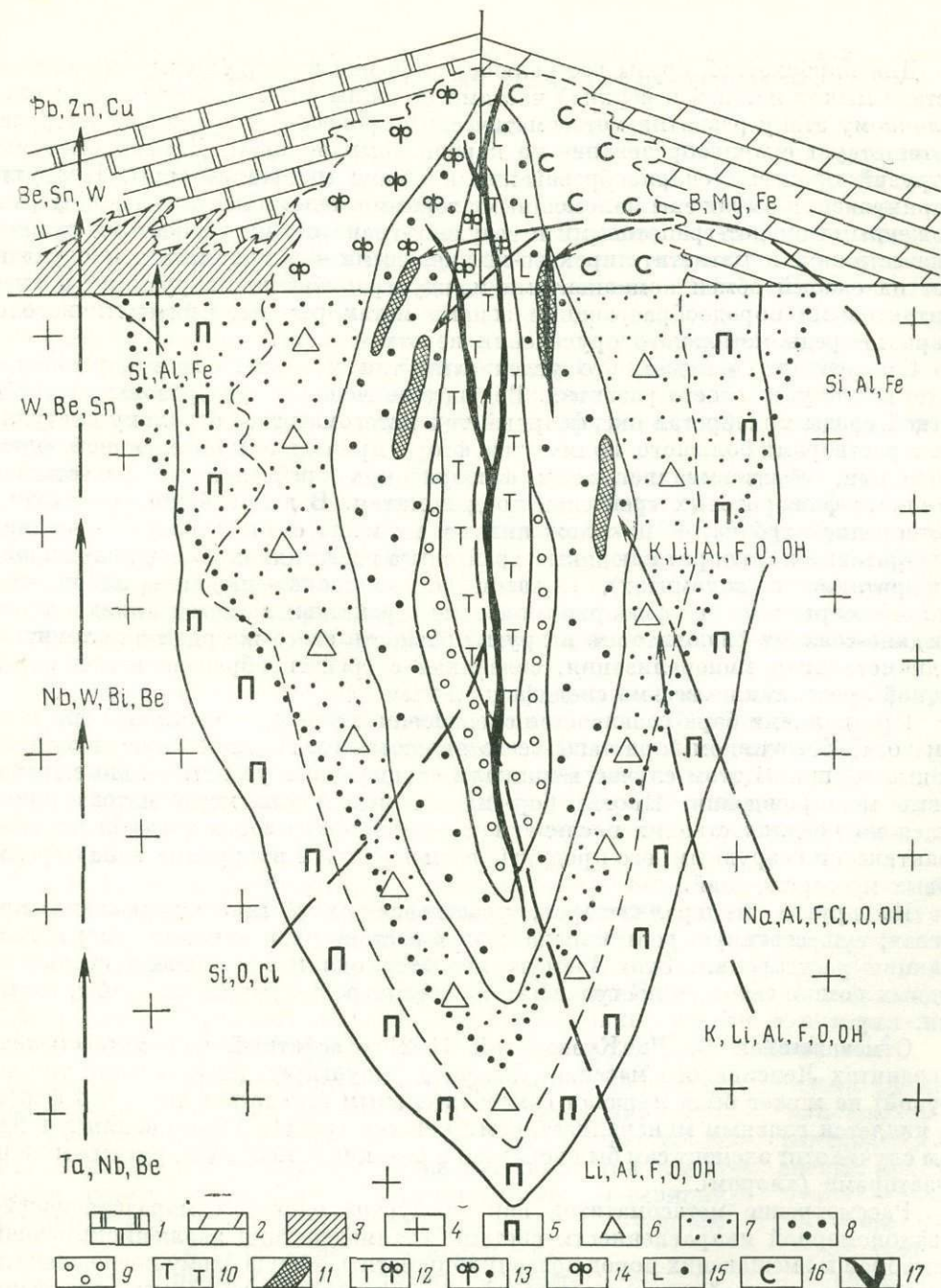


Рис. 19. Схема развития метасоматоза в системе интрузив — надинтрузивная зона в контрастных средах.

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — скарны; 4 — граниты. Продукты метасоматических процессов; 5 — калишпатизированные граниты и калишпатиты; 6 — альбитизированные граниты; 7 — грейзенизированные породы; 8—16 — грейзены (8 — слюдяно-кварцевый, 9 — кварцевый, 10 — топазовый и топаз-кварцевый, 11 — слюдяной, турмалин-слюдяной, 12 — топаз-флюоритовый, 13 — слюдяно-флюоритовый, 14 — флюоритовый, 15 — слюдяно-селлаит-флюоритовый, 16 — селлаит-флюоритовый); 17 — жилы выполения

Для карбонатной среды все большее значение приобретает контрастность состава между нижней и верхней частями колонны [67]. Известно, что раннещелочному этапу развития метасоматических процессов в гранитной интрузии соответствует скарнообразование по карбонатным породам. Для описываемых интрузий процессы скарнообразования в общем малохарактерны. Продукты скарнирования выражены маломощными зонами и телами неправильной формы, сложенными эпидот-гранатовыми и везувиан-гранатовыми разностями скарнов в известняках и магнетит-пироксен-шпинелевыми — в доломитах. Это указывает на слабый обмен компонентами между гранитными интрузиями и экзо-контактовыми пороодообразующими зонами метаморфизма. Сингенетичного со скарнами редкометалльного оруденения не отмечается.

Совершенно очевидно, что углекислый тип метасоматоза в карбонатной среде не получал своего развития. Ведущее значение в преобразовании карбонатной среды приобрел оксифторный тип метасоматоза, поскольку поступление с растворами большого количества фтора приводило к интенсивной флюоритизации, образовывались зоны флюоритовых грейзенов по известнякам и селлаит-флюоритовых грейзенов по доломитам. В дальнейшем происходило растворение карбонатов и отложение на их месте сначала слюды (слюдяно-флюоритовые и флюорит-слюдяные грейзены в известняках и слюдяно-селлаит-флюоритовые в доломитах), а затем топаза (топаз-слюдяно-флюоритовые, топаз-флюоритовые и флюорит-топазовые грейзены в известняках, топаз-слюдяно-селлаит-флюоритовые и другие разности этого же ряда в доломитах.) Редкометалльная минерализация, связанная с грейзенообразованием в карбонатной среде, также весьма специфична.

При наличии бора развивается специфичный бор-гидроксильный тип метасоматоза. Источником бора чаще всего являются вмещающие интрузию терригенные толщи. В этом случае возникали специфичные редкометалльные грейзеновые месторождения. Иногда бор-гидроксильный тип метасоматоза проявлялся на поздних стадиях послемагматических процессов и тогда оказывался практически безрудным; его продукты размещаются в надрудных зонах грейзеновых месторождений.

Из других минерализаторов, участвовавших в метасоматических процессах, существенную роль играла сера в составе ряда анионов, вызывавших реакции растворения. Этот элемент является одним из главных осадителей рудных компонентов из поступающих в систему растворов (молибденит, висмутин, пирит и т. п.).

Отмечавшийся В. Д. Кузнецовой [152] «фосфатный тип метасоматоза» в гранитах Лепсинского массива Северной Джунгарии (акчатауский тип интрузий) не может быть признан самостоятельным вследствие того, что фосфор не является главным минерализатором процесса грейзенообразования и в данном случае этот элемент сам был вовлечен в реакции замещения другими минерализаторами (хлором).

Рассмотрение метасоматитов как продуктов единой саморазвивающейся в закономерной направленности системы взаимодействия эволюционирующих растворов и вмещающих пород позволило наметить общую схему последовательности развития этой системы, а также пространственного размещения фаций метасоматитов в области интрузив — надинтрузивная зона. Это в свою очередь при изучении конкретных рудных полей грейзеновых месторождений позволяет решать ряд практических вопросов по оценке рудоносности массива, характера оруденения и уровня денудации, по прогнозированию распределения оруденения на глубину.

Гидротермально измененные породы как критерий отличия меднопорфировых месторождений различных формационных типов

В меднопорфировых месторождениях интенсивно проявлены гидротермальные изменения вмещающих пород, охватывающие широкие площади, далеко выходящие за пределы собственно рудных тел. Состав измененных пород этих месторождений отличается большим разнообразием. В настоящее время по гидротермальным породам меднопорфировых месторождений имеется столько сведений, что попытка обобщения их, как справедливо отмечает Г. Шварц [338], связана с серьезными трудностями.

Дискуссионными остаются вопросы о возможности отнесения метасоматических пород меднопорфировых месторождений к единой формации, о соотношении времени формирования рудных минералов и метасоматических пород, о взаимосвязи продуктивной рудной минерализации с определенными фациями метасоматитов и ряд других.

Изучение гидротермально измененных пород, проведенное авторами, и обзор многочисленных публикаций по этому вопросу дают основание заключить, что по особенностям гидротермальных изменений меднопорфировые месторождения могут быть подразделены на отдельные группы, достаточно характерные в своих крайних разновидностях. В основу такого подразделения, имеющего важное значение для прогнозирования и целенаправленных поисков этих месторождений, должны быть положены типы гидротермально-метасоматических формаций.

Под гидротермально-метасоматической формацией нами понимаются «закономерные парагенезисы горных пород, связанные общей структурой, т. е. зональностью, объединяющей различные метасоматические фации» [256]. Такое определение, вытекающее из структурно-вещественного подхода к выделению формаций, по существу идентично данному ранее определению Н. И. Наконника [198]: «формация — это совокупность закономерно связанных минеральных фаций».

Для меднопорфировых месторождений можно выделить три главных типа метасоматических зональных колонок. Для довольно многочисленной группы этих месторождений, к которой могут быть отнесены многие промышленные месторождения в различных регионах мира: Кальмакыр (СССР), Чаган-Субарга (МНР), Санта-Рита, Сан-Мануэль, Силвер-Белл, Рей, Минерал-Парк (США) [335, 338] и др., метасоматические колонки представлены следующим набором характерных фаций (от неизмененных пород к внутренней зоне):

Гранодиорит-порфиры, кварцевые монцониты, сиенит-диориты	Зона пропитовых изменений (хлорит + эпидот + альбит + карбонат) и (или) зона ранней калишпатизации	Зона монтмориллонит-каолинитовых изменений (каолинит + монтмориллонит + кварц + хлорит)	Зона серицит-кварцевых изменений (кварц + серицит + пирит)	Зона биотит-калишпатовых изменений (калийный полевошпат + биотит + кварц + серицит + ангидрит)
--	--	---	--	--

Зоны названы по ведущим минералам, наряду с которыми в каждой из них встречаются как реликтовые, так и новообразованные минералы, возникающие на более поздних стадиях процесса. Интенсивность и полнота проявления

зоны неодинаковы для разных месторождений. Следует отметить, что зона монтмориллонит-каолининовых изменений в метасоматических колонках некоторых месторождений может не проявляться. В этом случае зона пропилитовых изменений сменяется непосредственно серицит-кварцевой, а затем калишпат-кварцевой или существенно калишпатовой зоной (с биотитом, ангидритом и другими минералами). В пределах отдельных месторождений калишпатовые изменения являются преобладающими. Непосредственно к калишпатовым метасоматитам приурочено оруденение, например на месторождении Ахо (США). Судя по имеющимся описаниям измененных пород этого месторождения [335, 338], калишпатизация проявляется здесь как в ранне-, так и в позднещелочную стадии метасоматических процессов. Широкое развитие процессов ранней калишпатизации отмечается для многих массивов, в пределах которых локализуются меднопорфировые месторождения. Калишпатовые изменения проявляются на огромных площадях (до 5—10 м² и более), значительно превосходящих площади с рудной минерализацией. Калишпатовые метасоматиты представлены гнездо-, линзообразными и неправильной формы телами, системами параллельных зон, например массив Цаган-Субарга в МНР, район месторождений Кальмакыр и Дальнее в Средней Азии и др.

В ряде работ преобразования гранитоидов такого типа трактуются как автометасоматические, а не постмагматические. Особенности проявления процессов ранней калишпатизации и их взаимосвязь с оруденением для группы меднопорфировых месторождений остаются до сих пор мало изученными.

Перечисленные метасоматические породы характерны для месторождений определенных условий формирования, локализующихся преимущественно в интрузивных породах среднего состава, часто со щелочным уклоном: гранодиоритах, кварцевых монцонитах, сиенит-диоритах. Для этой группы в целом можно отметить широкое развитие калишпатовых фаций во внутренних зонах, что намечает переход к формации собственно молибденовых штокверковых месторождений, для которых калишпатовые изменения являются ведущими.

Вторую характерную группу составляют месторождения, во внутренних зонах которых не проявлены биотит-калишпатовые изменения и метасоматическая зональная колонка представлена набором только трех характерных фаций (от неизмененных пород к внутренней зоне):

Гранодиорит-порфиры	Зона пропилитовых изменений (хлорит + эпидот + альбит + карбонат)	Зона монтмориллонит-каолининовых изменений (монтмориллонит + каолинит + серицит + хлорит)	Зона серицит-кварцевых и кварцевых изменений (серицит + кварц + гидромусковит + турмалин + калиевый полевопат)
Кварцевые порфиры, липариты	Зона серицитизации и слабого окварцевания	Зона высокоглиноземистых минералов — фации вторичных кварцитов (андалузит + диаспор + алунит + диккит + цуниит + кварц + серицит + пирит)	Зона серицит-кварцевых и кварцевых изменений (серицит + кварц + пирит)

Как и в месторождениях первой группы, соотношение интенсивности проявления и широты развития указанных фаций для разных месторождений

неодинаковое. Метасоматические колонки, состоящие из трех перечисленных фаций, характерны для месторождений Касл Доум (США), Бетлхем (Канада), Кананеа (Мексика) и многих других [332, 335, 337, 342]. На месторождении Касл Доум [336], например, развита зона аргиллизитовых изменений, к которой приурочено промышленное оруденение, а более поздние кварц-серицитовые изменения проявляются локально вдоль прожилков или секущих трещин.

Судя по имеющимся описаниям [332, 337], к этой же группе следует относить месторождения Чили — Чукикамата, Браден, Эль Сальвадор. Наряду с перечисленными среди минералов-новообразований в них в ряде случаев во внешней зоне широко проявляются биотит и хлорит; в частности, при развитии минерализации в андезитах во внутренних зонах развивается турмалин.

Ко второй группе следует относить также меднопорфировые месторождения, на которых распространены метасоматические породы с высокоглиноземистыми минералами, характерными для формаций вторичных кварцитов [54, 194]. Это кварц-андалузит-алунитовые, андалузитовые, андалузит-кварцевые, кварц-серицит-диккитовые, диаспор-алунит-диккитовые метасоматиты, развивающиеся в основном в зоне экзоконтакта, по вмещающим шток гранодиорит-порфиров кислым вулканогенным породам — кварцевым порфирам, лшаритам, тогда как в гранодиорит-порфирах эта зона сложена монтмориллонит-каолинитовыми метасоматитами или аргиллизированными разностями пород.

Следует отметить, что до недавнего времени меднопорфировые месторождения Центрального Казахстана генетически связывали с формацией вторичных кварцитов. Основываясь на материалах последнего десятилетия, некоторые исследователи [47, 151, 209] пришли к выводу, что типичные фации вторичных кварцитов с высокоглиноземистыми минералами образовались до внедрения интрузии гранодиорит-порфиров в связи с поствулканической гидротермальной деятельностью задолго до формирования рудной минерализации. Сингенетично с этими фациями вторичных кварцитов возникают, по мнению этих исследователей, вкрапленность пирита и гематита, а также убогие первичные ореолы рассеяния меди, молибдена и некоторых других металлов. Промышленная медная минерализация формируется позднее в связи с внедрением интрузии гранодиорит-порфиров.

Месторождения второй группы, так же как и первой, широко распространены и имеют важное промышленное значение. Однако формируются они в существенно иной обстановке, соответствующей условиям меньшей глубинности по сравнению с первой группой. Месторождениям второй группы присущи многие особенности близповерхностных месторождений: тесная связь с вулканическими структурами — непосредственная приуроченность к жерлам вулканических аппаратов (Коунрад, Карабас), широкое развитие в рудных полях многих месторождений трубообразных тел взрывных брекчий, непосредственно контролирующих размещение оруденения (месторождения Чили, Мексика), более широкое, чем в месторождениях первой группы, развитие в верхних горизонтах низкотемпературной свинцово-цинково-серебряной минерализации (трубки района Кананеа в Мексике), сложный состав руд, обусловленный развитием наряду с халькопиритом ряда других медных минералов — энаргита, борнита, халькозина и др. (Коунрад, Чукикамата).

Крайнее место в ряду рассмотренных меднопорфировых месторождений занимают, видимо, месторождения Мексики и Чили, как формирующиеся в наиболее близповерхностных условиях, промежуточное положение — месторождения Центрального Казахстана (Коунрад, Карабас, Борлы); к наиболее глубинным относятся месторождения первой группы (Кальмакыр, Цаган-

Субарга и др.), в которых широко проявлены процессы калишпатизации, не входящие обычно за пределы первичных интрузий.

Как самостоятельный формационный тип следует рассматривать группу существенно медных месторождений прожилково-вкрапленных руд, применительно к которым также употребляется термин «меднопорфировые». Эти месторождения формируются в иной геологической обстановке и образуются в собственно геосинклинальную, а не орогенную стадию развития геосинклинально складчатых областей. Ведущим типом изменения вмещающих пород, представленных спилито-кератофировой и андезито-базальтовой вулканогенными формациями, а также штоками и дайками кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов, является пропилитизация в понимании Н. И. Наковника [198]. Месторождения этой группы относятся по существу к переходным между меднопорфировыми и медноколчеданными и распространены по сравнению с месторождениями двух предыдущих групп незначительно.

Наиболее полно метасоматические изменения, характерные для этой группы, выражены на месторождении Бошекуль [200]:

Андезитовые и диабазовые порфириты, их лавы и туфы, диабазы	Зона пропили-товых изменений (альбит + хлорит + кварц + эпидот + пре-нит + пумпеллит)	Зона амфиболо-вых и биотитовых изменений (актинолит + биотит)	Зона кварц-биотит-карбонат-хлоритовых и кварц-хлоритовых изменений (кварц + биотит + карбонат + хлорит)
---	---	---	---

На других месторождениях, относимых к этой же группе — Вознесенском, Салаватском и др., гидротермальные изменения проявились слабо. Зональность выражена неотчетливо. Наиболее измененные породы представлены кварцевыми метасоматитами с пренитом или пумпеллитом в центре, сменяющимися пропили-тизованными породами на периферии с минералами-новообразованиями — эпидотом, хлоритом, альбитом, кальцитом, серицитом, кварцем [167].

Из сопоставления рассмотренных метасоматических колонок можно сделать следующие выводы. В месторождениях всех трех групп внешние зоны метасоматических колонок представлены пропилитами или пропили-тизованными породами; во внутренних зонах развиты серицит-кварцевые метасоматиты, встречающиеся в сочетании с различными минеральными фациями. Отличия заключаются в первую очередь в том, что только в первой группе во внутренних зонах получают развитие биотит-калишпатовые, кварц-калишпатовые, существенно калишпатовые метасоматиты. Для наиболее широко распространенных меднопорфировых месторождений первой и второй групп в отличие от третьей группы для промежуточных зон метасоматических колонок характерны аргиллизиты. Только на месторождениях второй группы распространены высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов, а на месторождениях третьей группы — типичные фации пропилитов.

Следует отметить, что четкой пространственной взаимосвязи продуктивной рудной минерализации с какими-либо определенными фациями метасоматитов не наблюдается. Зоны внешних пропилитовых изменений обычно находятся вне контура балансовых руд. Минерализация образует промышленные концентрации в промежуточных или внутренних зонах и по времени максимум ее проявления соответствует формированию одной из характерных внутренних фаций метасоматитов: биотит-калишпатовой, серицит-кварцевой, кварц-хлоритовой, хотя формирование вкрапленной рудной минерализации начинается

значительно раньше, одновременно с самыми ранними процессами преобразования вмещающих пород.

В заключение остановимся на вопросе, к какой из известных метасоматических формаций следует относить меднопорфировые месторождения. На него нет однозначного ответа. Именно гидротермально измененные породы должны, по нашему мнению, являться определяющим критерием при разделении меднопорфировых месторождений на отдельные группы — формационные типы. По этому признаку среди меднопорфировых месторождений могут быть выделены меднопорфировые серицит-кварц-аргиллизит-калишпатовые, меднопорфировые аргиллизит-вторичнокварцитовые и меднопорфировые пропилитовые.

Месторождения первого типа наиболее тесно взаимосвязаны с собственно молибденовыми месторождениями, выделяемыми как самостоятельная рудная формация в классификациях Н. А. Хрущева, В. Т. Покалова, для которых серицит-кварц-калишпатовые изменения являются ведущими. Месторождения второго формационного типа по характерному набору фаций обнаруживают сходство, с одной стороны, с грейзенами, формирующимися в близповерхностных условиях, с другой — с типичными вторичными кварцитами. Месторождения третьей группы по характеру изменений наиболее близки к колчеданным месторождениям. Поэтому не случайно, что разные авторы меднопорфировые месторождения относят к совершенно различным формациям: вторичнокварцитовой [194], кварц-жильно-грейзеновой [314], аргиллизитовой [51], оксеталитовой [123], кварц-калишпатовой [245], пропилитовой [200]. Такая неоднозначная трактовка свидетельствует прежде всего о том, что рассматриваемые месторождения, обладающие многими общими особенностями, на основании более частных признаков должны быть подразделены на типы. Для меднопорфировых месторождений такое подразделение, как мы пытались показать, может основываться на особенностях состава сопровождающих их метасоматических пород. Выделенные по этому признаку формационные типы отличаются также по геологическим условиям образования, закономерностям размещения и другим особенностям [217].

На вопрос, к какой из известных формаций метасоматических пород следует относить группу меднопорфировых месторождений в целом, можно дать следующий ответ. Гидротермально измененные породы меднопорфировых месторождений представлены не одной формацией, а двух- или даже трехформационным комплексом метасоматических формаций, который по общим фациям следует называть пропилит-серицит-аргиллизитовым с переходом в калишпаты и вторичные кварциты.

Гидротермально-метасоматические образования и связь с ними оруденения на Каджаранском месторождении

Каджаранское рудное поле расположено в юго-восточной части Памбак-Зангезурского рудного пояса. Сложено оно в основном интрузивными породами, формирование которых происходило в три фазы: габброидную, монцонитовую и фазу гранодиоритов и порфировидных гранитов [168]. Магматический процесс завершился внедрением дайковой серии пород: гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, лампрофиров и др.

Месторождение приурочено к монцонитам, для которых характерны отщепленные дайки аплитов [311]. Рудный штокверк вытянут в северо-западном

направлении вдоль Дебаклинского разлома, проходящего по контакту с гранодиоритами, и контролируется дайками гранодиорит-порфиров. Главными рудными элементами являются молибден и медь. Явно подчиненное значение имеют свинец и цинк.

На месторождении развиты метасоматиты, жилы и прожилки различного состава, возраста и генезиса [121, 130, 182]. Особенно широко гидротермально-метасоматические образования распространены в монцонитах, вмещающих промышленное молибденовое и медное оруденение.

Особенности состава и строения гидротермально-метасоматических образований

Послемагматические образования Каджаранского месторождения относятся к следующим гидротермально-метасоматическим формациям: рогово-обманковой, турмалин-кварцевой, эпидот-альбитовой, биотит-кварцевой, полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой, березитовой и аргиллизитовой. Каждая из названных формаций представлена метасоматитами и связанными с ними жилами и прожилками, состав которых во многом зависит от условий формирования метасоматитов. Более широко распространены метасоматиты, жилы и прожилки полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой, биотит-кварцевой, аргиллизитовой формаций.

Оруденение приурочено к гидротермально-метасоматическим образованиям полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой и березитовой формаций, которые названы нами рудоносными. В образованиях полевошпат-кварцевой формации концентрируется основная масса молибденового оруденения, кварц-серицитовой — медного и березитовой — свинцово-цинкового. Роговообманковая, турмалин-кварцевая, эпидот-альбитовая и биотит-кварцевая формации — более ранние по сравнению с рудоносными. Из ранних формаций некоторый интерес в отношении сопутствующего медного оруденения представляет роговообманковая, а молибденового — биотит-кварцевая. Аргиллизитовая формация отнесена к поздней, послерудной.

Гидротермально-метасоматические образования являются более поздними по сравнению с дайками аплитов, связанными с монцонитами. Достаточно определенно можно говорить также о том, что из дайковой серии пород дайки, отвечающие по составу гранодиоритам, внедрились после формирования гидротермально-метасоматических образований полевошпат-кварцевой рудоносной формации (рис. 20). Кварц-серицитовая и березитовая рудоносные формации образовались позднее этих даек (рис. 21).

Характеристика гидротермально-метасоматических формаций дается в порядке последовательности их формирования (от ранних к поздним). В основу описания метасоматических колонок положены данные, полученные в результате изучения метасоматитов, развитых по монцонитам¹, в которых, как указывалось, локализуется медно-молибденовое оруденение.

В процессе формирования роговообманковых метасоматитов пироксен замещается роговой обманкой, новообразованным биотитом и частично хлоритом, андезин — кварцем, серицитом и новообразованным биотитом, а породообразующий биотит — хлоритом, в ассоциации с которым наблюдаются

¹ Средний состав монцонитов с учетом их пироксеновых и роговообманковых разновидностей следующий (в объемн. %): плагиоклаз — 54,4; калинастровый полевошпат — 23,1; пироксен — 6,9; биотит — 4,9; роговая обманка — 4,2; кварц — 1,5; магнетит — 2,5; апатит — 1,5; сфен — 1,0.

Рис. 20. Обломки полевошпат-кварцевых метасоматитов в дайке гранодиоритов. Штуф полированный

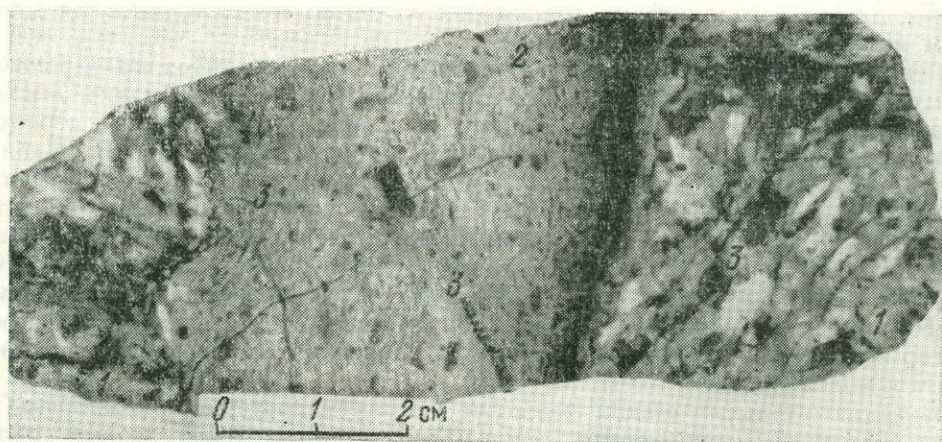
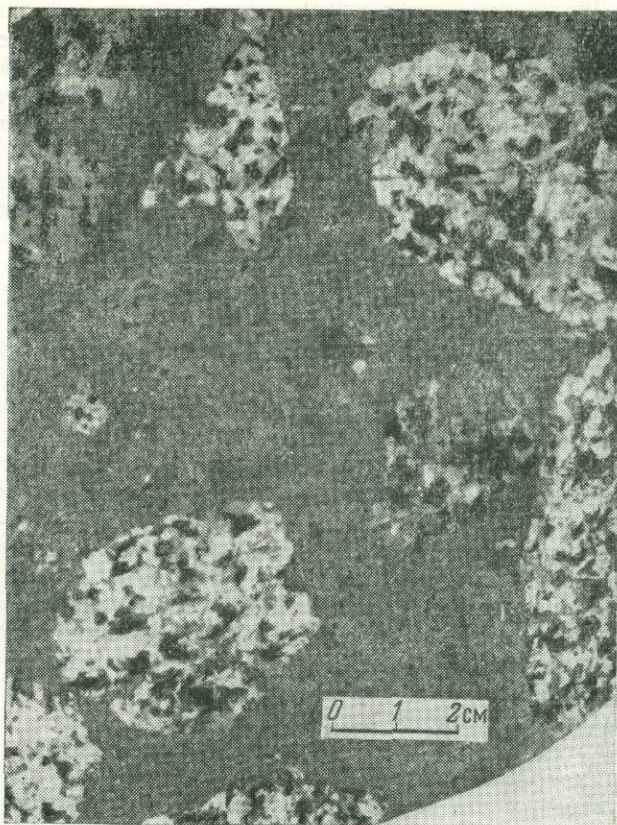


Рис. 21. Монзониты (1) и апофиза дайки гранодиоритов (2) пересечены кварц-халькопиритовыми прожилками (3). Штуф полированный

магнетит и кварц. Для метасоматической роговой обманки в отличие от магматической характерна парагенетическая ассоциация с новообразованными биотитом, хлоритом, магнетитом и кварцем. Минеральные ассоциации внутренних зон метасоматической колонки формируются при высокой активности слабых оснований и низкой — щелочных металлов: $Ро + Мт + Би + Кв$ и $Ро + Хл + Мт + Сер$, $Ро + Мт + Кв$ и $Ро + Хл + Мт$, $Ро + Кв$ и $Ро + Мт$. К участкам распространения роговообманковых метасоматитов приурочены кварц-магнетит-роговообманковые, кварцевые жилы и прожилки, а также кварц-роговообманковые пегматоидные образования. В метасоматитах, жилах и прожилках в ассоциации с роговой обманкой из аксессуарных минералов наблюдаются апатит, ильменит, иногда сфен, а из рудных сопутствующих минералов — халькопирит.

Для турмалин-кварцевых метасоматитов характерно развитие по пироксену и роговой обманке хлорита, магнетита и серицита, по андезину и ортоклазу — альбита, серицита и кварца, по биотиту — хлорита и магнетита. В ассоциации с альбитом, хлоритом и магнетитом наблюдается турмалин. Образование парагенетических ассоциаций внутренних зон метасоматитов происходит при высокой активности натрия и значительном привносе бора: $Ту + Хл + Сер + Сер$ и $Ту + Аб + Хл + Кв$, $Ту + Хл + Кв$, $Ту + Кв$ и $Ту$. В турмалин-кварцевых метасоматитах развиты кварц-турмалиновые, реже турмалиновые и кварцевые жилы и прожилки. Из аксессуарных минералов в гидротермально-метасоматических образованиях наблюдается магнетит, иногда апатит, а из сопутствующих рудных — шеелит и халькопирит.

При образовании эпидот-альбитовых метасоматитов за счет андезина образуются главным образом эпидот и альбит, за счет пироксена и роговой обманки — эпидот, хлорит, магнетит, иногда встречается новообразованный биотит и кварц, по магматическому биотиту развиваются хлорит, магнетит и кварц. Формирование парагенетических ассоциаций внутренних метасоматических зон обусловлено высокой активностью калия и натрия. Парагенезисы этих зон: $Эп + Аб + Мт + Хл$, $Эп + Аб + Хл$ и $Эп + Мт + Аб$, $Эп + Аб$ и $Эп$. В эпидот-альбитовых метасоматитах отмечаются эпидот-альбитовые, эпидотовые, альбитовые, альбит-актинолитовые и кварцевые прожилки. Актинолит в альбит-актинолитовых прожилках является метасоматическим минералом, замещающим роговую обманку.

В процессе формирования биотит-кварцевых метасоматитов по пироксену преимущественно развиваются хлорит и магнетит, по роговой обманке — новообразованный биотит, магнетит, серицит и кварц, по андезину — серицит, по биотиту и ортоклазу — новообразованный биотит, серицит, кварц. Наблюдаются метасоматическое изменение и перекристаллизация роговой обманки и биотита с появлением межзернистых агрегатов новообразованного биотита. Формирование внутренних зон метасоматитов происходит при высокой активности калия. Парагенезисы этих зон представлены: $Би + Мт + Сер + Кв$, $Би + Мт + Кв$, $Би + Кв$ или $Би + Мт$ и $Би$. К биотит-кварцевым метасоматитам приурочены кварц-биотитовые, биотитовые и кварцевые прожилки, в которых отмечаются вкрапления пирита и изредка отдельные зерна халькопирита и молибденита.

В заключительные стадии развития ранних гидротермально-метасоматических формаций формируются кварц-магнетитовые и магнетитовые жилы, прожилки и гнезда. Эти образования пересекаются прожилками халькопирита и молибденита. Наблюдается также выполнение пустот и трещин в магнетите халькопиритом, борнитом и молибденитом.

Для полевошпат-кварцевой рудоносной формации характерно широкое развитие олигоклаз-кварцевых и ортоклазовых метасоматитов. Иногда встречаются альбит-кварцевые метасоматиты. Во внешних зонах пироксен замещается хлоритом, ассоциирующим с магнетитом, реже с серицитом и кварцем. За счет биотита образуется хлорит, а за счет роговой обманки — серицит, хлорит, иногда новообразованный биотит и магнетит. В ряде случаев отмечается частичная деанортизация плагиоклаза. Для внутренних зон метасоматитов устанавливается существенный привнос калия и вынос кремнезема. При высокой активности калия образуются следующие парагенетические минеральные ассоциации: $Or + Kв + Сер$, $Or + Kв$ или Or . При высокой активности натрия во внутренних зонах иногда наблюдается развитие ассоциаций $Ab + Or + Kв$ и $Ab + Kв$. Кварцевая зона для полевошпат-кварцевых метасоматитов, как правило, не характерна. С полевошпат-кварцевыми метасоматитами связаны кварцевые и кварц-ортоклазовые жилы и прожилки. Встречаются единичные кварц-альбитовые прожилки. Главным рудным минералом является молибденит. Он широко развит в жилах и прожилках, а также наблюдается в метасоматитах. Изучение возрастных соотношений между минералами показывает, что молибденит образуется как одновременно с формированием метасоматитов и жил, так и после них. С молибденитом ассоциируют пирит, халькопирит и изредка магнетит.

При образовании метасоматитов кварц-серицитовой рудоносной формации темноцветные минералы замещаются преимущественно серицитом, хлоритом, кварцем и магнетитом. Отмечается перекристаллизация биотита. По андезину развиваются ортоклаз, серицит и кварц или альбит, серицит и кварц. В центральной части метасоматической колонки по ортоклазу и альбиту образуются серицит и кварц. Во внутренних зонах минеральные парагенетические ассоциации следующие: $Or + Пл + Kв + Сер$, $Or + Kв + Сер$ и $Ab + Kв + Сер$, $Kв + Сер$ и $Kв$. При преобразовании ассоциации $Orт + Kв + Сер$ в ассоциацию $Kв + Сер$ частично выносятся калий, а при переходе ассоциации $Ab + Kв + Сер$ в ассоциацию $Kв + Сер$ привносятся калий и выносятся натрий. Характерной и широко развитой зоной описываемых метасоматитов является кварц-серицитовая. К метасоматитам кварц-серицитовой формации приурочены кварцевые и кварц-серицитовые жилы и прожилки. Основным промышленным минералом метасоматитов и жильных образований является халькопирит, который концентрируется как во внутренних, так и во внешних зонах. В ассоциации с ним наблюдаются пирит и иногда молибденит.

К березитовой рудоносной формации относятся гидротермально-метасоматические образования, для метасоматитов которых характерно развитие в парагенетической ассоциации с кварцем и серицитом пирита (первая группа метасоматитов) или карбоната (вторая группа метасоматитов). Во внешних зонах метасоматитов за счет темноцветных минералов образуются хлорит, серицит, кварц, карбонат и пирит. Во внутренних зонах возникают ассоциации: $Kв + Сер + Карб + Пт$, $Kв + Сер + Пт$ или $Kв + Сер + Карб$ и далее $Kв + Сер$ и $Kв$. С метасоматитами первой группы связаны пиритовые и кварц-пиритовые прожилки, а второй группы — свинцово-цинковое оруденение. Галенит и сфалерит, в ассоциации с которыми встречается халькопирит, наблюдаются в виде вкрапленности преимущественно в метасоматических зонах, сложенных $Kв + Сер + Карб + Пт$ и $Kв + Сер + Карб$, в карбонатных и кварц-карбонатных прожилках, а также слагают самостоятельные галенит-сфалеритовые, сфалеритовые и галенитовые прожилки.

Аргиллитовые метасоматиты образуются по монцонитам, а также за счет ранних и рудоносных метасоматитов. Для них характерным является замещение минералов монцонитов, ранних и рудоносных метасоматитов глинистыми минералами, кварцем и серицитом. Их внутренние зоны представлены парагенетическими ассоциациями Кв + Сер + глинистые минералы, Кв + глинистые минералы и в ряде случаев только глинистыми минералами. С глинистыми минералами нередко ассоциирует халцедон. Аргиллиты местами сопровождают прожилки халцедона, а в отдельных участках они сопутствуют кальцитовым прожилкам и прожилковидным образованиям гипса.

Условия формирования гидротермально-метасоматических образований и рудной минерализации

Разнообразие гидротермально-метасоматических образований и избирательная связь с ними оруденения определяются сложным и длительным развитием послемагматических процессов, протекавших на месторождении в специфических физико-механических и физико-химических условиях.

Исследования физико-механических свойств пород, выполненные нами совместно с Ю. А. Розановым, показали, что из интрузивных пород, слагающих массивы, менее устойчивыми к тектоническим нарушениям и более склонными к хрупким деформациям являются монцониты, а из дайковых пород — аплиты (табл. 9). В монцонитах, по которым развиты ранние гидротермально-метасоматические образования, устанавливается резкое уменьшение устойчивости пород к тектоническим нарушениям, повышение их склонности к хрупким деформациям и увеличение пористости (см. табл. 9). Таким образом, массивы монцонитов и особенно их метасоматически измененные участки являются в физико-механическом отношении благоприятной средой для развития рудоносных гидротермально-метасоматических образований. При формировании

Таблица 9

Физико-механические параметры интрузивных пород и метасоматитов

Породы		Объемная масса, г/см ³	Эффективная пористость, %	Модуль упру- гости, 10 ⁸ кгс/см ²	Коэффициент Пуассона
Интрузивные	Монцониты	2,729	0,99	5,83	0,16
	Гранодиориты	2,612	0,86	5,92	0,21
	Гранодиорит-порфиры	2,742	1,19	7,12	0,21
	Аплиты	2,571	1,46	6,22	0,18
Метасоматиты	Ранние	2,680— 2,734	1,34— 2,58	3,92— 5,26	0,17— 0,24
	Рудоносные				
	Полевшпат-кварцевые	2,510	3,86	4,31	0,17
	Кварц-серицитовые	2,745	1,87	4,45	0,19
	Березиты	2,662	1,80	3,60	0,21
	Поздние	2,606	4,30	3,34	0,26

рудоносных гидротермально-метасоматических формаций происходит дальнейшее увеличение склонности пород к хрупким деформациям и их пористости. Это обстоятельство является одним из важных факторов, которые определяют наблюдающееся на месторождении пространственное совмещение разновозрастных гидротермально-метасоматических образований и оруденения.

Данные о физико-химических условиях формирования гидротермально-метасоматических образований и оруденения получены в результате изучения минеральных парагенезисов, особенностей поведения химических элементов при метасоматизме и рудообразовании и газовой-жидких включений.

Анализ парагенетических минеральных ассоциаций разновозрастных формаций позволяет говорить о том, что при формировании ранних гидротермально-метасоматических образований большое значение имеет активность слабых оснований — магния, железа, кальция. Это особенно характерно для рогово-обманковой формации. По мере развития раннего послемагматического процесса активность слабых оснований уменьшается, а щелочных металлов увеличивается: активность натрия возрастает при формировании гидротермально-метасоматических образований турмалин-кварцевой и эпидот-альбитовой формаций, а калия — биотит-кварцевой. Главные минеральные парагенетические ассоциации рудоносных формаций — полевошпат-кварцевой, кварц-серицитовой и березитовой — образуются при высокой активности калия. Максимальная активность этого элемента характерна для ортоклаз-кварцевых метасоматитов полевошпат-кварцевой формации. Для альбит-кварцевых метасоматитов этой формации устанавливается высокая активность натрия.

Результаты исследований привноса-выноса петрогенных элементов в процессе метасоматизма приведены в табл. 10. При формировании ранних метасоматитов происходит привнос слабых оснований (Mg, Mn, Ca, Fe, Ti) и вынос щелочных металлов (K, Na) и кремнезема. Специфические отклонения наблюдаются для биотит-кварцевых и эпидот-альбитовых гидротермально-метасоматических образований. В первом случае отмечается привнос калия, а во втором при формировании альбитовых и альбит-кварцевых прожилков минерализующие растворы обогащены натрием. Для рудоносных метасоматитов характерен привнос калия и кремнезема, а при образовании альбит-кварцевой зоны полевошпат-кварцевых метасоматитов — натрия и кремнезема. Mg, Mn, Fe, Ca и Ti в процессе формирования рудоносных метасоматитов выносятся. При образовании послерудных аргиллизитовых метасоматитов из пород в значительном количестве удаляются как слабые основания, так и щелочные металлы.

Специфическим рудным минералом для роговообманковой формации является сопутствующий халькопирит, а для биотит-кварцевой — молибденит. Основная масса молибденита ассоциирует с гидротермально-метасоматическими образованиями полевошпат-кварцевой, халькопирита — кварц-серицитовой, а сфалерита, галенита и пирита — березитовой формаций, причем сфалерит и галенит характерны для кварц-серицит-карбонатных гидротермально-метасоматических образований, а пирит — для кварц-серицит-пиритовых. Рудные минералы концентрируются преимущественно в жилах, прожилках и во внутренних зонах метасоматитов. Наиболее четко эта закономерность устанавливается для молибденита. Халькопирит нередко накапливается также и во внешних зонах метасоматитов, где ассоциирует с новообразованными темноцветными минералами.

В поведении рудных и малых элементов при формировании разновозрастных гидротермально-метасоматических образований устанавливаются следующие закономерности (табл. 11). В метасоматитах ранних и рудоносных

Ряды миграции петрогенных элементов при образовании метасоматитов

Метасоматиты	Число проб	Привнесенные элементы	Вынесенные элементы
Ранние:			
Роговообманковые	3	$\frac{\text{Fe}}{4,31}, \frac{\text{Mg}}{4,17}, \frac{\text{Mn}}{2,84}, \frac{\text{Ca}}{1,94}, \frac{\text{Ti}}{1,14}$	$\frac{\text{Si}}{0,81}, \frac{\text{Al}}{0,45}, \frac{\text{Na}}{0,3}, \frac{\text{K}}{0,34}$
Турмалин-кварцевые	3	$\frac{\text{Fe}}{2,15}, \frac{\text{Mg}}{1,69}, \frac{\text{Al}}{1,30}, \frac{\text{Mn}}{1,15}$	$\frac{\text{Si}}{0,77}, \frac{\text{Ti}}{0,52}, \frac{\text{Na}}{0,36}, \frac{\text{Ca}}{0,28}, \frac{\text{K}}{0,15}$
Эпидот-альбитовые	3	$\frac{\text{Mn}}{5,15}, \frac{\text{Fe}}{1,72}, \frac{\text{Ca}}{1,64}, \frac{\text{Mg}}{1,62}, \frac{\text{Ti}}{1,23}, \frac{\text{Al}}{1,06}$	$\frac{\text{Na}}{0,86}, \frac{\text{Si}}{0,85}, \frac{\text{K}}{0,58}$
Биотит-кварцевые	4	$\frac{\text{Mg}}{5,15}, \frac{\text{Ti}}{3,41}, \frac{\text{K}}{2,12}, \frac{\text{Mn}}{2,05}, \frac{\text{Fe}}{1,92}$	$\frac{\text{Al}}{0,96}, \frac{\text{Si}}{0,78}, \frac{\text{Na}}{0,29}, \frac{\text{Ca}}{0,25}$
Рудоносные:			
Полевощпат-кварцевые	11	$\frac{\text{K}}{2,13}, \frac{\text{Si}}{1,25}$	$\frac{\text{Al}}{0,60}, \frac{\text{Na}}{0,13}, \frac{\text{Ca}}{0,12}, \frac{\text{Ti}}{0,06}, \frac{\text{Fe}}{0,03}, \frac{\text{Mg}}{0,02}, \frac{\text{Mn}}{0,01}$
Кварц-серицитовые	8	$\frac{\text{K}}{1,69}, \frac{\text{Si}}{1,20}$	$\frac{\text{Al}}{0,98}, \frac{\text{Ti}}{0,80}, \frac{\text{Mg}}{0,45}, \frac{\text{Mn}}{0,26}, \frac{\text{Fe}}{0,19}, \frac{\text{Na}}{0,03}, \frac{\text{Ca}}{0,02}$
Березитовые			
Кварц-серицит-ширитовые	6	$\frac{\text{K}}{1,55}, \frac{\text{Si}}{1,26}, \frac{\text{Al}}{1,02}$	$\frac{\text{Ti}}{0,57}, \frac{\text{Fe}}{0,43}, \frac{\text{Mg}}{0,33}, \frac{\text{Mn}}{0,10}, \frac{\text{Na}}{0,03}, \frac{\text{Ca}}{0,01}$
Кварц-серицит-карбонатные	7	$\frac{\text{Mn}}{1,42}, \frac{\text{Si}}{1,39}, \frac{\text{K}}{1,15}$	$\frac{\text{Al}}{0,72}, \frac{\text{Ti}}{0,56}, \frac{\text{Mg}}{0,39}, \frac{\text{Fe}}{0,34}, \frac{\text{Ca}}{0,24}, \frac{\text{Na}}{0,01}$
Поздние (послерудные):			
Аргиллизитовые	5	$\frac{\text{Al}}{1,10}, \frac{\text{Si}}{1,01}$	$\frac{\text{K}}{0,86}, \frac{\text{Ti}}{0,66}, \frac{\text{Fe}}{0,08}, \frac{\text{Mg}}{0,06}, \frac{\text{Mn}}{0,05}, \frac{\text{Na}}{0,03}, \frac{\text{Ca}}{0,01}$

Примечание. В знаменателе приведено значение коэффициента привноса-выноса элемента, представляющего собой отношение содержания элемента во внутренних зонах метасоматитов к его содержанию в неизмененных монцонитах. Чем больше или меньше единицы этот коэффициент, тем большей миграционной способностью обладает элемент.

формаций отмечается накопление Mo, Cu и Zn. Свинец привносится только при образовании березитов. Наибольшее количество молибдена концентрируется в полевошпат-кварцевых метасоматитах, меди — в кварц-серицитовых, цинка и свинца — в березитовых. Отношение молибдена к меди, цинку и свинцу в полевошпат-кварцевых метасоматитах соответственно равно 1,4; 2,5 и 6,6, в кварц-серицитовых — 0,05; 0,6 и 3,1, в кварц-серицит-пиритовых — 0,1; 0,4 и 1,0 и в кварц-серицит-карбонатных — 0,09; 0,2 и 0,4. Для метасоматитов рудоносных формаций характерным является значительный привнос Mo, W, Sn — элементов, концентрирующихся в магматических дифференциатах кислого и субщелочного состава, а для ранних формаций — привнос Ni, Co, Cr — элементов, накапливающихся в магматических дифференциатах основного — ультраосновного состава. При формировании рудоносных формаций Ni, Co и Cr из пород выносятся. При образовании послерудных аргиллизитовых метасоматитов рудные и малые элементы тоже выносятся. Однако нередко в аргиллизитах определяются большие содержания рудных элементов. Это объясняется наличием в них реликтов рудных минералов, сохранившихся при образовании аргиллизитов по метасоматитам рудоносных формаций, а также высокой сорбционной способностью глинистых минералов, широко развитых во внутренних зонах аргиллизитов [303, 325].

Изучением газово-жидких включений в различных гидротермально-метасоматических образованиях методами микроскопии, термо- и криометрии¹ установлено, что для гидротермально-метасоматических образований ранних формаций характерны газовые включения, содержащие низкокипящие газы типа H₂, N₂, Ar и др., а также многофазовые включения. Из минералов-узников во включениях отмечаются полевой шпат, биотит, магнетит и кристаллики галита. Для рудоносных формаций характерны следующие включения: для полевошпат-кварцевой — трехфазовые с фазой жидкой углекислоты, для кварц-серицитовой — сложные многофазовые с минералами-узниками (сильвин и галит) и для березитовой — двухфазовые газово-жидкие. Главными компонентами растворов включений в минералах рудоносных формаций являются: для полевошпат-кварцевой CO₂ и NaCl, для кварц-серицитовой KCl и NaCl и для березитовой NaCl. Несмотря на то что сфалерит и галенит в кварц-серицит-карбонатных образованиях березитовой формации ассоциируют с карбонатами, в газово-жидких включениях сфалерита и карбоната углекислота не встречена. Наиболее высокая общая минерализация (до 600 г/л и более) установлена во включениях гидротермально-метасоматических образований кварц-серицитовой формации.

Химические анализы показали, что по сравнению с интрузивными породами в гидротермально-метасоматических образованиях, как правило, наблюдается повышенное содержание сульфидной серы, углекислоты, хлора и мышьяка. Из рудоносных метасоматитов сульфидной серой и мышьяком особенно обогащены кварц-серицитовые и березитовые и углекислотой — кварц-серицит-карбонатные. Для кварц-серицит-пиритовых метасоматитов углекислота не характерна.

Гидротермально-метасоматические образования ранних формаций, как показали исследования температуры гомогенизации газово-жидких включений, формировались в интервале температур 440—320° С, а рудоносных 360—110° С (табл. 12).

¹ Главным объектом исследований для гидротермально-метасоматических образований всех формаций являлся кварц и только для кварц-серицит-карбонатных образований березитовой формации — сфалерит и карбонат.

Ряды миграции рудных и малых элементов при образовании метасоматитов

Метасоматиты	Число проб	Привнесенные элементы	Вынесенные элементы
Ранние:			
Роговообманковые	3	$\frac{Zn}{4,58}, \frac{Mo}{4,28}, \frac{Co}{2,85}, \frac{Sn}{2,33}, \frac{Cu}{2,14}, \frac{Ni}{2,08}, \frac{Cr}{1,17}$	$\frac{W}{0,99}, \frac{Pb}{0,97}$
Турмалин-кварцевые	3	$\frac{Sn}{3,33}, \frac{Mo}{2,85}, \frac{Zn}{2,79}, \frac{W}{2,00}, \frac{Ni}{1,58}, \frac{Cu}{1,53}, \frac{Co}{1,52}$	$\frac{Cr}{0,78}, \frac{Pb}{0,36}$
Эпидот-альбитовые	3	$\frac{Zn}{1,99}, \frac{Mo}{1,9}, \frac{Cr}{1,79}, \frac{Ni}{1,19}, \frac{Co}{1,14}$	$\frac{Cu}{0,85}, \frac{W}{0,80}, \frac{Sn}{0,80}, \frac{Pb}{0,71}$
Биотит-кварцевые	4	$\frac{Mo}{7,27}, \frac{Zn}{3,68}, \frac{W}{3,20}, \frac{Sn}{2,33}, \frac{Cu}{1,95}, \frac{Ni}{1,48}, \frac{Co}{1,14}$	$\frac{Cr}{0,94}, \frac{Pb}{0,69}$
Рудоносные:			
Полевошпат-кварцевые	11	$\frac{Mo}{53,4}, \frac{W}{6,00}, \frac{Zn}{1,79}, \frac{Cu}{1,26}, \frac{Sn}{1,13}$	$\frac{Pb}{0,91}, \frac{Cr}{0,39}, \frac{Ni}{0,35}, \frac{Co}{0,14}$
Кварц-серицитовые	8	$\frac{Mo}{21,8}, \frac{Cu}{14,9}, \frac{W}{12,7}, \frac{Zn}{2,99}, \frac{Sn}{2,65}$	$\frac{Pb}{0,80}, \frac{Ni}{0,67}, \frac{Cr}{0,58}, \frac{Co}{0,24}$
Березитовые:			
Кварц-серицит-пиритовые	6	$\frac{Mo}{9,33}, \frac{W}{4,55}, \frac{Cu}{2,80}, \frac{Sn}{2,33}, \frac{Zn}{2,08}, \frac{Pb}{1,07}$	$\frac{Cr}{0,78}, \frac{Ni}{0,66}, \frac{Co}{0,40}$
Кварц-серицит-карбонатные	7	$\frac{Mo}{10,1}, \frac{Zn}{5,0}, \frac{Cu}{4,06}, \frac{Pb}{2,69}, \frac{W}{2,43}, \frac{Sn}{1,01}$	$\frac{Ni}{0,77}, \frac{Cr}{0,64}, \frac{Co}{0,46}$

Смотри примечание к табл. 10.

**Температура формирования гидротермально-метасоматических образований
рудноносных формаций**

Формация	Температура гомогенизации, °С	Главные рудные минералы
Полевшпат-кварцевая	360—250	Молибденит
Кварц-серицитовая	280—180	Халькопирит
Березитовая:		
Кварц-серицит-пиритовые метасоматиты	210—140	Пирит
Кварц-серицит-карбонатные метасоматиты	190—110	Сфалерит и галенит

Изложенный материал позволяет говорить о некоторых особенностях рудоносных растворов, а также о парагенетической связи молибденового оруденения с полевошпат-кварцевой, медного — с кварц-серицитовой, цинкового и свинцового — с березитовой формациями.

Для гидротермальных растворов всех рудоносных формаций характерными компонентами жидкой фазы являются сульфидные формы серы и NaCl. Для рудоносных растворов полевошпат-кварцевой формации присуща высокая активность щелочных металлов, особенно калия, и значительная роль углекислоты. В рудоносных растворах кварц-серицитовой и березитовой формаций активность щелочных металлов уменьшается, при этом в растворах кварц-серицитовой формации возрастает роль хлора и падает значение углекислоты, а в растворах березитовой формации увеличивается значение серы (кварц-серицит-пиритовые образования) и углекислоты (кварц-серицит-карбонатные образования). Кислотность рудоносных растворов кварц-серицитовой и березитовой формаций была более высокой по сравнению с растворами полевошпат-кварцевой формации.

На основании полученных данных о составе и свойствах гидротермальных минерализующих растворов различных рудоносных гидротермально-метасоматических формаций и о связи с каждой из этих формаций строго определенного оруденения следует считать, что миграция рудных компонентов происходила в виде сложных комплексных соединений. Для молибдена наиболее вероятной формой переноса являлись окситомолибдаты, для меди — хлоридные, а для свинца и цинка — хлоридные и хлоридно-карбонатные комплексы; частично медь, свинец и цинк могли переноситься в виде гидросульфидных соединений [101, 173, 246, 298, 320, 339].

Благоприятные условия для осаждения сульфидов молибдена возникали при связывании щелочных металлов и обогащении растворов слабыми основаниями, при увеличении активности сульфидных форм серы, а также при уменьшении парциального давления углекислоты и увеличении концентрации кремнезема, являющегося одним из наиболее важных соосаждателей сульфидов молибдена. Отложение сульфидов меди происходило при нейтрализации минерализующих растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами, а в концентрации сульфидов свинца и цинка кроме этого фактора большую роль играли процессы, обусловившие образование карбонатов, широко развитых в парагенетической ассоциации с галенитом и сфалеритом.

Таким образом, из изложенного материала вытекают следующие выводы.

1. В процессе формирования гидротермально-метасоматических образований ранних формаций создаются благоприятные физико-механические и физико-химические условия для развития в монзонитах рудоносных гидротермально-метасоматических образований и оруденения.

2. Молибденовое оруденение парагенетически связано с полевошпат-кварцевой, медное — с кварц-серицитовой и свинцово-цинковое — с березитовой рудоносными гидротермально-метасоматическими формациями.

3. Изучение парагенетических минеральных ассоциаций, особенностей поведения химических элементов при развитии различных постмагматических процессов и исследование газовой-жидких включений в минералах показали, что для каждого рудного элемента характерны свои специфические условия миграции и концентрации при формировании разновозрастного молибденового, медного и свинцово-цинкового оруденения.

Роль метасоматоза в образовании ртутных месторождений Никитовского рудного поля

На ртутных месторождениях Никитовского рудного поля широко проявился предрудный и рудный метасоматоз. Никитовское рудное поле сложено терригенно-осадочными породами свит S_2^3 — S_2^4 , смятыми в крутую субширотную складку, известную как Главная Донецкая антиклиналь. На большей части рудного поля ртутные руды залегают в мощных пластах существенно кварцевых песчаников (софиевских и первых чегарникских) в приосевой части северного крыла и свода складки — внутрипластовый тип оруденения. Рудные тела представлены согласными с вмещающими породами крупными залежами относительно бедных руд, в пределах которых выделяются небольшие по размеру, но богатые поперечные и продольные жилы, столбы, гнезда и пластообразные зоны. В западной части оруденение локализуется в сланцах и песчаниках в зоне крутопадающего надвига — надвиговый тип оруденения. Рудные тела занимают секущее положение — линзы, жилы, гнезда.

По составу месторождения Никитовского рудного поля относятся к сурьмяно-ртутной (иногда с мышьяком) рудной формации кварц-диккитового минерального типа. Единственным практически интересным минералом является киноварь. Довольно часто, особенно на месторождениях внутрипластового типа, встречаются антимонит, арсенопирит и пирит. Нерудные минералы представлены диккитом, кварцем и карбонатами. Формирование месторождений происходило в определенной последовательности; различные исследователи выделяют от четырех до шести стадий минерализации. Однако на месторождениях отсутствуют четкие критерии выделения разновозрастных качественно различающихся стадий: текстуры руд, в которых бы один агрегат гидротермальных минералов пересекался или цементировался другим, резкое качественное различие состава рудных тел и зон гидротермально измененных пород, резкое качественное различие состава прожилков. На основании этого нами считается, что формирование месторождения происходило в течение единого постепенно и закономерно эволюционирующего процесса, начавшегося с массового окварцевания пород, на фоне которого последовательно, но со значительным перекрытием во времени, отлагались диккит, пирит, арсенопирит, киноварь и антимонит.

Окварцевание, кварцитизация, по В. П. Федорчуку [291], рудовмещающих песчаников проявилось очень широко, хотя и весьма неравномерно. Оно выражалось в постепенном замещении слюдисто-глинистого цемента диккит-кварцевым с небольшим количеством халцедона и пирита. Новообразованный кварц слагал регенерационные каймы вокруг терригенных зерен этого минерала, при разрастании которых образовывалась сливная кварцитовидная порода. Меньшее количество новообразованного кварца, тесно ассоциирующего с диккитом и халцедоном, представлено мелкозернистыми агрегатами, частично замещающими терригенные зерна кварца. Пирит обычно наблюдается в виде отдельных нередко идиоморфных зерен. Крупные выделения пиритового или кварц-пиритового состава, иногда встречающиеся в интенсивно измененных песчаниках, имеют неправильную сферическую, дугообразную и плитообразную форму. Относительно мелкие выделения (до нескольких сантиметров) представлены почти сплошными аллотриоморфнозернистыми агрегатами пирита. Более крупные сферические (до 10 см), дугообразные (размер до 0,7 м) и плитообразные (мощностью до 5 см) скопления состоят из кварцевых зерен, сцементированных пиритом. Особенности нахождения, формы и строения крупных существенно пиритовых выделений не оставляют сомнения в том, что они образовались в процессе собирательной кристаллизации, метасоматически замещая породы.

Сравнение среднего валового состава чегарникских песчаников в различных элементах складчатой структуры показывает, что в процессе окварцевания из песчаников северного крыла и свода складки, где этот процесс проявился наиболее сильно, выносились кремнезем, глинозем и щелочи, а привносились закисное железо, марганец и магний (табл. 13). Одновременно выносились некоторые микроэлементы: олово, цинк, галлий и др., образуя на месторождении ореолы выщелачивания [38]. По-видимому, часть выносимых элементов, например кремнезем и глинозем, в основном отлагалась по трещинам и в зонах дробления в виде кварца и диккита.

Таблица 13

Средние составы первых чегарникских песчаников в южном крыле (а), своде (б) и северном крыле Главной Донецкой антиклинали (в)

Компоненты	Состав, %			Содержание в 100 см ³ породы, г			Привнос-вынос на 100 см ³ породы, г		Привнос-вынос на 100 см ³ породы, %	
	а	б	в	а	б	в	б	в	б	в
SiO ₂	85,40	86,15	82,10	217	210	209,3	-7,0	-7,70	-3,3	-3,5
TiO ₂	0,27	0,31	0,26	0,68	0,75	0,66	+0,07	-0,02	+10,3	-2,9
Al ₂ O ₃	7,08	6,24	5,27	17,84	15,22	13,44	-2,62	-0,40	-14,7	-24,7
Fe ₂ O ₃	0,13	0,30	0,02	0,33	0,73	0,08	+0,40	-0,25	+1212	-75,7
FeO	2,15	2,71	3,78	5,42	6,61	9,49	+1,19	+4,07	+21,9	+75,1
MnO	0,01	0,49	0,05	0,03	1,19	0,13	+1,16	+0,10	+3866	+333
CaO	0,97	0,29	0,12	0,68	0,71	0,31	-0,03	-0,37	-4,4	-54,4
MgO	0,04	0,24	0,49	0,10	0,58	1,25	+0,48	+1,15	+480,0	+1150
K ₂ O	1,23	0,51	0,62	3,10	1,24	1,58	-1,86	-1,52	-60,0	-49,0
Na ₂ O	0,04	0,03	0,06	0,10	0,07	0,15	-0,03	+0,05	-30,0	+50,0
Hg+As+Sb+S+п.п.п.	2,68	2,73	7,23	6,76	6,92	18,45	+0,16	+11,69		
Сумма	100	100	100	252	244	255	+3,49	+17,06		
							-11,51	-14,26		
Плотность, г/см ³	2,52	2,44	2,55							

Несколько иначе изменялись песчаники в процессе рудоотложения. В отдельных случаях около рудных жил также отмечается окварцевание, вызвавшееся

в регенерации обломочных зерен кварца на плоскостях трещин, а иногда и в образовании кварцитовидных пород. Характерна диккитизация, наиболее выраженная на участках интенсивной трещиноватости и дробления. Относясь к обычному минералу рудных жил, в околорудных породах диккит в основном встречается в виде небольших прожилков и налетов на плоскостях трещин, а в массе песчаников образует многочисленные метасоматически замещающие кварц вкрапления.

Заслуживает внимания развитие диккита над прослоями углисто-глинистого материала, которые представляют собой совершенный экран для транспортируемой в растворах ртути. По-видимому, отложив перед ним ртуть, растворы не утратили реакционной способности по отношению к окружающим породам и, просачиваясь через экран, продолжили активную проработку их с выносом кремнезема и глинозема и отложением по трещинам диккита.

Расчет привноса-выноса вещества показывает, что при образовании рудных жил усилился вынос кремнезема из околорудных пород, глинозем же и щелочи не выносились, а, наоборот, привносились. Одновременно продолжался привнос железа, магния, ртути и других компонентов.

Предрудные изменения сланцев и особенно известняков выражены значительно слабее и фиксируются лишь в зонах нарушений. Здесь в сланцах отмечаются прожилки диккита, пирита, карбонатов и кварца; иногда они ороговены и пиритизированы. Известняки в зонах нарушений обычно пронизаны сетью прожилков карбонатов и диккита. Пиритизация сланцев в рудном поле отмечается довольно часто, но мелкая рассеянная вкрапленность пирита, а также желваки и линзы этого минерала в основном имеют эпигенетическое происхождение, хотя не исключено их частичное образование, так же как на других ртутных месторождениях [292], и в процессе гидротермальной проработки пород. Однако вследствие недостатка в гидротермах серы, что отразилось в отложении мышьяка в анионной форме, масштабы гидротермальной пиритизации на Никитовском рудном поле не могли достичь больших размеров.

В рудную стадию минерализации продолжались диккитизация и пиритизация сланцев, в результате приводящие к их некоторому осветлению. Но в общем и в рудную стадию минерализации сланцы оказались более устойчивыми породами при их проработке гидротермальными растворами, чем песчаники.

Рудная стадия на месторождении началась с отложения арсенопирита. Являясь довольно распространенным минералом, арсенопирит встречается, однако, преимущественно в окварцованных и оруденелых песчаниках. Главная масса его представлена микроскопическими вкраплениями величиной до 0,3 мм, рассеянными в кварцевой части этих пород (как в терригенных зернах, так и в цементирующей их кварцевой массе). Форма зерен игольчатая, в поперечном сечении ромбическая. Концы зерен нередко расщеплены. Распространены двойники, тройники и сложные сростки. Все это указывает на отложение арсенопирита в кварце песчаников в процессе метасоматоза. Характерно, что зерна арсенопирита в глинистой части цемента песчаников, так же как и в сланцах, заметно мельче и оформлены хуже; это свидетельствует о том, что эти породы являются менее благоприятной средой для метасоматического образования данного минерала.

Известно, что на ртутных месторождениях преобладающая масса киновари отлагалась путем выполнения пустот. Поэтому вопросам метасоматоза при отложении этого минерала в литературе уделено необоснованно малое внимание. На Никитовском месторождении признаки метасоматоза при отложении

киновари в песчаниках отмечались и ранее. Однако этому процессу не придавалось большого значения, хотя в действительности он иногда играл преобладающую роль в образовании весьма важных пластообразных залежей богатых вкрапленных руд.

Признаки метасоматического образования киновари на Никитовском месторождении наблюдаются даже в некоторых трещинных жилах, массивные агрегаты киновари которых содержат единичные включения циркона — постоянного акцессорного минерала рудовмещающих песчаников. Это определенно свидетельствует о том, что образование рудных трещинных жил сопровождалось почти полным замещением киноварью выполняющего трещины раздробленного материала, что облегчалось его значительно повышенной проницаемостью. Безусловно, метасоматическим путем отложился также часть вкрапленной киновари под экранирующими прослоями углисто-глинистого материала в околожилных песчаниках. На это указывают многочисленные неправильные по форме включения кварца в киновари, весьма извилистые коррозионные контакты между этими минералами, частичное развитие граней на вкрапленниках киновари в песчаниках, а иногда и образование ее типичных метакристаллов.

Но особенно ярко процесс метасоматоза при отложении киновари проявлен в упомянутых пластообразных залежах вкрапленных руд, локализованных под экранирующими прослоями сланцев в первых чегарникских песчаниках в сводовой части складки, а также в продольных жилах, приуроченных к лежащему боку продольных трещин, выполненных глиной трения. Здесь широко представлены крупновкрапленные текстуры с величиной вкраплений до 3—6 мм. Форма этих вкраплений неправильно-изометрическая, но иногда резко удлиненная. При детальном изучении устанавливается, что большинство вкраплений представляет собой недоразвитые ромбоэдрические или призматические метакристаллы. Расчет привноса-выноса вещества показывает, что при образовании крупновкрапленных руд выносилось до 20% общей массы песчаника.

Особого внимания заслуживают встречающиеся в этих же рудных телах своеобразные каймовые текстуры руд, рисунок которых обусловлен отложением киновари вокруг крупных выделений пирита. Интересно, что каймы киновари имеются далеко не у всех выделений пирита и совершенно отсутствуют вокруг выделений этого минерала, «одетых в рубашку» углисто-глинистого материала. Чаще каймы киновари состоят из изолированных отдельных зерен или киноварь слагает цемент песчаника. Иногда кайма представлена сплошной киноварной массой. Характерно, что кайма киновари имеет примерно одинаковую ширину даже вокруг горизонтально залегающих линз пирита, что можно объяснить только более или менее равномерным поступлением раствора со всех сторон к месту кристаллизации киновари. Участие процессов метасоматоза при отложении киновари вокруг выделений пирита является вполне очевидным. Большое значение при этом, по-видимому, принадлежало электрохимическому эффекту на контакте пирита с песчаником.

В сланцах киноварь наблюдается почти исключительно по трещинам и в пустотах тектонических брекчий. Тем не менее и в этих породах возможно метасоматическое отложение минерала. Об этом свидетельствует находка призматических кристаллов киновари в массивных сланцах на горизонте 150 м [220]. Под микроскопом устанавливается, что эти кристаллы имеют весьма неровные очертания и изобилуют по периферии включениями сланцев. Вследствие анизотропии среды эти кристаллы выросли несколько сплюснутыми. При росте они оказывали значительное механическое воздействие на породу, изгибая ее слои.

Антимонит в рудах Никитовского месторождения широко встречается в поперечных и диагональных жилах, реже по трещинкам и в зонах дробления в пределах рудных тел других типов. Характерно отсутствие этого минерала в типичных вкрапленных рудах. Признаков метасоматоза при отложении антимонита нами не обнаружено. Следует отметить, что на месторождениях надвигового типа, где основная масса руд локализуется в сланцах, количество антимонита в рудах вообще резко убывает.

Таким образом, формирование ртутных месторождений Никитовского рудного поля протекало в процессе широкого и разнообразно проявленного метасоматоза, который в определенных геолого-структурных условиях являлся решающим фактором в образовании практически важных залежей богатых вкрапленных руд. Весьма характерным является резко выраженная избирательность в проявлении этого процесса. Наиболее широко и легко он протекал в песчаниках, значительно слабее в сланцах и совсем слабо в известняках. Роль этого процесса при отложении различных рудных минералов также была далеко неодинаковой. Особенно большую роль он играл при отложении пирита и арсенопирита, значительно меньшую при отложении киновари и совсем не проявлялся при отложении антимонита. В общем процессы метасоматоза наиболее сильно проявились в начальные стадии минерализации песчаников. На заключительных стадиях рудоотложения, если они и имели место, то в весьма и весьма ограниченных масштабах.

Явления метасоматоза при формировании Джидинского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье)

Джидинское месторождение, включающее по существу три самостоятельных месторождения — Первомайское штокверковое молибденовое, Инкурское штокверковое вольфрамовое и Холтасонское жильное сульфидно-гюбнеритовое, по богатству и разнообразию руд представляет собой уникальный промышленный объект редкометального оруденения. Месторождение на протяжении многих лет изучалось большим коллективом геологов (И. П. Кушнарев, М. Н. Хулугуров, В. И. Игнатович, Е. П. Малиновский, М. М. Повилайтис, Д. О. Онтоев и др.), что нашло отражение в довольно многочисленных публикациях. Однако практически ни в одной из работ не обсуждался вопрос о метасоматической природе оруденения, хотя признаки метасоматического минералообразования проявлены на месторождении весьма широко и многообразно. Рассмотрение данного вопроса на примере Джидинского месторождения представляет и общий интерес, учитывая непрерывающуюся в геологической литературе дискуссию о метасоматической природе редкометального оруденения.

Джидинское месторождение пространственно связано с Первомайским штоком мезозойских лейкократовых гранитов и гранит-порфиров, внедрившимся в зону контакта каледонских кварцевых диоритов с нижнекембрийской эффузивно-осадочной толщей, и располагается на участке пересечения двух протяженных поясов даек, различных по возрасту и составу. Наблюдается определенная зональность в размещении в пределах месторождения разнотипного оруденения. Молибденовая минерализация преимущественно развита в гранит-порфирах штока, ореол штокверкового вольфрамового оруденения в виде полукольца обрамляет с запада гранитный массив, основная масса жил с сульфидно-гюбнеритовой минерализацией развита еще дальше на запад от

гранитов, однако отдельные жилы прослеживаются и в пределах двух предыдущих зон оруденения.

Перечисленные типы оруденения обнаруживают по существу все признаки различных по формационной принадлежности образований, в других случаях проявляющихся в виде самостоятельных месторождений или рудопроявлений: кварц-молибденитовых, кварц-вольфрамитовых, сульфидно-гюбнеритовых. Формирование их происходило в три самостоятельных разновременных этапа, разделенных периодами проявления внутрирудного магматизма. Временной «разрыв» между этапами составляет по данным восьми определений абсолютного возраста около 10 млн. лет (140 млн. лет молибденового, 132 млн. лет вольфрамового, 123 млн. лет сульфидно-гюбнеритового этапов).

Каждый из этапов, как и в случае самостоятельного проявления, обладает помимо специфической рудной минерализации полным послемагматическим циклом эволюции растворов. Иными словами, наблюдается закономерная смена процессов ранней щелочной стадии (микроклинизация, альбитизация) стадией кислотного выщелачивания (образование кварцевых жил и прожилков, развитие рудной минерализации) и, наконец, поздней щелочной стадией кислотности растворов (фиксирующейся процессами мусковитизации, серицитизации и микроклинизации пород, жил и внутрирудных даек). Ранее подобная закономерность отмечалась нами [73] для сходного по особенностям состава и строения Караобинского молибден-вольфрамового месторождения Казахстана.

Наконец, каждый из этапов характеризуется пространственной обособленностью, спецификой морфологии рудных тел, структуры рудного поля, особенностей взаимосвязи и размещения по отношению к гранитам и рядом других черт строения.

В целом подобная телескопированность, совмещенность в пределах рудного поля разновременных и разнотипных минеральных парагенезисов во многом обусловили метасоматический характер развития большей части рудной и нерудной минерализации. Это подтверждается, в частности, тем, что интенсивность проявления метасоматоза в рудных телах заметно возрастает от первого к третьему этапу, т. е. по мере увеличения количества совмещенных разновременных парагенезисов.

Изучение особенностей строения жил и прожилков месторождения выявляет существенную роль процессов метасоматического замещения как при формировании самих жил и прожилков, так и при развитии минерализации по жильным телам, первоначально сформировавшимся путем выполнения.

Образование ложных жил и прожилков выполнения. Наиболее отчетливые примеры метасоматического способа образования жил и прожилков без какого-либо приоткрывания и выполнения трещин наблюдались нами в пределах Первомайского штоткверка. В большинстве случаев метасоматические жилы и прожилки развиваются по маломощным (до 10 см) дайкам гранитов. Удаётся проследить все последовательные стадии метасоматического замещения даек, начиная от зарождения вдоль зальбандов единичных кристаллов кварца, флюорита, мусковита и др. (рис. 22, а) и их последовательного разрастания внутрь дайки (рис. 22, б) вплоть до полного ее замещения. В результате возникают кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-флюорит-мусковитовые жилы и прожилки, на первый взгляд практически не отличающиеся от жильных тел выполнения. Аналогичные ложные жилы выполнения были охарактеризованы на примере вольфрамовых месторождений Казахстана Д. В. Рундквистом [258].

При значительной мощности даек, измеряемой десятками сантиметров, не происходит полного их замещения, а вдоль контактов даек возникают два

самостоятельных прожилка или жилы. Один зальбанд таких метасоматических жильных тел, совпадающий с контактом дайки, резкий и прямолинейный, а другой на отдельных участках неровный зубчатый (рис. 23), что обусловлено остроугольной формой ромбоэдров метакристаллов кварца. В большей же своей

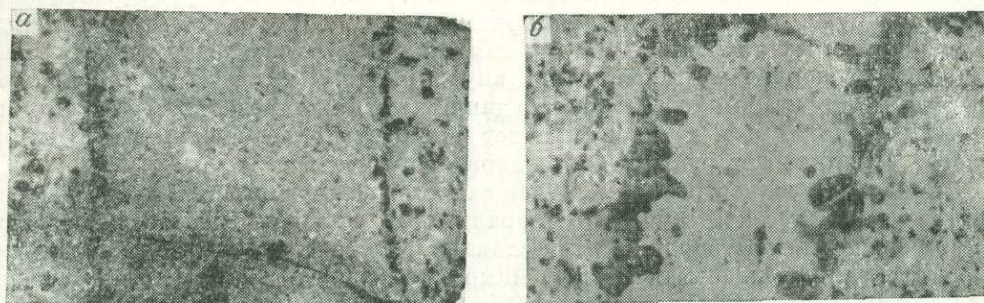


Рис. 22. Две стадии развития ложных жил выполнения по дайкам мелкозернистых гранитов а — зарождение метакристаллов кварца (темноз) вдоль контактов даек; б — разрастание метакристаллов кварца. Полированные образцы. Нат. вел.

части граница визуально представляется достаточно прямолинейной за счет слияния головок метакристаллов кварца с мелкими зернами кварца исходного гранита и выявляется лишь в шлифах и полированных образцах. Сходство

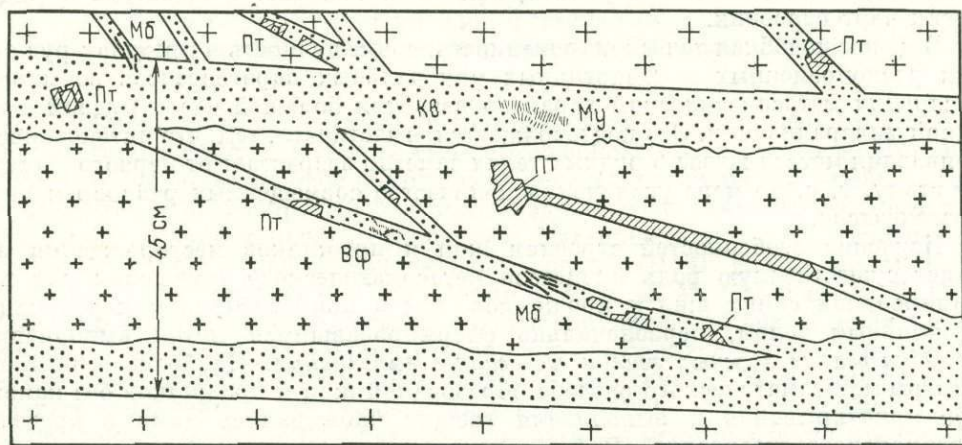


Рис. 23. Кварцевые прожилки, развившиеся метасоматически вдоль зальбандов дайки порфировидных аплитов

таких жил и прожилков с телами выполнения подчеркивается крупнокристаллическим параллельно-шестоватым сложением кварца, его минерализованностью (хотя и незначительной), выдержанностью мощности прожилков и наличием апофиз.

При прослеживании метасоматических прожилков по простиранию иногда удается наблюдать в них реликты незамещенных пород, как правило, интенсивно импрегнированных молибденитом (рис. 24). Выделения молибденита

очень часто наблюдаются также во вмещающих породах по периферии разрастающихся метакристаллов кварца. Причина подобного явления заключается, по-видимому, в переотложении в процессе метасоматического замещения гранитов содержащегося в них акцессорного молибденита.

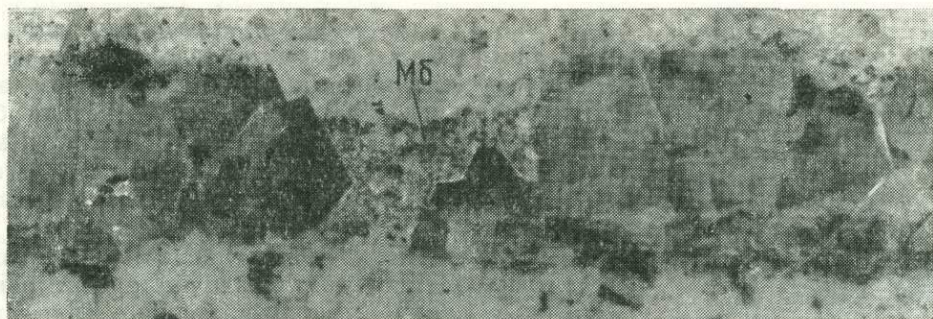
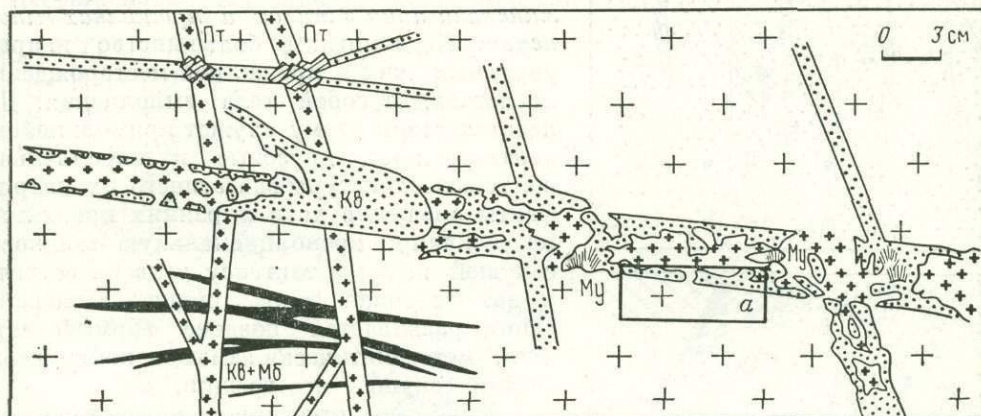


Рис. 24. Прерывистость по простиранию кварцевого прожилка, метасоматически развивающегося по дайке порфиридных аплитов.

Внизу — деталь строения; видны выделения молибденита (Мб) в реликте незамещенной породы. Полированный шлиф. Ув. 2

О достаточно широком распространении на месторождении метасоматических жил и прожилков свидетельствуют часто наблюдающиеся случаи их резкого тупого выклинивания, прерывистости по простиранию, наличия в жилах ксенолитов незамещенных гранитов, контакт которых образован правильно ограниченными головками мелких метакристаллов замещающего их кварца.

Метасоматическая природа жил и прожилков обуславливает возможность существования ложных возрастных взаимоотношений жильных тел. В частности, неоднократно наблюдались примеры ложного пересечения дайками-апофизами гранитного штока кварц-молибденитовых прожилков, развитых в породах кровли. Истинный характер взаимоотношений выявляется в полированных шлифах и шлифах, в которых видно, что на продолжении прожилков в дайке развита полоска интенсивного окварцевания. Если не учитывать

метасоматическую природу части молибденовых прожилков, можно прийти к неправильному выводу и о существовании на месторождении двух разновре-

менных этапов молибденового оруденения, разделенных внутрирудным магматизмом.

Явления метасоматического развития минерализации в жилах и прожилках выполнения. Подавляющее большинство кварцеворудных жил и прожилков месторождения представляют собой тела выполнения. Доказательством этому служат прямолинейные контакты жил, друзовые и параллельношестоватые текстуры слагающего их кварца, факты смещения даек и ранних прожилков на величину, пропорциональную мощности секущей жилы и тангенсу угла их встречи, и др. Основная часть рудной минерализации развивается позднее формирования жил, метасоматически замещая кварц вдоль систем секущих его трещин.

Наиболее отчетливо и многообразно явления метасоматоза проявлены в поздних сульфидно-гюбнеритовых жилах Холтасонского месторождения, представляющих собой сложные, «слоеные» тела с признаками неоднократного наложения разновременных минеральных парагенезисов. Последние образуют прожилковидные обособления, «цементируют» реликты более ранних парагенезисов или нацело замещают их с образованием метасоматических «пробок» (рис. 25). Характерно, что разнотипная минерализация развивается вдоль различно ориентированных систем трещин в кварце. Такое разноплановое размещение устанавливается, в частности, для вольфрамовой и сульфидной минерализации. При этом структурный рисунок размещения сульфидов во всех случаях накладывается на структурный рисунок развития в жилах гюбнерита (рис. 25, б), что свидетельствует об их более позднем формировании. Кварц в пределах таких зон и полос распространения сульфидов перекристаллизован и представлен мелкозернистой массой, отчетливо выделяющейся на фоне крупнокристаллического жильного кварца.

Часто отмечается также развитие сульфидов и гюбнерита в жильном кварце

в виде «цепочек» минералов, двухсторонних «висячих друз», параллельных друз в блоках между субпараллельными системами секущих кварц трещин, «просечек» и отдельных минералов во вмещающих породах на продолжении трещин, контролирующими размещение минерализации в жилах, монокристал-

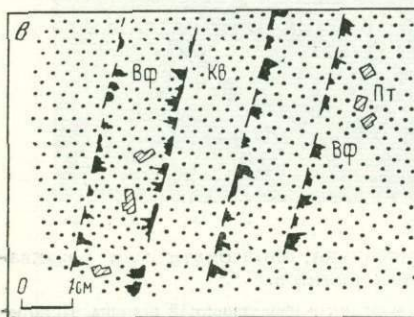
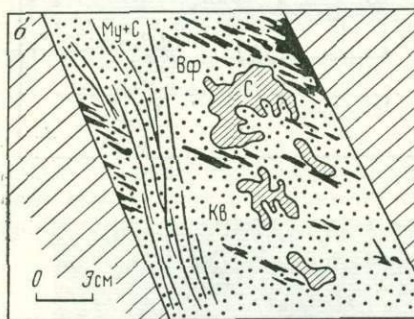
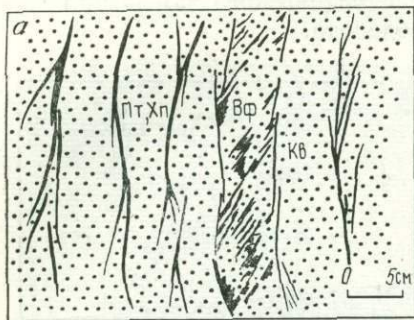


Рис. 25. Примеры метасоматического развития вольфрамовой и сульфидной минерализации в жилах месторождения Холтасон.

а — развитие вольфрамовой минерализации в блоке между субпараллельными трещинами, контролирующими размещение сульфидов; б — приуроченность вольфрамита и сульфидов к различным системам секущих кварц трещин; в — «цепочки» кристаллов вольфрамита в жильном кварце

лов, секущих швы повторного приоткрывания в «слоеных» жилах и др. Подобные особенности развития минерализации свидетельствуют об их метасоматической природе [254].

Не менее отчетливо выявляется метасоматическая природа рудной минерализации и в кварцевых прожилках, слагающих штокверки Инкурский и Первомайский. Признаки метасоматического минералообразования весьма

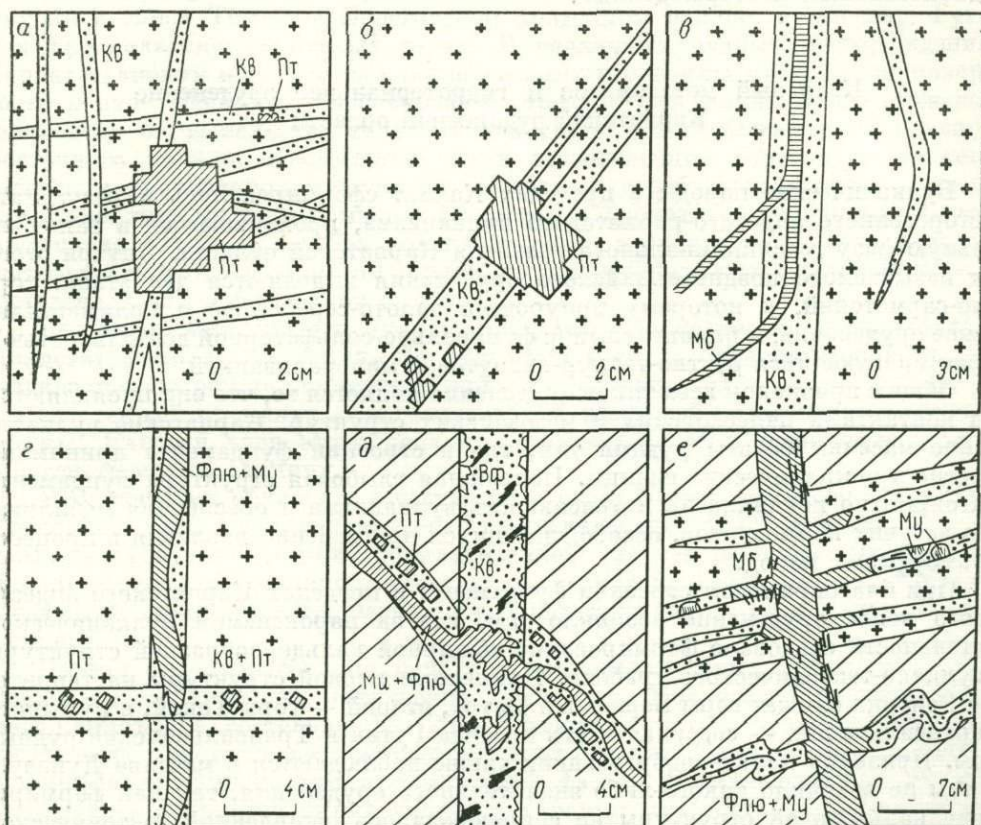


Рис. 26. Признаки метасоматического минералообразования в кварцеворудных прожилках штокверков Первомайского и Инкурского

разнообразны: 1) крупные метакристаллы, разрастающиеся за пределы контактов прожилков во вмещающие породы (рис. 26, а, б); 2) во вмещающие породы «выходят» метасоматические прожилковидные обособления молибденита, пирита и др. (рис. 26, в); 3) метасоматическое развитие минерализации, приводящее к ложным пересечениям прожилков (рис. 26, г, д), «растекание» поздней минерализации в участках пересечений прожилков (рис. 26, е) и др. Метасоматическое развитие молибденита вдоль субпараллельных систем секущих кварц трещин обуславливает характерное полосчатое строение большинства кварц-молибденитовых прожилков Первомайского штокверка.

В целом на основании приведенных данных может быть сделан вывод о широкой роли явлений метасоматоза в процессе минералообразования на

Джидинском месторождении. Учитывая отмеченную сложную, полиформационную природу рассматриваемого месторождения и, как следствие этого, богатство и разнообразие руд, можно также заключить, что интенсивное проявление метасоматоза в кварцеворудных жилах и прожилках является одним из отличительных признаков крупных по запасам месторождений. Подобный вывод подтверждается имеющимися данными по другим полиформационным редкометальным месторождениям.

Калиевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудоносной области

Вулканические породы в пределах Карпат сформировались в результате посторогенного андезито-риолитового вулканизма, проявившегося в заключительную фазу геосинклинального развития Карпатской области. Внутри этого так называемого позднеальпийского оруденения выделяются два этапа: тортоно-сарматский, к которому приурочено золото-серебряное и полиметаллическое оруденение, и плиоценовый (с фумарольно-сульфатарной деятельностью), характеризующийся ртутно-теллур-висмутовой минерализацией.

Общим признаком всех типов оруденения является то, что они проявляются над контактами палеозойских и мезозойских структур. Карпатские вулканические массивы богаты рудами там, где в строении фундамента принимают участие кристаллические сланцы. Подвижная глыбовая структура фундамента благоприятно повлияла на интенсивность вулканизма и обеспечила мобилизацию летучих компонентов, освобождающихся при падении давления в процессе метаморфизма пород.

При благоприятном строении фундамента в пределах Карпатского андезитового пояса оруденение возникло там, где за пароксизмом вулканической деятельности следовало формирование обширной кальдерообразной структуры и вулкано-тектонического грабена. Примерами первой структуры на территории Венгрии служат горы Бержень и Матра, второй — горы Токай, в Румынии, в Трансильвании, — северная часть массива Гутин и Трансильванские рудные горы. Признаки кальдерообразования также наблюдаются в массиве Дуназуг, но там не возникло какого-либо значительного оруденения, так как формирование кальдеровой структуры не сопровождалось оживленной тектонической деятельностью. Однако с интенсивной тектонической деятельностью связано формирование рудных жил месторождения Дьендешороси (горы Матра), гор Токай, а также рудоносных формаций Береговского холмистого района, массива Гутин и Трансильванских рудных гор.

Тортононский и сарматский андезитовый вулканизм в районах проявления оруденения характеризуется значительным вертикальным распространением и различной степенью пропилитизации. Пропилитизированные андезиты представляют собой вмещающую породу рудоносных формаций. Пропилиты характеризуются высоким содержанием калия и представляют собой так называемые калиевые пропилиты, в которых содержание K_2O колеблется в пределах 3—4%. Пропилитизация является важнейшим регионального масштаба дорудным изменением, распространенным в зонах развития минерализации в Карпатах.

За дорудной пропилитизацией в тектонически нарушенных районах Карпатской области последовали дорудные и синхронные с оруденением калиевые метасоматические процессы, которые не проявляются в связи с плиоценовым

ртутно-теллур-висмутовым оруденением. Возникшие таким образом апоандезитовые калиевые трахиты и метасоматиты в отличие от хлороандезитов¹ и пропилитов в значительной степени аккумулируют рассеянные элементы, в первую очередь халькофильные и спутники калия. Распространение калиевых трахитов прямо пропорционально тектонической нарушенности и интенсивности оруденения рассматриваемого района, но обратно пропорционально степени эрозии района. Поэтому калиевые трахиты мало распространены в горах Матра, но широко в горах Токай, в Береговском холмистом районе, в массиве Гутин и в Трансильванских рудных горах. В различных рудных месторождениях Карпат калиевый метасоматоз в вышележащих горизонтах проявлен на поверхности в виде обширных грибообразных ореолов рассеяния. В нижележащих горизонтах он выявляется только в непосредственной близости от Главного Восточного канала. Проявление его в вышележащих горизонтах является надежным индикатором присутствия золото- и серебросодержащего оруденения. Более того, по нашему мнению, в пределах Карпатской рудоносной области оруденение золота и серебра возникает лишь в случае, если тектоническая деятельность в том или другом горном массиве проявлялась с интенсивностью, достаточной для мобилизации калия.

Калиевые метасоматиты (калиевые трахиты) генетически тесно связаны с андезитовыми пропилитами. Из андезитов через хлороандезитовую стадию развивается петрометаллогенетический ряд: ортоандезит — хлороандезит — андезитогенный пропилит — апоандезитовый калиевый метасоматит (калиевый трахит). Каждый член этого ряда представляет собой хорошо определяемую парагенетическую единицу.

В карпатских областях, в частности в горах Токай, проявлена как гипабиссальная, так и субвулканическая пропилитизация [142]. Оба эти типа мы называем субвулканической пропилитизацией, так как разница в их размещении по вертикали составляет всего лишь несколько сотен метров. Различие в развитии пропилитов на разных глубинах отражается на их минеральном составе.

Первая фаза образования наиболее приповерхностных пропилитов представлена хлоритизацией мафических силикатов. Количество хлорита (чаще всего клинохлора) составляет 15—20%. Помимо хлорита в меньшем количестве могут также присутствовать монтмориллонит и иллит. Кальцит также является типоморфным компонентом пропилитовой фации. Возникающий из железосодержащих силикатов пирит является характерным акцессорным компонентом. При продолжительном или сильном воздействии могут быть изменены и плагиоклазы. Плагиоклаз андезитового состава превращается в плагиоклаз альбит-олигоклазового типа, а затем появляется и калиевый полевой шпат (санидин или адуляр) в количестве более 10%. Минералы средней температуры формирования (например, эпидот) в этой зоне отсутствуют.

Несколько сот метров ниже, однако, образуются и так называемые средне-температурные минералы (гипабиссальная пропилитизация Д. С. Коржинского). Типоморфными минералами пропилитов являются щелочной полевой шпат, хлорит, эпидот или эпидот, хлорит и кальцит. Пирит и здесь является акцессорным компонентом.

Из химических анализов табл. 14, а также результатов румынских авторов явствует, что зеленый камень карпатских вулканических горных сооружений является типичным калиевым пропилитом. По сравнению с андезитами

¹ В этом разделе, написанном венгерским автором, сохранена терминология, несколько отличающаяся от общепринятой. — *Прим. ред.*

содержание K_2O увеличивается до 3—4%. Кроме того, увеличиваются и содержания Al_2O_3 , H_2O^+ и H_2O^- . Количество же CaO и Na_2O и степень окисления уменьшаются. Наряду с главными химическими компонентами интересно изменяется состав рассеянных элементов. По сравнению с ортоандезитами в самой пропилитовой породе, как правило, уменьшается содержание сидерофильных (например, никеля) и пегматофильных (особенно хрома) рассеянных элементов, но в отношении некоторых халькофильных элементов наблюдается уже определенное увеличение.

Таблица 14

Средний химический состав вулканитов гор Токай, %

Компоненты	Ортоандезиты	Субвулканические пропилиты	Субвулканические калиевые метасоматиты (калиевые трахиты)
SiO_2	56,22	55,79	63,45
TiO_2	0,85	0,72	1,16
Al_2O_3	16,72	19,98	15,78
Fe_2O_3	4,24	1,71	3,30
FeO	3,30	4,51	0,69
MnO	0,11	0,13	0,05
MgO	2,89	5,64	0,96
CaO	7,88	1,67	1,15
Na_2O	3,33	1,51	1,17
P_2O_5	0,16	0,11	0,06
K_2O	1,03	3,58	10,40
CO_2	0,27	1,56	1,24
H_2O^+	0,33	4,25	1,50
H_2O^-	2,11	1,18	0,64

В золото-серебросодержащих рудоносных зонах Карпат пропилиты в более глубоких горизонтах сопутствуют сульфидам цветных металлов.

Минеральный состав калиевых метасоматитов, развивающихся по калиевым пропилитам, характеризуется преобладанием калиевого полевого шпата (70—85%), представленного триклинным адуляром, образующим псевдоморфозы по плагиоклазу, а в основной массе — моноклинным адуляром. Оптические свойства калиевого полевого шпата в псевдоморфозах промежуточны между свойствами санидина и микроклина, несколько более близки к свойствам микроклина (триклинный адуляр). Псевдоромбоэдрические по поперечному сечению кристаллы, расположенные в основной массе породы, представляют собой адуляры моноклинной системы.

Для химического состава калиевых метасоматитов (калиевых трахитов) характерно большое увеличение по отношению к исходной породе содержания K_2O и степени окисления железа. Одновременно заметно уменьшаются содержания CaO , Na_2O и MgO . Характерно увеличение количества сидерофильных и пегматофильных рассеянных элементов по сравнению с пропилитами, но особенно бросается в глаза рост содержания халькофильных элементов. Содержания некоторых рассеянных элементов коррелируются с содержаниями главных элементов ($Ba - K, V - Fe^{3+}$).

В результате совместного проявления восходящих и нисходящих гипергенных и супергенных процессов возникает четкое зональное распределение оруденения, свидетельствующее о тесной связи между калиевым метасоматозом и оруденением (табл. 15).

**Вертикальные зоны измененных вулканитов, сопровождающих оруденение
в горах Токай**

Измененные вулканиты	Рудные жилы
Оксикальциевые, гидрокальциевые, силикокальциевые, карбокальциевые трахиты	Золото-серебросодержащие охристые жилы Золото-серебросодержащие глинистоминерализованные жилы с кремнистым заполнением
Гидрокальциевые, сульфокальциевые, силикокальциевые трахиты (кальциевые метасоматиты)	Золото-серебросодержащие пиритизированные кварцевые жилы, часто заполненные глинистыми минералами и кремнистым веществом
Апоандезитовые пропилиты	Сульфидные рудные жилы со сфалеритом, галенитом и халькопиритом

К концу кристаллизации андезитов остаточные растворы были кислыми, что подтверждается присутствием в вулканитах в небольшом количестве биотита и апатита. Вероятная температура их формирования, по-видимому, колебалась в пределах 450—375° С. В результате разложения магнезиально-железистых силикатов рН перегретых паров, газов и гидротермальных растворов был постепенно изменен до нейтрального, а затем до щелочного. При этом началось формирование пропилитов с эпидотом (рН = 7), хлоритом и карбонатом в интервале температур 375—250° С (табл. 16).

Таблица 16

**Температуры формирования нерудных минералов жил
месторождения Телкибанья (горы Токай)**

Температура, °С	рН=7			
450				
400	↑	Биотит		
350	Апатит	Серпичит		
300	↓		Эпидот	Адуляр
250			↑	
200	↑		Хлорит	Карбонаты
150	Каолинит		↑	
100		Иллит	Серпичит	
50	↓		Монтмориллонит	
0			↓	↓

Все эти результаты хорошо согласуются с новейшими данными, полученными для температурного режима и условий рН гидротермальных растворов. Согласно им рН гидротермальных растворов при критических и низких температурах находится близко к нейтральным, причем растворы достигают максимальной кислотности при средних значениях температуры. Все это справедливо лишь при условии, если после спада температуры ниже критической гидротермальный раствор долгое время не вступает в какую-либо интенсивную реакцию с вмещающей породой и создается стабильная концентрация ионов Н⁺. Однако в наших случаях с постепенным уменьшением температуры не создается стабильной концентрации ионов Н⁺. В находящемся в критическом состоянии

растворе, вступившем в реакцию с полевыми шпатами вмещающих пород, сильно возрастает концентрация щелочных ионов, прежде всего калия, и это по мере дальнейшего увеличения рН растворов приводит к образованию большой массы адуляра (300—150° С). При этом начинается формирование и рудных минералов. Вследствие появления больших количеств метасоматического адуляра растворы снова становятся нейтральными, а затем слабокислыми. Образовавшийся при этом адуляр серицитизируется, а в результате дальнейшего увеличения кислотности превращается в иллит. Образование серицита и иллита особенно значительно в интервале температур 180—130° С. Вместе с тем это является важным этапом и в процессе образования рудных минералов. По мере увеличения интенсивности водного выщелачивания и с уменьшением значения рН происходят значительная каолинизация, окисление, масштабы которых постепенно возрастают по мере приближения к земной поверхности.

С уменьшением интенсивности восходящей мобилизации веществ нисходящая мобилизация постепенно возрастает. Инфильтрующиеся воды нагреваются по мере увеличения геотермического градиента, что приводит прежде всего к образованию монтмориллонита и значительной концентрации металлов.

В верхнем горизонте наибольшее содержание золота возникло в гидросиликокалиевых трахитах, причем в 100 м ниже по разрезу содержание золота значительно уменьшается и происходит сдвиг металлоносности в сторону серебра. Вдоль жилы уже не во всех случаях наблюдается сильно повышенная концентрация калия. Зато ниже по разрезу (338 м), где содержание золота и серебра понижено и где появляются также свинец и цинк (до сотых долей процента), вмещающие породы местами представлены пропилитами.

Рудоотложение и околожилные изменения на некоторых бериллиевых месторождениях штокверкового типа

Рудоотложение и околожилные изменения внеинтрузивных грейзеновых месторождений характеризуются тем, что при их формировании рудообразующие растворы поступают преимущественно по трещинам и минералы жил образуются как путем кристаллизации в свободном пространстве, так и путем метасоматического замещения. При взаимодействии растворов с боковой породой между ними происходит обмен компонентами. По соотношению привноса и выноса компонентов в жилах и ореолах можно выделить три случая:

1) компонент привносится и в околожилный ореол и в жилу. При грейзенизации стадии выщелачивания, например, таким компонентом оказывается SiO_2 ;

2) противоположный случай — сопряженное отложение, когда в жиле кристаллизуются минералы, сложенные элементами, которые вытесняются из метасоматических пород [9]. Примером этого может служить образование мусковитовых и топазовых прожилков среди мусковит-кварцевых или топаз-кварцевых грейзенов;

3) промежуточный случай, по-видимому, наиболее распространенный, когда одни компоненты привносятся и в жилу и в околожилный ореол, другие же выносятся из боковых пород в жилу.

Сложные взаимоотношения между процессами минералообразования в жилах и околожилных метасоматитах рассмотрены на примере грейзенового месторождения, залегающего среди ультраосновных пород (тальковых сланцев,

серпентинитов), так как в этом случае влияние околожильных процессов выражено особенно резко. Для месторождения типичны берилл-кварц-плаггиоклазовые жилы мощностью 0,3—2 м, имеющие зональное внутреннее строение (рис. 27). В зальбандах жил отмечается маргаритовая оторочка (от 2 до 12 см). Ближе к центру наблюдается андезин-олигоклазовая зона. Центральная наиболее мощная часть жил обычно сложена довольно однородным альбитовым агрегатом крупнозернистой структуры (1,5—2 см), среди которого встречаются отдельные кристаллы и скопления берилла, мусковита и флюорита, достигающие нескольких сантиметров в поперечнике. Для участков жил, значительно обогащенных мусковитом, флюоритом и бериллом, нередко характерно ритмично-полосчатое строение, обусловленное чередованием полос альбита и мусковита. Иногда альбитовый агрегат также имеет полосчатость, которая выражена в чередовании тонкозернистых (сахаровидных) и пластинчатых клевеландитоподобных агрегатов. Иногда мощные зональные жилы значительно обогащены кварцем, образующим линзовидные блоки в центральной части жил. В некоторых случаях кварцем обогащены лишь раздувы жил.

Процесс формирования жил можно подразделить на три стадии, отвечающие волнообразному изменению кислотности-щелочности: кварц-плаггиоклазовую (раннюю щелочную), берилл-флюорит-мусковитовую (кислотную) и адуляр-берtrandит-сульфидную (позднюю щелочную) (рис. 28). Эти стадии отражают эволюцию, а не пульсационное поступление растворов, они не разделены существенными тектоническими подвижками, хотя трещинообразование продолжалось длительно и возможно обособление берилл-флюорит-мусковитовых самостоятельных жил. Мощные жилы сложного строения приурочены главным образом к фланговым частям месторождения, в которых трещиноватость пород выражена меньше, чем в центральных частях. В зонах интенсивной трещиноватости жилы имеют в среднем меньшую мощность и более простой минеральный состав; среди них преобладают берилл-плаггиоклазовые и берилл-флюорит-мусковитовые жилы. Эти жилы разного состава встречаются совместно в пределах единых рудных зон. Их соотношения маскируются интенсивным пострудным дроблением.

Ширина околожильных ореолов 0,5—5 м. Сложены они преимущественно тремолит-гальковыми и флогопитовыми породами с флюоритом и отличаются своеобразной зональностью (табл. 17), без тенденции к мономинеральности.

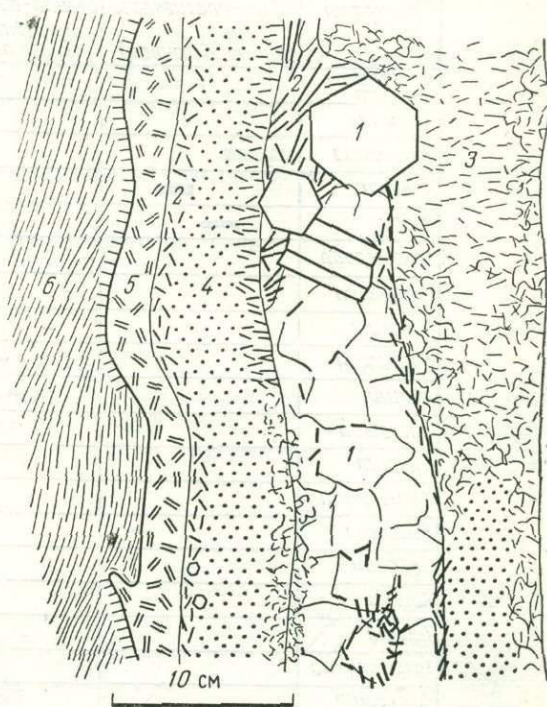


Рис. 27. Зональное строение краевой части альбитовой жилы. Зарисовка стенки карьера.

1 — берилл; 2 — мусковит; 3 — альбит; 4 — олигоклаз;
5 — маргарит; 6 — флогопитовый слюдит

При наличии околожильных изменений среди серпентинитов внешняя тремолит-талльковая зона имеет сравнительно небольшую ширину, редко более 0,5 м. Однако значительная часть тремолит-талльковых сланцев возникла по серпентинитам в результате процессов дорудного метаморфизма и служит

Минералы	С т а д и я		
	Кварц-плагиоклаз- вая (ранняя щелочная)	Берилл-флюорит- мусковитовая (кислотная)	Адуляр-берtrandит- сульфидная (поздняя щелочная)
Флогопит- биотит		—	
Турмалин		—	
Плагиоклаз	■		
Альбит	■		
Кварц	■		
Хризоберилл		-	
Бромеллит		-	
Фенакит		-	
Маргарит		- .	
Берилл		■	
Мусковит		■	
Фуксит		-	
Молибденит		-	
Флюорит	■		■
Апатит			■
Адуляр			■
Пирит			■
Халькопирит			■
Сфалерит			■
Хлорит			■
Пренит			■
Берtrandит			■
Бавенит			■

Рис. 28. Последовательность минералообразования в жилах и прожилках

исходной породой для околожильной грейзенизации. Наиболее широкая метасоматическая зона сложена светло-серой породой, которая состоит из мелко-чешуйчатого талька, игольчатого тремолита (реже актинолита) и вкрапленности флогопита. Переход от третьей зоны к четвертой нередко происходит постепенно через зону промежуточного тремолит-талль-флогопитового состава. Почти мономинеральная флогопитовая порода имеет серовато-бурый цвет и неравномернозернистую структуру.

Состав внутренних зон, примыкающих к жиле, различается в зависимости от состава жильного выполнения. Для контактов кварц-плагиоклазовых жил характерны узкие зоны флюорит-флогопитового состава. Флогопит в них часто имеет шестоватую структуру с ориентировкой пластинок перпендикулярно

Минеральный состав околожилльных пород среди серпентинитов

Зона	Мощность	Минеральный состав
1	Вмещающие породы — серпентинит	Антигорит, тремолит
2	До 0,5—1 м	Тальк (70—95%), тремолит (5—30%)
3	До 1—2 м	Тальк (65—85%), тремолит (5—25%). Флогопит (5—10%)
4	0,3—0,8 м	Флогопит (98%), флюорит (2%)
5	1—3 см	Флогопит (70%), флюорит (30%)
	(около плагиоклазовых жил)	
	0,5—1 м	Флогопит (85—90%), флюорит (2—5%), фуксит (8—10%)
	(около мусковитовых жил)	
	0,5—2 см	Фуксит (90%), флюорит (10%)
	(около мусковитовых жил)	

к контакту. Флюорит образует ксеноморфные выделения, выполняющие промежутки между пластинками флогопита. Граница флюорит-флогопитовой зоны с почти мономинеральной флогопитовой зоной часто нечеткая. Содержание флюорита при удалении от жилы убывает постепенно на протяжении 10—15 см.

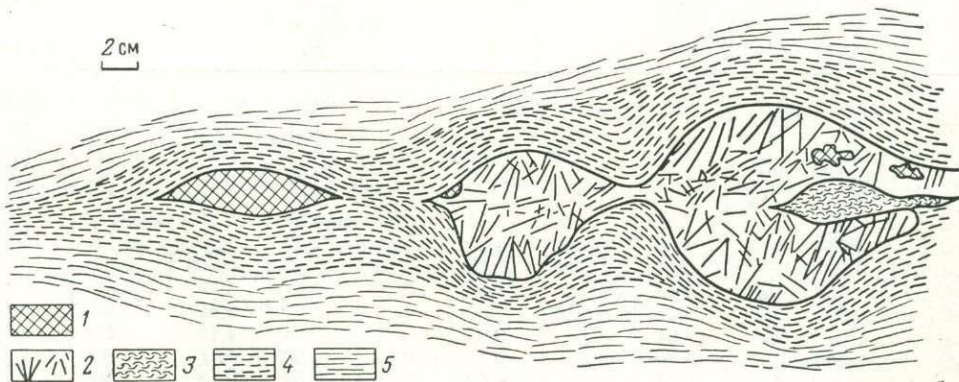


Рис. 29. Разлинованная (будинированная) флюорит-мусковитовая жила. Зарисовка штуфа. 1 — флюорит; 2 — мусковит; 3 — мелкочешуйчатый фуксит; 4 — красновато-коричневая флогопитовая порода; 5 — зеленовато-серая флогопитовая порода

Внутренние зоны около берилл-флюорит-мусковитовых жил имеют иной состав. Во внутренней части флогопитовой зоны флогопит резко меняет свой состав (рис. 29), зеленовато-серый флогопит — $(K_{0,87}Na_{0,13}Ca_{0,01})_{1,01}(Mg_{2,47} \times Fe_{0,27}^{2+}Li_{0,14} \cdot Fe_{0,03}^{2+}Al_{0,05}Cr_{0,02}Mn_{0,01}Ti_{0,01})_{3,00}[Al_{0,99}Si_{3,01}O_{10}] \cdot [OH_{1,26}F_{0,74}] \times 0,17H_2O$ сменяется красновато-коричневым литиевым флогопитом — $(K_{0,90}Na_{0,05}Ca_{0,02}Rb_{0,02})_{0,99}(Mg_{1,78}Fe_{0,46}^{2+}Al_{0,32}Li_{0,32}Mn_{0,02}Ti_{0,02})_{2,92}[Al_{0,99} \times Si_{3,01}O_{10}][F_{1,04}OH_{0,96}] \cdot 0,14H_2O$, относительно обогащенным также железом и алюминием. (Формулы слюд рассчитаны по данным полных химических

анализов на сумму зарядов, равную 22.) Среди красновато-коричневого флогопита появляется вкрапленность флюорита, а также фуксита в виде отдельных пластинок 2—5 мм длиной и небольших скоплений, равномерно рассеянных среди флогопитовой породы. Непосредственно к жиле примыкает почти мономинеральная фукситовая зона, ширина которой редко превышает 1 см.

Околожилный метасоматоз сопровождается значительными преобразованиями химического состава пород (табл. 18). Поведение кремнезема отличается во внешних и внутренних зонах ореолов. При переходе от серпентинита к тремолит-тальковой зоне порода заметно обогащается кремнеземом. В противоположность этому при переходе от тремолит-тальковой зоны к флогопитовой и затем к флюорит-флогопитовой наблюдается интенсивный вынос кремнезема. В первом случае этот вынос связан с замещением талька и тремолита флогопитом — минералом, более бедным кремнеземом, а во втором — с вытеснением флогопита флюоритом. Происходит значительный привнос глинозема почти на всем протяжении околожильного ореола среди тальковых сланцев и серпентинитов. Некоторый его вынос происходит лишь в узкой внутренней зоне при замещении флогопита флюоритом. Как и следовало ожидать, интенсивному выносу подвергается магний, поскольку его содержание в исходных породах весьма высокое.

Таблица 18

Химический состав вмещающих и метасоматических пород

Компоненты	Серпентинит	Тальковый сланец	Тремолит-талек-флогопитовая порода	Флогопитовые породы			Флюорит-флогопитовая порода	Маргарит-плагиоклазовый альбанс жилы	Фуксит-флогопитовая порода	Фукситовая порода
				43,62	41,74	41,02				
SiO ₂	42,41	54,80	52,50	43,62	41,74	41,02	32,94	43,82	42,73	46,00
TiO ₂	0,26	0,094	0,074	0,071	0,13	0,18	0,15	0,073	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,03	0,09	0,26	0,11	0,19	0,18	0,02	0,28
Al ₂ O ₃	4,38	3,25	4,84	9,68	12,20	14,67	11,88	32,36	20,00	23,23
Cr ₂ O ₃	0,16	0,46	0,33	0,34	0,33	0,12	0,08	0,005	0,18	0,16
Fe ₂ O ₃	0,49	0,87	0,51	1,12	0,57	0,54	Не обн.	0,19	0,57	1,20
FeO	5,96	3,88	4,20	4,44	4,54	5,15	4,29	1,00	4,22	2,05
MnO	0,13	0,055	0,11	0,069	0,12	0,20	0,15	0,039	0,21	0,15
MgO	33,35	26,62	24,66	23,39	22,95	20,29	16,11	2,75	13,69	9,51
CaO	0,98	0,79	3,52	Не обн.	0,30	0,30	14,22	8,43	1,90	1,68
Na ₂ O	0,07	0,84	0,91	0,44	0,95	0,83	0,44	4,15	0,40	0,56
K ₂ O	0,04	2,79	3,80	9,46	9,43	9,92	7,93	1,56	10,00	9,25
Li ₂ O	—	0,094	0,14	0,39	0,49	0,78	0,59	0,48	0,90	0,85
F	—	0,82	1,17	2,53	3,25	2,26	10,30	1,44	3,53	2,66
H ₂ O	0,36	0,18	0,16	0,18	0,26	0,18	0,14	0,16	0,76	0,26
П. п. п. (H ₂ O ⁺)	10,78	4,29	3,58	4,76	3,33	3,88	4,77	3,55	3,80	3,89
Σ'	—	99,91	100,53	100,58	100,85	100,43	104,18	100,15	103,07	101,88
O = F ₂	—	-0,34	-0,49	-1,46	-1,36	-0,95	-4,33	-0,59	-1,48	-1,12
Σ	99,46	99,57	100,04	99,52	99,49	99,48	99,85	99,56	101,59	100,76
Уд. вес	2,72	2,84	2,90	2,86	2,89	2,90	2,94	2,84	2,88	2,875

Примечание. Аналитики Г. Н. Авдеева, Р. И. Яшина, А. И. Коломникова, К. А. Твердохлебова, В. И. Юрченкова.

Количество кальция в исходных породах непостоянно. В сланцах, обогащенных тремолитом, содержание CaO достигает 3,5—4,5%, и тогда образование флогопитовой зоны связано с почти полным выносом кальция. Резкое возрастание содержания кальция отмечается лишь в самой внутренней зоне, обогащенной флюоритом, около плагиоклазовых жил, но ее ширина незначительна, и этот скачок мало влияет на общий баланс элемента. Содержание натрия в породах невелико и лишь немного возрастает с приближением к жиле. Зато интенсивно привносятся калий, а также литий. Как это вообще характерно для грейзенового процесса, привносится фтор, который концентрируется во флогопите. Его содержание резко увеличивается в узкой приконтактной зоне около плагиоклазовых жил в связи с появлением в ней большого количества флюорита. Около мусковитовых жил, наоборот, содержание фтора несколько уменьшается, так как фуксит, образующий внутреннюю зону, менее богат фтором, чем флогопит.

Ход процессов минералообразования с учетом околожильного метасоматоза схематически представляется следующим образом (рис. 30). Поступление грейзенизирующих растворов по системе трещин вызвало оталькование и слабую флогопитизацию серпентинитов. В результате растворы были обогащены магнием и обеднены кремнием и калием, т. е. произошла их десиликация.

Дальнейшее приоткрывание трещин обусловило их выполнение плагиоклазом и кварцем. Первоначальное появление плагиоклаза вместо кварца, альбита и калиевого полевого шпата, вообще более типичных в качестве ранних минералов для жил грейзеновых месторождений, объясняется десиликацией растворов и увеличением в них активности оснований (кальция и алюминия по сравнению с кремнием) вследствие кислотно-основного взаимодействия.

Дальнейшее развитие околожильного метасоматоза привело к тому, что непосредственно около жилы возникли флогопитовые породы, не столь контрастные по отношению к растворам, и это замедлило их дальнейшее взаимодействие с боковыми породами. В сочетании с понижением температуры и соответствующим увеличением степени диссоциации летучих компонентов произошло увеличение кислотности растворов, что обусловило альбитизацию плагиоклаза, а затем развитие берилл-флюорит-мусковитовой минеральной

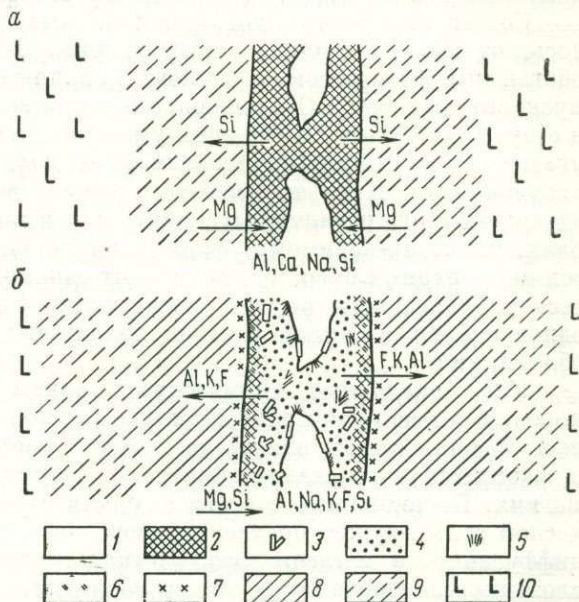


Рис. 30. Схема взаимосвязи минералообразования в жильном выполнении и околожильного метасоматоза:

а — ранние стадии, б — поздние стадии.
 1 — кварц; 2 — плагиоклаз; 3 — берилл; 4 — альбит; 5 — мусковит; 6 — маргарит; 7 — флюорит; 8 — флогопитовая порода; 9 — тальковая порода; 10 — серпентинит

ассоциации. Образование бериллиевых минералов (хризоберилла, бромеллита, фенакита, берилла) происходило в начале кислотной стадии и предшествовало мусковитизации полевого шпата. Метасоматические оторочки бериллиевого маргарита на контакте плагиоклаза и флогопитовой породы, по-видимому, сопряжены с альбитизацией плагиоклаза, в процессе которой происходило высвобождение кальция и алюминия. Приуроченность маргарита к контактовым зонам жил объясняется тем, что именно в этих зонах основность растворов повышается в наибольшей мере в результате околожильного взаимодействия.

Состав внутренних зон околожильных ореолов зависит, как уже говорилось, от состава жильного выполнения. Экзоконтакты плагиоклазовых жил обогащены флюоритом, а фуксит появляется только в контактах флюорит-мусковитовых жил. Обогащенность кальцием контактов плагиоклазовых жил и отсутствие такого обогащения у контактов жил, не содержащих плагиоклаза, указывают на формирование этих метасоматических зон после выполнения жил плагиоклазом. Характер развития фукситовой зоны свидетельствует в пользу одновременного развития мусковита как в жилах, так и в околожильных ореолах, т. е., по-видимому, формирование внутренних, примыкающих к жиле зон околорудных ореолов происходит одновременно с проявлением метасоматического замещения внутри самих жил. Бериллиевые минералы возникают одновременно в жилах и в околожильных флюорит-флогопитовых породах вблизи жил.

Как показывают химические анализы мономинеральных флогопитовых пород, а также оптические свойства флогопита, во внешних зонах околожильных ореолов состав слюды изменяется постепенно, с приближением к жиле в флогопите возрастает содержание алюминия и лития и убывает количество магния. Переменность состава слюды в пределах одной и той же метасоматической зоны служит подтверждением того, что эти зоны явились результатом диффузионного метасоматоза. Четкая граница между двумя зонами, которые сложены флогопитами несколько различного состава, свидетельствует в пользу того, что внутренние зоны формировались в результате инфильтрационного, а не диффузионного метасоматоза. Именно среди коричневого литиевого флогопита вкрапленность берилла отмечается в наибольшем количестве.

В околожильных ореолах, таким образом, наблюдается сочетание инфильтрационных и диффузионных явлений. При этом последние распространены более широко и определяют зональность внешней части ореолов. Внутренние зоны тех же ореолов могут формироваться в условиях инфильтрационного метасоматоза. Ширина этих зон в 10—20 раз меньше общей ширины ореола, поэтому пропитывание растворами всей мощности ореола обуславливает их многократное просачивание через внутренние зоны. Именно с этим связана приуроченность вкрапленности берилла только к узким зонам метасоматических пород, располагающихся в непосредственном экзоконтакте жил.

Примеры месторождений, в которых бериллиевое оруденение сосредоточено в штокерковых залежах с маломощными прожилками и околожильными ореолами, разобраны ранее [154, 155].

Соотношение между мощностью жилы и околожильного ореола в штокерковых зонах за пределами гранитных массивов составляет в среднем 1 : 4 для прожилков и 1 : 1 для более крупных жил. Метасоматические околожильные породы среди алюмосиликатных вмещающих толщ приблизительно на $1/10$ — $1/6$ по числу атомов сложены привнесенными компонентами. Таким образом, примерно от $1/10$ до $1/2$ или даже $2/3$ привнесенного растворами вещества откладывается в составе метасоматических ореолов.

В штокверковых залежах с малоомощными околожильными ореолами бериллиевая минерализация их внутренних зон возникает за счет инфильтрации фронта растворов не перпендикулярно к контактам прожилков, а по падению. Наши наблюдения и данные других исследователей [254] свидетельствуют, что на глубине 2—4 км, соответствующей формированию грейзеновых месторождений, приоткрывающиеся трещины относительно быстро выполнялись кварцем или полевым шпатом, по которым затем путем метасоматического замещения образовались рудные, в том числе и бериллиевые, минералы. Временная последовательность образования околожильных изменений и выполнения трещин в некоторой степени зависит от размера жилы. Крупные жилы формируются длительное время, околожильные изменения не прекращаются после выполнения трещин. Более простые соотношения наблюдаются при формировании малоомощных прожилков.

На основе изучения ряда бериллиевых месторождений можно сделать вывод, что преобладающая часть бериллиевого оруденения среди алюмосиликатных вмещающих пород сосредоточена в прожилках и жилах, где берилл или фенакит не кристаллизуются в открытой трещине, а замещают минералы (полевые шпаты, кварц), ранее выполнявшие ее объем. Это замещение происходит под воздействием растворов, продолжающих просачиваться вдоль прожилков по межзерновым порам. Преимущественная приуроченность бериллиевой минерализации к жилам и прожилкам находится в соответствии с положением Д. С. Коржинского [146] о более интенсивном выделении из раствора пересыщающих его компонентов при инфильтрационном процессе, чем при диффузионном. Возникновению пересыщенных растворов помимо других факторов в разбираемых случаях способствует взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами, сопровождающееся развитием околожильных изменений.

Разобранные примеры показывают, что в отложении бериллия и формировании бериллиевых руд гипабиссальных месторождений ведущую роль играют процессы инфильтрационного метасоматоза при подчиненном значении диффузионных явлений и выполнения открытых полостей. С приближением к поверхности (в субвулканических условиях) относительно большую роль начинает играть свободная кристаллизация бериллиевых минералов в открытых трещинах, что отмечается на некоторых флюорит-бертрандит-фенакитовых месторождениях.

Геологические особенности и минеральные парагенезисы апатит-магнетитовых пород и карбонатитов Центрального массива на Турьем полуострове

Проявления щелочного магматизма на Турьем полуострове, известные еще с начала этого столетия, неоднократно привлекали внимание исследователей своим необычным характером [19, 20, 129, 333]. Однако на большей части территории Турьего полуострова (за исключением береговой полосы) из-за слабой обнаженности и наличия мощного покрова моренных отложений щелочные породы были изучены недостаточно. Лишь в последние годы в результате детальных геологических исследований с применением геофизических методов геологами Северо-Западного геологического управления были получены новые данные, значительно расширившие и изменившие существовавшие ранее представления о геологии щелочных пород этого полуострова.

В 1966—1967 гг. по данным наземных геофизических исследований была составлена геолого-геофизическая карта полуострова, на территории которого выделены пять массивов ультраосновных и щелочных пород общей площадью около 40 км² (Центральный, Летнегорский, Южный, Горноозерский, Кузново-локский) и ряд небольших сателлитов [76]. Все массивы являются разрозненными выходами на поверхность современного эрозионного среза единой крупной интрузии щелочных ультраосновных пород и карбонатитов.

Геологические работы, проведенные в последующие годы на площади наиболее крупного центрального массива (20 км²), выявили его зональное строение: краевая зона массива сложена щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, а внутренняя часть — мелилитовыми породами (турьяитами) и пироксенитами с заключенными в них телами оливинитов. Особый интерес представляет выявленное в центре массива мощное карбонатитовое ядро, внутри которого и в окружающих его щелочно-ультраосновных породах встречены многочисленные тела существенно апатит-магнетитовых пород. Кроме центрального ядра карбонатиты образуют жилеобразные и линзовидные тела во внешних частях массива, а также в прилегающих к нему сателлитах.

Апатит-магнетитовые породы. В последние годы при геологическом изучении и экономической оценке щелочно-ультраосновных массивов наряду с карбонатитами большое внимание уделяется серии своеобразных существенно апатитовых и магнетитовых пород, представляющих большую практическую ценность не только как комплексные руды на железо и фосфор, но в ряде случаев также на редкие металлы — тантал, ниобий и цирконий.

Как и во многих других массивах, апатит-магнетитовые породы Центрального массива тесно ассоциируют с карбонатитами. Среди существенно апатит-магнетитовых пород массива выделяются три разновидности, различающиеся по вещественному составу и характеру аксессуарной редкометальной минерализации (табл. 19). Породы первых двух разновидностей обычно встречаются совместно и слагают вытянутые линзовидные тела мощностью до 100—150 м и протяженностью до 450 м, располагающиеся среди нефелин-пироксеновых пород и карбонатитов. Преобладают форстерит-магнетитовые породы с переменным количеством апатита (I разновидность) и апатит-магнетитовые породы, содержащие флогопит, диопсид и кальцит (II разновидность). Характерный аксессуарный минерал I разновидности пород — бадделейт. Породы II разновидности тесно ассоциируют с диопсидовыми и форстеритовыми карбонатитами и развиваются в результате кальцитизации более ранних форстерит-магнетито-

Таблица 19

Минеральный состав существенно апатит-магнетитовых пород

Разновидность пород	Главные минералы	Аксессуары редкометалльные минералы
I	Форстерит, магнетит, апатит	Бадделейт
II	Апатит, магнетит, флогопит, диопсид, кальцит	Бадделейт, кальцитит
III	Апатит, магнетит, тетраферрифлогопит, кальцит	Гатчеттолит, ильменит, циркон

вых и апатит-форстерит-магнетитовых пород. В качестве аксессуарных минералов в них присутствуют бадделейт и кальцитрит — минерал, характерный также и для диоксидовых и форстеритовых карбонатов.

Породы III разновидности слагают многочисленные участки и блоки размером от первых метров до десятков метров, заключенные среди карбонатов в центральном ядре массива. Кроме апатита и магнетита они содержат тетраферрифлогопит и кальцит, а также аксессуарные — гатчеттолит, ильменит и циркон. Породы ассоциируют с поздними кальцитовыми карбонатами, содержащими тетраферрифлогопит, ильменит, циркон и гатчеттолит и, вероятно, развиваются в результате поздней кальцитизации рассмотренных выше парагенезисов апатит-магнетитовых пород.

Количественные соотношения минералов в выделенных разновидностях пород существенно изменяются как в результате локального обогащения отдельных участков апатитом, магнетитом, флогопитом или тетраферрифлогопитом, так и вследствие увеличения содержания в породах кальцита, основная масса которого является наложенной в процессе кальцитизации под воздействием последовательных генераций карбонатов.

Химический состав существенно апатит-магнетитовых пород и их главных породообразующих минералов приведен в табл. 20 и 21. Апатит относится к фтор-apatитам. Апатиты из II и III разновидностей пород существенно различаются по содержанию элементов-примесей (табл. 22). Редкие земли в апатите имеют цериевый состав: La 20,25%; Ce 43,65%; Pr 6,30%; Nd 21,55%; Sm 3,50%; Eu 0,65%; Gd 2,80%; Dy 1,12%; Er 0,18%.

В отличие от известного Ковдорского месторождения апатит-магнетитовых пород, на котором преобладает малотитанистый магнетит с содержанием TiO_2 около 1%, а титанистый магнетит встречается лишь в кальцитизированных рудах, содержащих тетраферрифлогопит и клиногумит, во всех трех разновидностях апатит-магнетитовых пород Центрального массива магнетит характеризуется повышенным содержанием титана. Содержание магния и алюминия в магнетите из апатит-магнетитовых пород Центрального массива в среднем ниже, чем в магнетитах из Ковдорского массива, однако в обоих массивах магнетит из форстерит-магнетитовых пород отличается более высоким содержанием магния и алюминия по сравнению с магнетитами из кальцитизированных разновидностей этих пород. В магнетите из III разновидности существенно апатит-магнетитовых пород Центрального массива установлены повышенные количества ванадия (в среднем 0,54% V_2O_5), значительно превосходящие содержание этого элемента в магнетите из ранних парагенезисов апатит-магнетитовых пород. Содержания редких и других элементов-примесей в магнетите из апатит-магнетитовых пород Центрального массива приведены в табл. 23.

Для II и III разновидностей апатит-магнетитовых пород характерно присутствие значительных количеств слюды. Во II разновидности пород слюда представлена маложелезистым флогопитом (см. табл. 21, анализ 6), в III разновидности пород присутствует тетраферрифлогопит (см. табл. 21, анализ 7), отличающийся повышенным количеством окисного железа, которое входит в кристаллическую структуру минерала, изоморфно замещая глинозем и располагаясь таким образом в тетраэдрических позициях. Характерной особенностью II разновидности пород является присутствие пироксена, имеющего состав, близкий к диоксиду (см. табл. 21, анализ 7).

Как уже отмечалось, выделенные разновидности апатит-магнетитовых пород существенно различаются по характеру редкометалльной минерализации.

Химический состав существенно апатит-магнетитовых пород Центрального массива, %

Компо- ненты	I разновид- ность	II разновидность						III разновидность				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	14,53	8,20	8,80	9,20	12,71	13,40	24,20	5,60	5,80	8,55	10,30	21,20
TiO ₂	2,91	3,25	3,00	3,30	2,03	2,65	1,95	2,55	3,30	3,33	3,32	0,93
Al ₂ O ₃	1,51	1,80	2,87	1,20	3,00	1,40	3,65	0,80	1,00	2,98	1,20	4,00
Fe ₂ O ₃	29,96	31,44	33,66	29,48	28,49	23,44	14,77	34,76	40,44	37,23	39,57	24,60
FeO	15,08	17,54	15,44	16,59	12,08	13,36	9,76	17,53	20,69	21,19	20,54	13,36
MnO	0,56	0,45	0,74	0,47	0,43	0,37	0,28	0,25	0,35	0,15	0,37	0,10
MgO	17,92	5,27	7,22	6,55	6,50	6,13	10,56	4,26	3,64	5,52	5,67	12,36
CaO	7,88	17,11	16,82	17,94	23,68	22,26	19,75	18,02	13,52	9,82	9,71	8,87
SrO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,12
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—
Na ₂ O	0,22	0,33	0,42	0,30	0,50	0,37	0,72	0,20	0,26	0,68	0,64	0,24
K ₂ O	0,43	0,11	1,49	0,77	0,99	3,87	1,81	0,94	0,68	1,16	1,06	4,86
P ₂ O ₅	3,47	5,40	2,49	4,40	4,36	9,50	6,15	3,92	6,37	5,39	5,22	4,87
CO ₂	3,50	7,07	6,48	8,30	4,30	4,56	4,56	9,95	3,66	1,56	1,32	2,09
SO ₃ ; S	0,47	0,08	0,17	0,21	He обн.	0,03	0,04	0,41	0,33	0,51	0,21	0,13
H ₂ O ⁺	1,98	1,97	0,70	1,80	0,33	1,47	1,28	0,67	0,01	0,69	0,94	1,71
H ₂ O ⁻	—	He обн.	He обн.	0,08	He обн.	0,12	0,01	0,21	0,31	—	0,10	0,21
F	0,08	0,16	0,13	0,14	0,33	0,17	0,12	—	—	0,71	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—
Σ'	100,50	100,18	100,43	100,73	99,73	100,10	99,61	—	—	99,77	—	—
O = F ₂	-0,03	-0,07	-0,05	-0,06	-0,14	-0,07	-0,05	—	—	-0,27	—	—
Σ	100,47	100,11	100,38	100,67	99,59	100,03	99,56	100,07	100,36	99,50	100,17	99,65

Примечание. Анализы 1, 3, 5, 10 выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ аналитиками В. Н. Архангельской, Т. И. Мачихиной, В. Д. Богомоловой, Р. И. Косой, остальные анализы — в ЦХЛ СЗТГУ.

1 — форстерит-магнетитовая порода с апатитом и кальцитом, скв. 23, гл. 183,5 м; 2-7 — апатит-магнетитовые породы с диопсидом, флогопитом и кальцитом скв. 14; 8-12 — апатит-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом и кальцитом, скв. 2 и 3.

Химический состав главных породообразующих минералов разновидностей существенно апатит-магнетитовых пород, %

Компоненты	Магнетит			Апатит		Флогопит	Тетраферри-флогопит	Диоксид
	I разновидность пород	II	III	II	III	II	III	II
	1	2 *	3 **	4	5	6	7	8
SiO ₂	1,18	0,03	0,22	0,28	0,32	40,03	40,52	52,18
TiO ₂	6,06	6,01	4,32	He обн.	0,14	0,47	0,30	0,23
Al ₂ O ₃	2,37	0,61	0,32	0,63	0,65	11,85	6,32	0,81
Fe ₂ O ₃	56,91	63,40	64,53	0,32	0,29	5,32	8,70	4,70
FeO	28,15	26,45	28,56	—	—	2,73	3,45	1,01
MnO	0,69	0,80	0,31	0,01	—	0,12	0,97	0,19
MgO	4,03	2,06	0,65	He обн.	He обн.	24,72	25,33	16,13
CaO	0,66	0,47	0,63	55,24	54,09	He обн.	0,18	23,60
Na ₂ O	—	0,03	0,02	—	—	0,88	0,62	0,59
K ₂ O	—	0,02	0,01	—	—	8,79	9,63	0,06
P ₂ O ₅	—	0,13	0,11	41,63	42,17	0,23	0,38	0,35
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,79	0,50	4,34	3,68	0,70
F	—	—	—	1,26	2,14	—	—	—
Σ'	—	—	—	100,16	100,30	—	—	—
O = F ₂	—	—	—	-0,52	-0,90	—	—	—
Σ	100,05	100,01	99,68	99,64	99,40	99,48	100,08	100,55
Уд. вес		4,70	4,92	3,22	3,13	2,80	2,88	3,32

Примечание. Анализы 1 и 2 выполнены М. А. Мачихиной, 3, 6, 7, 8—Е. А. Клепиковой, 4—Г. Е. Черепивской, 5—Т. Н. Павловой (ИМГРЭ).

* Среднее из трех анализов.

** Среднее из двух анализов.

Содержание элементов-примесей в апатитах из существенно апатит-магнетитовых пород, %

Разновидность пород	SrO	BaO	Sc ₂ O ₃	F
II	0,226 (3)	0,110 (2)	0,0008 (2)	1,26
III	0,50 (2)	—	0,004 (2)	2,14

Примечание. В скобках указано число проанализированных образцов.

Содержание элементов-примесей в магнетитах, %

Разно- видность пород	ZrO ₂	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	NiO	TiO ₂	Sc	Ga	MgO
I	—	—	—	0,16 (8)	0,84 (8)	0,001 (8)	0,02 (8)	7,80 (8)	0,0009 (2)	—	4,70
II	0,0016 (1)	0,0045 (1)	0,001 (1)	0,21 (16)	0,86 (17)	0,0037 (16)	0,02 (19)	4,60 (19)	0,00051 (8)	0,00225 (2)	1,97
III	0,001 (1)	0,005 (2)	0,0003 (1)	0,54 (7)	0,21 (8)	0,02 (7)	0,019 (7)	3,24 (9)	0,00026 (10)	0,00082 (2)	0,80 (7)

Примечания. 1. Ga, ZrO₂, Nb₂O₅, Ta₂O₅—определены химическими анализами, остальные—количественными спектральными.

2. В скобках приведено число проанализированных образцов.

Химический состав редкометалльных минералов апатит-магнетитовых пород, %

Компоненты	Бадделейт	Гатчеттолит			Ильменит		Циркон
SiO ₂	0,48	2,03	—	—	Не обн.	Не обн.	32,84
TiO ₂	0,50	10,05	8,81	8,32	47,09	49,77	0,05
Al ₂ O ₃	Не обн.	1,75	0,20	—	Не обн.	0,50	0,30
Fe ₂ O ₃	0,18	4,87	1,33	4,00	10,72	10,50	0,27
FeO	—	—	—	—	37,35	33,47	—
MnO	Не обн.	0,46	0,45	0,20	1,11	1,59	—
MgO	0,20	0,35	—	—	1,88	3,36	0,09
CaO	0,58	7,73	10,40	7,83	Не обн.	Не обн.	1,46
SrO	Не обн.	1,02	—	—	—	—	—
BaO	—	5,75	4,00	4,40	—	—	—
Na ₂ O	—	0,43	0,73	1,05	—	—	—
K ₂ O	—	Не обн.	0,03	1,00	—	—	—
H ₂ O [±]	0,30	3,98	8,70	6,50	Не обн.	—	0,28
П. п. п.	—	2,06	—	—	—	—	—
F	—	—	0,35	0,10	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0,97	33,82	38,82	40,43	1,14	1,11	0,006
Ta ₂ O ₅	Не обн.	11,34	12,70	14,00	0,34	0,09	0,003
ZrO ₂	96,40	0,78	0,98	0,43	0,03	—	64,44
TR ₂ O ₃	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	Не обн.
UO ₂	—	2,62	8,15	6,64	—	—	—
UO ₃	—	10,75	5,05	4,82	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	0,09	—	—
ThO ₂	—	0,21	—	—	—	—	—
∑'	—	—	100,70	99,72	—	—	—
O=F ₂	—	—	-0,15	-0,04	—	—	—
∑	99,61	100,00	100,55	99,68	99,75	100,39	99,74
Уд. вес	5,80	4,88	4,50	—	4,64	4,70	—

Характерным акцессорным минералом I разновидности пород является бадделейт, к которому в участках ранней кальцитизации (II разновидность пород) добавляется кальцитрит. В III разновидности пород редкометалльные минералы представлены гатчеттолитом, ниобийсодержащим ильменитом и цирконом. Химический состав акцессорных редкометалльных минералов апатит-магнетитовых пород приведен в табл. 24.

Бадделейт образует буровато-коричневые пластинчатые кристаллы и двойниковые сростки. Состав его близок к теоретическому. Кроме компонентов, указанных в табл. 24, рентгеноспектральным анализом в минерале определено 0,13—0,14% Ta_2O_5 , 0,8—0,96% HfO_2 и 0,012—0,035 Sc_2O_3 . Гатчеттолит — уран-танталовая разновидность пирохлора — присутствует в виде мелких октаэдрических кристаллов темно-бурой, часто зональной окраски. По составу он близок к гатчеттолиту из аналогичных пород Ковдорского месторождения, но отличается от последнего более высоким содержанием бария. По данным химических и рентгеноспектральных анализов содержание Ta_2O_5 в гатчеттолите колеблется от 8,1 до 14,0%, содержание Nb_2O_5 — от 31,7 до 40,43%; отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ составляет от 2,9 до 4,14; отношение урана к танталу близко к единице.

Характерным минералом III разновидности апатит-магнетитовых пород является ильменит, содержание которого местами достигает нескольких процентов. В минерале установлена значительная изоморфная примесь марганца, ниобия и тантала (см. табл. 24). Породы также постоянно содержат циркон, образующий дипирамидальные кристаллы желтой окраски.

Приведенные данные показывают, что существенно апатит-магнетитовые породы Центрального массива по вещественному составу и характеру редкометалльной минерализации сходны с породами железорудного комплекса Ковдорского массива. Они имеют своих аналогов и в других подобных массивах (Вуориярви, Себлярви, Арбарастах, Ессей и др.). Геологическая автономность этих пород и наличие у них четко проявленной петрохимической и редкометалльной специализации позволяют выделить рассматриваемую серию пород в качестве особой петрографической и рудной формации — формации редкометалльных **к а м а ф о р и т о в**¹ [253].

Карбонатиты. Среди карбонатитов Центрального массива резко преобладают кальцитовые разновидности, значительно меньше распространены доломитовые карбонатиты. Кальцитовые карбонатиты представлены несколькими разновидностями, которые различаются парагенезисами второстепенных и акцессорных редкометалльных минералов и относятся к различным стадиям карбонатитового процесса (табл. 25). В кальцитовых карбонатитах обнаружены следующие характерные акцессорные редкометалльные минералы: дизаналит, кальцитрит, бадделейт, пирохлор, ниобий-цирконолит, гатчеттолит, ниобийсодержащий ильменит, циркон. Химический состав этих минералов приведен в табл. 26. Выделенные по парагенезисам второстепенных и акцессорных минералов разновидности кальцитовых карбонатитов нередко пространственно разобщены и их краткая характеристика в отдельных случаях дается в предполагаемой возрастной последовательности.

Дизаналит является характерным акцессорным минералом наиболее ранних кальцитовых карбонатитов и связанных с ними зон кальцитизации ийолитов, турьяитов и пироксенитов. Он ассоциирует с форстеритом, диоксид-авгитом,

¹ Термин образован по начальным буквам ведущих породообразующих минералов — **кальцита**, **апатита**, **магнетита** и **форстерита**.

Парагенезисы минералов кальцитовых карбонатитов

Минералы	Парагенезисы минералов			
	Второстепенные	Форстерит, диопсид-авгит, монтичеллит, флогопит, шорломит, апатит, магнетит, нефелин ¹ , мелилит ¹	Форстерит, диопсид, флогопит, апатит, магнетит	Биотит, амфибол, эгирин-авгит, апатит, магнетит, канкринит ¹
Аксессуары	Дизаналит	Кальцитрит, бадделит	Пирохлор, ниобий-цирконолит, циркон	Гатчеттолит, ильменит, циркон

¹ Устойчивые реликтовые минералы вмещающих пород.

флогопитом, шорломитом, апатитом и магнетитом, а также с перекристаллизованными минералами измененных силикатных пород — мелилитом, нефелином и авгитом. Дизаналитовые карбонатиты встречаются среди щелочных пород в периферических частях массива и широко распространены среди турьяитов одного из его северо-западных сателлитов. Дизаналит содержит 5,09—6,08% Nb_2O_5 и 0,63—1,70 Ta_2O_5 ; отношение $Nb_2O_5 : Ta_2O_5$ колеблется от 3,0 до 9,6; содержание редких земель в дизаналите от 5,39 до 11,13%, причем более высокие их содержания отмечаются в дизаналите из кальцитизированных щелочных пород.

Среди карбонатитов, развитых в центральном ядре и прилегающих к нему щелочных породах, наиболее распространены амфибол-биотитовые карбонатиты, содержащие также эгирин-авгит, апатит, магнетит и аксессуарные пирохлор, ниобий-цирконолит и циркон. Пирохлор представлен двумя генерациями. К первой генерации относится темно-бурый пирохлор, содержащий 45,1% Nb_2O_5 и 1,4% Ta_2O_5 , ко второй — желтый пирохлор, содержащий 61,38—68,1% Nb_2O_5 и 0,93—2,3% Ta_2O_5 и приуроченный к участкам актинолитизации карбонатитов. Ниобий-цирконолит содержит 20,4—21,59% Nb_2O_5 ; рентгеноспектральным анализом в минерале обнаружено 0,7% Ta_2O_5 ; 2,9% ThO_2 ; 0,2% Y_2O_3 ; 1,0% U_3O_8 ; 0,22% HfO_2 и 0,0066% Sc_2O_3 . Пирохлор и ниобий-цирконолит распределяются в карбонатитах весьма неравномерно и проявляют тенденцию концентрироваться в участках, обогащенных апатитом.

В карбонатитовом ядре и в окружающих его силикатных породах широко распространены также диопсидовые и форстеритовые карбонатиты, которые ассоциируют с II разновидностью существенно апатит-магнетитовых пород; кроме названных второстепенных минералов они содержат флогопит, апатит и магнетит и аксессуарные кальцитрит и бадделит. Кальцитрит характеризуется присутствием значительной примеси ниобия и тантала; рентгеноспектральным анализом в минерале установлено содержание гафния до 0,98% и скандия до 0,011%.

Наиболее поздние кальцитовые карбонатиты содержат тетраферрифлогопит, апатит, магнетит и аксессуарные гатчеттолит, ильменит и циркон. Эти карбонатиты ассоциируют с III разновидностью апатит-магнетитовых пород.

Химический состав аксессуарных редкометалльных минералов
кальцитовых карбонатов, %

Компоненты	Дизаналит			Кальцит-тит	Пирохлор			Ниобий-цирконолит		Гатчеттолит		Циркон
	1	2	3		4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	1,00	0,41	1,26	—	—	2,20	—	0,37	0,41	—	—	31,13
TiO ₂	47,20	47,90	47,07	15,76	—	5,35	—	22,27	17,88	8,37	7,35	0,08
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0,20	—	Следы	0,30	—	—	—
Fe ₂ O ₃	Не обн.	0,56	1,46	0,74	—	0,50	—	5,07	4,75	—	—	0,38
FeO	3,80	4,00	1,93	—	—	—	—	5,33	10,13	—	—	—
MnO	—	—	—	0,05	—	—	—	0,01	0,02	—	—	—
MgO	—	—	—	0,12	—	—	—	Следы	0,25	—	—	0,05
CaO	33,35	33,48	25,72	12,20	—	15,90	—	9,70	10,71	12,43	13,70	1,75
SrO	—	—	—	—	—	—	2,6	0,08	0,09	—	—	—
Na ₂ O	0,94	0,77	2,92	—	—	5,45	—	0,34	0,61	1,11	1,04	—
K ₂ O	0,08	0,07	0,12	—	—	0,20	—	—	—	0,80	0,79	—
H ₂ O±	—	—	—	—	—	1,97	—	3,53	3,43	—	6,20	0,60
П. п. п.	0,30	0,41	0,70	—	—	2,25	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	4,10	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	5,09	5,57	6,08	4,11	45,1	61,34	68,1	21,52	20,40	45,04	39,74	0,025
Ta ₂ O ₅	1,70	0,65	0,63	0,41	1,4	0,93	2,3	—	0,002	11,06	11,06	0,01
ZrO ₂	Следы	0,27	Не обн.	66,20	—	0,15	—	30,18	29,74	0,48	0,68	65,61
TR ₂ O ₃	5,47	5,39	11,13	—	—	—	—	1,29	1,38	—	—	0,17
UO ₂	—	—	—	—	—	0,51	—	—	—	1,60	6,16	0,08
UO ₃	—	—	—	—	—	0,16	3,8	—	—	8,70	5,00	—
ThO ₂	0,65	0,56	1,15	—	—	—	1,3	—	—	—	—	—
Σ'	—	—	—	—	—	101,21	—	—	—	—	—	—
O=F ₂	—	—	—	—	—	1,72	—	—	—	—	—	—
Σ	99,58	100,04	100,17	99,59	—	99,49	—	99,69	100,10	—	—	99,88
Уд. вес.	4,01	4,063	4,16	5,15	4,48	3,86	—	4,33	4,25	—	—	4,51

Редкометалльные минералы гатчеттолит, ильменит и циркон по составу близки к аналогичным минералам из III разновидности апатит-магнетитовых пород.

Кальцитовые карбонаты во многих участках рассланцованы и актинолитизированы, местами в них наблюдаются маломощные жилы и прожилки доломитовых карбонатов с баритом.

По масштабам развития апатит-магнетитовых пород и карбонатов, разнообразию их петрографических типов и богатству акцессорной редкометалльной минерализации Центральный массив на Турьем полуострове является одним из наиболее интересных объектов в Карело-Кольской карбонатитовой провинции.

Приведенные данные об апатит-магнетитовых породах и карбонатах Центрального массива не только дополняют сведения о геологии и вещественном составе этих пород, но позволяют также проследить ряд общих закономерностей их формирования. К числу общих формационных особенностей апатит-магнетитовых пород следует отнести наблюдаемое в ряде массивов (Ковдорский, Вуориярви, Центральный) закономерное изменение парагенезисов во времени и отчетливую зависимость между характером парагенезисов главных минералов этих пород и их редкометалльной минерализацией. Для этих и других массивов характерен последовательный переход от наиболее ранних форстерит-магнетитовых к апатит-форстерит-магнетитовым и затем к кальцитсодержащим парагенезисам камафоритов. Следует отметить, что изменение вещественного состава камафоритов и их редкометалльной минерализации в значительной степени обусловлено воздействием карбонатов, вызывающих перекристаллизацию и метасоматические преобразования ранних (первичных) камафоритовых парагенезисов. Кальцитизация камафоритов под воздействием карбонатов происходит неоднократно и ее характер меняется на различных стадиях формирования карбонатов. При этом если влияние ранних кальцитовых карбонатов сводится главным образом к перекристаллизации пород и увеличению количества кальцита за счет частичного растворения главных минералов камафоритов, то воздействие поздних кальцитовых карбонатов приводит к значительно более глубоким преобразованиям, сопровождающимся не только полной перестройкой структурно-текстурного облика, но и существенным изменением парагенезисов главных и акцессорных редкометалльных минералов.

Характерный акцессорный редкометалльный минерал камафоритов — бадделейт устойчив в зонах ранней кальцитизации пород. В зонах поздней кальцитизации наряду с развитием тетраферрифлогопита и клиногумита (Ковдор, Вуориярви) и значительным изменением состава главных рудных минералов — апатита и магнетита — появляется характерная ассоциация акцессорных минералов, включающая гатчеттолит, ильменит, циркон и в ряде случаев ниобиевый цирконолит. Бадделейт частично или полностью растворяется, замещаясь новообразованными минералами циркония.

Метасоматиты щелочных массивов Турьего полуострова

Массивы Турьего полуострова резко выделяются среди других подобных интрузивов Кольского полуострова особым тектоническим положением и глубиной формирования. Они приурочены к одной из наиболее активных зон: к грабен-синклинальной (Кандалакшской) структуре древнего заложения,

постоянно (периодически) испытывавшей интенсивные рифтогенные движения в протерозое, палеозое, кайнозое. Массивы принадлежат к субвулканической фации к типу приповерхностных слепых массивов. Как следствие этих факторов: 1) в сложении массивов преобладают представители щелочных петрографических серий (нефелиновые пироксениты, мельтейгиты, ийолиты) при резко второстепенном развитии в них гипербазитов (оливинитов и пироксенитов); 2) зональность внутреннего строения массивов проявлена нечетко, для них характерна пестрота пространственного распределения типов пород; 3) среди интрузивных образований характерны представители жерловой и дайковой фаций (некки и трубки, заполненные эруптивными брекчиями оливиновых мельтейгит-порфиров); 4) карбонатиты и апатит-магнетитовые породы так называемого рудного комплекса в основном приурочены к внутренней части Центрального массива, где образуют мощные вертикальные штоки.

Важной петрогенетической особенностью массивов является необычайно интенсивное развитие в них явлений метасоматоза: при формировании щелочных массивов Турьего полуострова этапы типичной интрузивной деятельности неоднократно сменялись этапами перекристаллизации и изменения первичных пород как типа автometасоматоза, так и наложенного их преобразования.

Признаки проявления метасоматических и автometасоматических процессов устанавливаются во всех сериях горных пород, начиная от наиболее древних. Эти явления составляют единую цепь взаимосвязанных процессов, направление которых подчинено закономерной смене натрового метасоматоза калиевым, затем кальциевым и кальциево-магниевым метасоматозом, сопутствуемых привнесом-выносом в разные стадии ряда других элементов.

В пространственном распределении метасоматитов не выявлено какой-либо закономерности. Особо подчеркнем, что отмеченная ниже цепь последовательно развивавшихся метасоматитов не подразумевает их обязательного наложения друг на друга. Для многих из них обычна пространственная разобщенность.

В цепи преобразования пород внутренних зон массивов наиболее интенсивно явления метасоматоза начали сказываться со времени формирования пород серии нефелиновые пироксениты — мельтейгиты — ийолиты. Эти породы характеризуются крайне неравномерным сложением и составом, пятнисто-такситовыми текстурами с явными признаками замещения в них пироксена зернистыми агрегатами нефелина и резорбции им анхимономинеральных участков породы, которые по составу отвечают пироксенитам. Этот процесс частично «внутримагматической» резорбции и замещения продуктов ранней кристаллизации пород, частично их автometасоматической нефелинизации возможен при высокой химической активности натрия и должен был сопровождаться (при замещении пироксена нефелином) перераспределением в породе магния, а возможно, и его выносом.

Следующим важным звеном в цепи метасоматоза являются процессы мелилитизации (иногда в сочетании с нефелинизацией), особенно отчетливо проявившиеся в резорбции мелилитом пироксенитов с образованием за их счет мелилит-пироксеновых пород типа ункомпагритов. Возможно, что предельным результатом таких замещений является образование пироксеновых и мономинеральных мелилитолитов. Мелилитовые породы в свою очередь метасоматически замещаются гранат-везувиан-кальцитовыми породами (автоскарнами). В них впервые появляются собственно редкометалльные акцессории — ториацит и пирохлор. Позднее и эти новообразованные породы становятся неустойчивыми и, подвергаясь интенсивному метасоматозу, замещаются

крупнозернистыми кальцит-диопсид-роговообманковыми метасоматитами с магнетитом, сульфидами и аксессуарным пироксолом.

Далее наступает этап формирования пород так называемого рудного комплекса, большое петрографическое разнообразие которых определяется вариациями в количественных соотношениях магнетита, апатита, кальцита, слюд, а также текстурными особенностями пород. Чаще всего линзовидные и пластовые тела этих пород заключены среди карбонатитов, резорбируются последними и пересекаются их жилами. В единичных случаях наблюдались жилы пород рудного комплекса среди мельтейгитов.

Карбонатиты также сопровождаются серией метасоматитов. Непосредственно им предшествует кратковременное, но интенсивное замещение большинства горных пород, вмещающих тела карбонатитов, мелкочешуйчатыми биотитовыми и тетраферрифлогопитовыми слюдами и кальцит-слюдистыми породами. Частью эти слюды развиваются и вне пространственной связи с карбонатитами. После их образования первыми в ряду карбонатитов возникают их форстерит-кальцитовые представители. Далее формируются слюдистокальцитовые карбонатиты: сначала разновидности с биотитом и зеленым флогопитом, затем с тетраферрифлогопитом, потом амфибол- и пироксенсодержащие карбонатиты и, наконец, карбонатиты с хлоритом. Последними среди карбонатитов образуются мономинеральные жильные кальцитовые и кальцит-доломитовые разновидности.

Синхронно с развитием метасоматитов внутренних идет метасоматическая сиенитизация вмещающих массивы гранодиоритов и аркозовых и кварцевых песчаников.

Последовательно в четыре главные стадии формируются фениты с разной долей в их составе новообразованных полевых шпатов, эгирина, эккерманнита, арфведсонита и нефелина. Максимальному проявлению метасоматоза отвечает возникновение пироксен-полевошпатовых и нефелиновых фенитов, которое сменяется процессом латераль-секреционного образования в фенитах минеральных жил разного состава, а затем появлением типичных поздних гидротермалитов (тела выполнения) — кварц-карбонатных, карбонат-кварц-флюоритовых и др. В фенитах и их минеральных жилах отмечена разнообразная акцессорная минерализация: лабунцовит, лампрофиллит, нарсарсукиит, эвдиалит и др.

Таким образом, роль процессов метасоматоза в формировании горных пород щелочных массивов Турьего полуострова весьма велика. К сожалению, в настоящее время еще нет достаточного фактического материала, чтобы оценить реальное соотношение явлений метасоматоза и явлений первичной кристаллизации в них минералов путем выполнения свободного пространства (включая как магматическую кристаллизацию, так и гидротермальное отложение минералов в открытых полостях). В отношении карбонатитов из штоков во внутренних зонах Центрального массива этот вопрос скорее может решиться в пользу доминирующего значения явлений метасоматоза, о чем свидетельствуют наличие в карбонатитах многочисленных резорбированных реликтов вмещающих пород и предшествовавшее карбонатитам образование слюдитов. Иным может быть генезис мономинеральных кальцитовых тонкозернистых карбонатитов из даек в фенитах экзоконтактных ореолов. Не исключена их интрузивная природа. Однако мы пока не можем четко определить возрастную позицию этих карбонатитов (часть из них явно древнее даек лампрофиров, часть — моложе, положение других не ясно) и наметить последовательность смены этапа интрузивного этапами гидротермально-метасоматического

формирования карбонатов в ходе каледонского и герцинского щелочного магматизма Турьего полуострова.

Важной особенностью минерального состава магнетитсодержащих пород и карбонатов является присутствие в них характерной ассоциации аксессуарных минералов: пирохлора и его разновидностей, гатчеттолита, дизаналита, циркона, бадделеита, кальцитрита, циркелита, торинита. Другой важной чертой металлоносности пород карбонатитовой серии является обогащенность ранних их представителей магнетитом, а также постоянное присутствие в них апатита. В породах рудного комплекса магнетит является главным породообразующим минералом. Сравнительно невысокие содержания магния, алюминия и титана являются специфическими особенностями его химизма. Эти элементы входят в минерал как в форме изоморфных примесей, так и в виде минеральных фаз — шпинели, ульвита, ильменита. Сопутствующий магнетиту апатит рудоносных пород и карбонатов по химическому составу относится к фторовой разновидности и характеризуется незначительной изоморфной примесью редких земель и стронция.

О структурных особенностях, элементном и фазовом составех титаномагнетитов щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова

Комплексы щелочно-ультраосновных пород и карбонатов на Кольском полуострове известны давно и описаны во многих монографических трудах и отдельных статьях, но наиболее полно в работе коллектива авторов [129].

Большинство массивов относятся к интрузиям центрального типа с характерным для них зональным строением. В общем виде ядерные части массивов сложены породами ранних фаз — оливинитами и пироксенитами, сменяющимися в периферической зоне породами ийолит-мельтейгитовой серии. Комплекс метасоматитов, наиболее проявленный в массивах средних глубин формирования, разнообразен по составу и возникает в последовательности: контактово-реакционные мелилитовые породы, диопсид-флогопитовые породы и слюдиты, рудоносные флогопит-apatит-форстеритовые, апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-магнетитовые породы, карбонаты.

Титаномагнетит в породах щелочно-ультраосновного комплекса является характерным и «сквозным» минералом, встречающимся во всех их типах. В наибольших количествах он устанавливается в оливинитах, пироксенитах, в рудных щелочных пегматитах, в метасоматических кальцит-амфибол-диопсидовых породах, в метасоматических породах так называемого рудного комплекса.

В гипербазитах титаномагнетит является породообразующим минералом, кристаллизующимся позже силикатов с образованием сидеронитовых структур. Здесь он ассоциируется с перовскитом и, как показывают структурные взаимоотношения, выделяется раньше. В грубозернистых, перекристаллизованных оливинитах и пироксенитах титаномагнетит совместно с перовскитом образует гнездообразные скопления, прожилковидные выделения, а также включения в оливине и пироксене.

В щелочных пегматитах, завершающих интрузивный этап формирования массивов, титаномагнетит является одним из главных породообразующих минералов. В наиболее ранних меланократовых типах щелочных пегматитов — рудных пегматитах содержание титаномагнетита составляет 40—50, а в некоторых случаях и 80 объема. %. В этих породах он встречается в парагенезисе с перовскитом, шорломитом, нефелином и пироксеном. В мелкозернистых

зонах рудного пегматита титаномагнетит образует мелкие (0,2—2 мм) зерна, слагая вместе с названными минералами основу породы. В участках перекристаллизации рудных пегматитов крупные (до 5 см и более) кристаллы титаномагнетита располагаются неравномерно в мелкозернистой цементирующей массе, сложенной шорломитом, перовскитом, нефелином, титаномагнетитом ранней генерации; во внутренних частях кристаллов отмечаются включения других минералов — перовскита, пироксена, апатита, флогопита и др.

В кальцит-амфибол-диопсидовых породах, возникших в процессе перекристаллизации и метасоматического замещения крупнозернистых пироксенов и оливинитов, титаномагнетит характеризуется крайне неоднородным распределением, встречается в виде вкраплений в мелкозернистых участках пород и крупных (до 15 см) кристаллов в гигантокристаллических зонах, а также образует гнезда и мономинеральные жилки. В этих породах титаномагнетит представлен несколькими генерациями.

В породах рудного комплекса титаномагнетит наиболее распространен и встречается в виде вкрапленников, скоплений кристаллов, гнездообразных выделений и сплошных жил. Он ассоциирует здесь с форстеритом, апатитом, флогопитом, кальцитом и некоторыми другими минералами. В участках пород с подчиненным развитием титаномагнетита последний выполняет промежутки между зернами форстерита и апатита. В богатых титаномагнетитом участках пород он распределен неравномерно, образует вкрапления, полосы густой вкрапленности, прожилки и сплошные руды с размерами зерен от 2 мм до 10 см в поперечнике.

Титаномагнетит во всех названных породах не является однородным и, как показывают электронно-микроскопическое изучение [192] и исследование образцов в полированных шлифах при больших увеличениях микроскопа (1500×) он состоит из тонко срощившихся минеральных фаз.

Светооптические исследования титаномагнетитов различных генераций и форм с использованием разных увеличений микроскопа позволяют установить определенные закономерности во взаимоотношениях магнетита и минералов продуктов распада твердых растворов и последовательности возникновения разнородных структур. Среди большого разнообразия наблюдавшихся структур могут быть выделены как наиболее распространенные и характерные следующие четыре типа: эмульсионная, микропертитовая, микропегматитовая и решетчатая.

Эмульсионная структура типична для мелкозернистых агрегатов титаномагнетита пород интрузивной серии и обнаруживается при максимальных увеличениях микроскопа (1500×). Данные электронной микроскопии позволяют с уверенностью заключить, что продуктами распада являются магнетит и ульвошпинель. Следует отметить, что фазовое соотношение продуктов распада, рассчитанное по суммарным площадям их развития, сопоставимо с величинами, полученными по пересчету результатов химических анализов этих образцов на соответствующие фазы. Это свидетельствует о том, что в исследуемых титаномагнетитах все химические компоненты распределены по фазам.

Микропертитовая структура устанавливается в тех же титаномагнетитах в виде тонких (от 1 до 5 мк) вrostков преимущественно ильменита, имеющих форму изогнутых волокон и «чечевиц», ориентированных главным образом по (111). Эта структура встречается преимущественно в крупнокристаллических титаномагнетитах щелочных пород и пегматитов и характеризуется тем, что индивиды ильменита имеют клинообразную форму или форму ихтиоглифтов и располагаются отдельными участками. В последних при повороте столика

микроскопа выделения ильменита обнаруживают секционные погасания, согласующиеся с октаэдрическими и кубическими плоскостями кристалла.

Решетчатая структура, свойственная титаномагнетитам крупнозернистых пород, подвергшихся перекристаллизации и автосоматическим преобразованиям, характеризуется закономерной ориентировкой удлиненных (от 0,1 мм до 2—3 см) пластин ильменита с образованием фигур наподобие видманштеттовых.

Помимо структурных сростаний, отмеченных выше, в крупных кристаллах титаномагнетита наблюдаются гипидиоморфные выделения и зернистые скопления ильменита, беспорядочно располагающиеся в массе титаномагнетита. Нередко встречаются также футлярообразные (отрицательные) кристаллы ильменита с хорошо выраженными формами, петельчатые образования и микропрожилки, оторочки ильменита вокруг включений других минералов в титаномагнетите.

Описанные типы структур, нередко наблюдаемые совместно в пределах одного и того же кристалла титаномагнетита и имеющие определенные взаимопереходы, возникли в различное время, но являются генетически сопряженными. Наблюдения над взаимоотношениями различных структур позволяют установить последовательность их возникновения в вышеперечисленном порядке. Так, например, эмульсионная структура, наиболее распространенная в мелкозернистых агрегатах титаномагнетита (первая генерация), вытесняется другими видами структур в крупнокристаллических титаномагнетитах (перекристаллизованных). В местах развития графической, решетчатой и других структур участки с эмульсионной структурой располагаются среди них в виде разрозненных бесформенных «островков», количество которых все более уменьшается вплоть до полного исчезновения в зонах развития структур с крупными выделениями ильменита. Это дает основание полагать, что к категории структур распада твердых растворов среди перечисленных следует отнести лишь эмульсионную. Остальные же структурные взаимоотношения ильменита и магнетита представляют собой результат последующей перегруппировки ранее выделившихся фаз. Этот процесс по своей сущности напоминает собирательную перекристаллизацию минералов.

Распад, сегрегация, укрупнение и видоизменение ранее распавшихся фаз твердого раствора отражают направленное развитие физико-химических условий среды минералообразования, ее стадийность и ступенчатый характер достижения равновесия фаз в системе. О составе фаз и закономерностях их изменения можно судить по табл. 27 и 28. Количественный элементный состав минералов определялся автором на рентгеновском микрозондовом анализаторе MS-46 (фирма «Камека»). Анализ приводимых в таблицах данных и отмеченных структурных взаимоотношений позволяет сделать следующие заключения.

1. По составу титаномагнетиты пород магматической и метасоматической серий существенно отличаются друг от друга. В титаномагнетитах щелочно-ультраосновных пород устанавливается более высокий удельный объем примесей, количество которых закономерно изменяется в последовательном ряду пород, снижаясь до минимума в нерудных пегматитах. В титаномагнетитах первичных пород, не затронутых процессами перекристаллизации и автосоматоза, устанавливается более высокое содержание примесей, при этом максимальное различие в составе титаномагнетитов однотипных пород (первичных и перекристаллизованных) наблюдается в породах поздних серий. Титаномагнетиты пород метасоматической серии также обнаруживают закономерные изменения в составе и представляют собой самостоятельную ветвь эволюции,

Состав титаномагнетитов из различных пород

Компоненты	Оливиниты		Пироксениты		Щелочные рудные пегматиты					Нерудные пегматиты
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Fe	62,68	63,74	62,76	63,68	64,39	68,30	64,51	66,49	66,92	66,95
Mg	1,62	1,28	1,45	1,06	1,03	0,43	0,86	0,76	0,52	0,38
Al	1,10	0,83	1,18	1,06	1,10	0,91	0,95	0,95	0,91	0,83
Ti	5,81	5,57	5,85	5,61	4,93	2,16	5,23	3,44	3,41	3,73
O	28,79	28,58	28,76	28,59	28,55	28,20	28,45	28,39	28,24	28,19
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
FeFe ₂ O ₄	60,8	64,4	62,0	66,2	69,7	87,4	69,6	78,6	80,8	80,5
MgAl ₂ O ₄	2,9	2,2	3,1	2,8	2,9	2,6	2,5	2,5	2,4	2,2
MgFe ₂ O ₄	9,2	7,4	7,6	4,8	4,4	—	3,5	2,7	0,9	—
Fe ₂ TiO ₄	27,1	26,0	27,3	26,2	23,0	10,1	24,4	16,2	15,9	17,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0	100,0	100,0	100,1

Продолжение табл. 27

Компоненты	Кальцит-амфибол-диопсидовые породы	Флогопит-перовскит-магнетитовые руды		Мелилитовые породы	Апатит-форстерит-магнетитовые породы		Карбонатиты	
		12	13		14	15	16	17
Fe	66,93	64,53	64,73	66,69	68,98	67,68	68,59	70,42
Mg	0,55	0,65	0,72	1,25	1,17	0,99	0,87	0,62
Al	1,06	1,44	1,40	1,44	0,91	0,80	1,71	0,53
Ti	3,17	4,86	4,63	2,03	0,60	0,28	0,45	0,41
O	28,71	28,48	28,52	28,62	28,34	29,45	28,38	28,00
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
FeFe ₂ O ₄	81,8	73,5	74	81,8	88,6	91,4	92,7	93,6
MgAl ₂ O ₄	2,2	3,8	3,7	3,8	2,4	2,1	4,5	1,4
MgFe ₂ O ₄	0,6	—	0,7	4,9	6,2	5,2	0,8	3,1
Fe ₂ TiO ₄	14,8	22,7	21,6	9,5	2,8	1,3	2,1	1,9
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,1	100,0

Примечание. 1—13—массив Африканда: 1, 3—из мелкозернистых пород; 2, 4—из крупнозернистых и пегматоидных пород; 5, 7—ранние мелкозернистые генерации; 6, 9—поздние крупнокристаллические генерации; 8—то же, но вблизи ильменитовых выделений; 12—магнетит из мелкозернистых разновидностей руды; 13—то же, из крупнозернистых образований. 14—18—Ковдорский массив: 15, 17—ранние мелкозернистые генерации; 16, 18—более поздние генерации.

Состав продуктов распада титаномагнетитов

Порода	Fe	Mg	Ti	Al	O	Σ	Кристаллохимическая формула	Примечание
Массив Африканда								
Мелкозернистые оливиниты	29,50	3,85	32,92	0,10	33,67	100,0	$(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,23})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из трех анализов, ильменит
Крупнозернистые оливиниты	25,62	6,00	33,80	0,10	34,48	100,0	$(\text{Fe}_{0,65}\text{Mg}_{0,35})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из двух анализов
Мелкозернистый пироксенит	33,00	1,96	32,15	0,15	32,74	100,0	$(\text{Fe}_{0,88}\text{Mg}_{0,12})_{1,0}\text{TiO}_3$	То же
Крупнозернистый пироксенит	24,60	6,56	34,03	<0,10	34,71	100,0	$(\text{Fe}_{0,62}\text{Mg}_{0,38})_{1,0}\text{TiO}_3$	» »
Мелкозернистый пироксенит	48,44	1,10	21,73	0,16	28,87	100,0	$(\text{Fe}_{1,90}\text{Mg}_{0,10})_{2,0}\text{TiO}_4$	Ульвошпинель
Крупнозернистый пироксенит	41,95	4,85	22,77	0,12	30,31	100,0	$(\text{Fe}_{1,58}\text{Mg}_{0,42})_{2,0}\text{TiO}_4$	»
То же	47,70	3,60	16,42	—	32,28	100,0	$(\text{Fe}_{0,23}^{2+}\text{Fe}_{0,99}^{3+}\text{Ti}_{0,51}\text{Mg}_{0,22})_2\text{O}_3$	Ильменито-гематит
Рудный пегматит, мелкозернистая фракция	30,51	3,32	32,71	Следы	33,46	100,0	$(\text{Fe}_{0,80}\text{Mg}_{0,20})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из двух анализов, ильменит
То же, крупнокристаллические выделения	29,55	3,85	32,92	»	33,68	100,0	$(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,23})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из двух анализов
То же, но другой участок	28,26	4,55	33,21	»	33,98	100,0	$(\text{Fe}_{0,73}\text{Mg}_{0,27})_{1,0}\text{TiO}_3$	То же
То же	8,59	12,52	—	36,10	42,79	100,0	$(\text{Fe}_{0,23}\text{Mg}_{0,77})_{1,0}\text{Al}_2\text{O}_4$	Шпинель
Нерудный пегматит	33,90	1,46	31,95	0,12	32,60	100,0	$(\text{Fe}_{0,91}\text{Mg}_{0,09})_{1,0}\text{TiO}_3$	Ильменит
Кальцит-амфибол-диопсидовая порода	48,32	0,99	21,70	0,10	28,89	100,0	$(\text{Fe}_{1,91}\text{Mg}_{0,09})_{2,0}\text{TiO}_4$	Ульвошпинель
Мелкозернистая флогопит-перовскит-магнетитовая руда	47,95	1,22	21,76	0,15	28,92	100,0	$(\text{Fe}_{1,89}\text{Mg}_{0,11})_{2,0}\text{TiO}_4$	»
То же	30,98	2,66	32,80	0,12	33,44	100,0	$(\text{Fe}_{0,84}\text{Mg}_{0,16})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из двух анализов, ильменит
Крупнозернистая флогопит-перовскит-магнетитовая руда	46,64	2,02	21,98	0,10	29,26	100,0	$(\text{Fe}_{1,82}\text{Mg}_{0,18})_{2,0}\text{TiO}_4$	Ульвошпинель
То же	29,55	3,85	32,92	<0,10	33,58	100,0	$(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,23})_{1,0}\text{TiO}_3$	Среднее из двух анализов, ильменит
Ковдорский массив								
Мелилитовая порода	22,87	7,51	34,41	0,17	35,04	100,0	$(\text{Fe}_{0,57}\text{Mg}_{0,43})_{1,0}\text{TiO}_3$	То же
Апатит-форстерит-магнетитовая руда	6,42	13,66	—	36,56	43,36	100,0	$(\text{Fe}_{0,17}\text{Mg}_{0,83})_{1,0}\text{Al}_2\text{O}_4$	Шпинель
Карбонатит	1,17	16,47	—	37,69	44,67	100,0	$(\text{Fe}_{0,03}\text{Mg}_{0,97})_{1,0}\text{Al}_2\text{O}_4$	»

отражающую глубокие различия условий образования этих пород по сравнению с породами магматической серии.

2. Фазовый состав титаномагнетитов неоднороден. Степень неоднородности их возрастает от ранних пород ультраосновной серии к конечным производным. Аналогичное устанавливается при сравнении однотипных пород разного генезиса — первичных и перекристаллизованных. Для мелкозернистых титаномагнетитов первичных интрузивных ультрабазитов характерно присутствие ульвошпинелевой фазы, распределенной относительно однородно в пределах кристалла. Появление вростков ильменита связано с поздними стадиями формирования пород. В породах перекристаллизованных в составе титаномагнетитов помимо ульвошпинели, образующей преимущественно тонкие структуры срастания, характерно присутствие ильменитовых вростков размерами более 2 мк. В составе ильменитов пород ранних интрузивных фаз гейкилитовая составляющая достигает 20% и более, снижается до 10% в ильменитах нерудных пегматитов. Вместе с тем наиболее поздние генерации ильменита и ульвошпинели однотипных пород существенно обогащены магнием. Аналогичное отмечается для ильменитов из различных структурных участков титаномагнетитовых кристаллов (табл. 27, обр. 8—10 и др.). Это свидетельствует о различии условий образования первичных пород и пород перекристаллизованных, а также об эволюции титаномагнетитов в процессе формирования породы и в первую очередь изменении парциального давления кислорода. Такое сопряженное изменение составов титаномагнетита, ульвошпинели и ильменита в процессе перекристаллизации становится понятным, если иметь в виду, что в окислительной обстановке часть Fe^{2+} переходит в Fe^{3+} и фиксируется в собственно магнетитовой фазе, увеличивая ее удельную долю. Высвободившийся Mg из состава магнетита фиксируется в составе ульвошпинели и ильменита.

Еще более убедительным представляется фазовое соответствие в парагенезисах метасоматитов. При переходе от наиболее ранних метасоматитов — мелилитовых пород через апатит-форстерит-магнетитовые породы к поздним образованиям — карбонатитам магнетитовый минал в составе титаномагнетита все более возрастает. Параллельно изменяется состав включений этого минерала. Ильменит в титаномагнетитах мелилитовых пород содержит более 40% гейкилитовой составляющей. В составе магнетитов последующих пород вместо ильменита появляется шпинель, состав которой эволюционирует в сторону убывания железа. Термодинамический анализ отмеченных выше фазовых соответствий показывает выгодность их образования.

3. Из химического и фазового составов и структурных особенностей титаномагнетитов выявляется, что последние являются чуткими индикаторами условий минералообразования. Отмеченные выше данные позволяют выделить три петрогенетических уровня развития процессов минералообразования.

Формирование пород магматической целочной-ультраосновной серии происходило в глубинных (по крайней мере гипабиссальных для массива Африканда) в относительно стабильных высокотемпературных условиях и при недостатке кислорода. Появление тонких структур распада твердого раствора титаномагнетита преимущественно в виде ульвошпинели и их однородное распределение указывают на большой перепад температур и замкнутый характер среды.

Породы грубозернистые, перекристаллизованные и аутометасоматически измененные формировались в широком диапазоне изменения физико-химических условий. Об этом свидетельствуют последовательное развитие и преобразование структур срастания магнетита и выделившихся фаз с направленной эволюцией их состава.

Образование пестрого комплекса метасоматитов, связанных с процессами интенсивных метасоматических преобразований гипербазитов и щелочных пород, происходило в условиях снижения температуры, изменения кислотности-щелочности растворов и повышения их окислительного потенциала. Об этом свидетельствуют направленное изменение состава титаномагнетитов в сторону возрастания содержания Fe^{3+} (собственно магнетитовой составляющей), ограниченное число фаз и их соответствие.

4. Поведение магния в составе титаномагнетита, продуктов распада и последовательно образующихся фаз согласуется с принципом Ле-Шателье (смещения равновесий). В связи с этим используемые в геологической литературе для целей термометрирования диаграммы, построенные на составах сосуществующей пары магнетит — ильменит без учета поведения изоморфных компонентов, не могут однозначно решить вопрос о температуре кристаллизации.

Роль магматических и метасоматических процессов при формировании Ковдорского массива и связанных с ним полезных ископаемых

Массив (площадь 40,5 км²) залегает среди биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов беломорской серии архея, интенсивно фенитизированных в зонах контакта с интрузией. Мощность фенитового кольца наименьшая в северной половине экзоконтактной зоны (0,5—0,7 км) и наибольшая в южной (до 1,5 км).

Формирование массива происходило в три этапа: гипербазитовый, щелочной и карбонатитовый. Кроме того, может быть выделен еще и экзогенный этап.

Гипербазитовый этап

Интрузивные породы

Сопутствующие метасоматиты магматической стадии

I стадия. Оливиниты, рудные оливиниты

Нет

II стадия. Пироксениты

Пироксенизированные оливиниты

Щелочной этап

I стадия. Пироксениты с нефелином (якупирангиты)

Апооливинитовые слюдяно-пироксеновые породы и бурые слюдиты с титаномагнетитом

II стадия. Щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии (мельтейгиты, ийолиты, ийолит-уртиты, турьяиты)

Мелилитизированные и монтичеллитизированные оливиниты и пироксениты. Мелилитовые породы

Карбонатитовый этап

I стадия. а) гранат-амфибол-монтичеллитовые породы с кальцитом, диопсидом;
б) эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты со сфеном, волластонитом.

II стадия. а) флогопит-диопсидовые породы с кальцитом, апатитом; пегматоидные и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы (флогопитовые руды);

- б) апатит-форстеритовые породы, форстерит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые, апатит-кальцит-магнетитовые руды с флогопитом, бадделеитом;
- в) форстерит-кальцитовые, диоксид-кальцитовые карбонатиты с апатитом, магнетитом, бадделеитом.
- III стадия а) гумит-apatит-кальцит-магнетитовые руды с форстеритом, тетраферрифлогопитом, аксессуарной редкометальной минерализацией;
- б) тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонатиты с магнетитом, апатитом, гатчеттолитом, циркелитом.
- IV стадия. а) доломит-форстерит-магнетитовые руды с флогопитом;
- б) доломитовые карбонатиты с магнетитом, цирконом, пироксолом.

Дайковая фация

1. Дайки мельтейгитов, ийолитов, турьяитов (производные щелочного этапа).
2. Внутрирудные дайки полевошпатовых ийолитов, нефелиновых сиенитов (карбонатитового этапа).
3. Дайки посткарбонатитовых нефелинитов, меланефелинитов.

Экзогенный этап

1. Кора выветривания. Вермикулит-сунгулитовые, апатит-штаффелитовые породы (вермикулитовые, гидрофлогопитовые, штаффелитовые руды).
2. Четвертичные отложения (морена, аллювий).

Оливиниты сохранились в неизменном (или слабо измененном) виде лишь в ядре массива на площади около 8 км². В момент внедрения интрузия оливинитов занимала площадь по крайней мере втрое большую (в современном эрозионном срезе). Впоследствии значительная часть оливинитов, прилегающих к интрузиям якупирангитов и ийолитов, была переработана. Однако даже в зонах наиболее интенсивного метасоматоза реликты гипербазитов обнаруживаются довольно часто. Неизменные оливиниты представляют собой однородные темно-серые среднезернистые породы с массивной текстурой и панидиоморфнозернистой структурой. Повсеместно наблюдается мелкая вкрапленность магнетита.

Во внутренних частях ядра массива оконтурены зоны рудных оливинитов, являющихся фациальными разновидностями обычных оливинитов и отличающихся от них повышенным содержанием магнетита. Переходы между фациями расплывчатые. Структура рудных оливинитов сидеронитовая, текстуры массивные или неяснополосчатые. В плане рудные оливиниты образуют полосу северо-западного простирания шириной 200—250 м и протяженностью около 1,5 км. Содержание железа в рудных оливинитах 15—17%, TiO₂ — около 1%. В магнетите постоянно отмечается изоморфная примесь окиси никеля в количестве 0,23—0,33%, а также примеси кобальта и хрома.

Пироксениты образуют два крупных тела, примыкающих к оливинитам с юго-запада и востока. Это обычно крупнозернистые породы, массивные. Их внедрение сопровождалось интенсивной пироксенизацией оливинитов, в результате чего образуются породы переходного состава. Ранее такие переходные разности относили к перидотитам. В настоящее время нет сомнений в их метасоматическом генезисе.

Якупирангиты образуют одну из внешних краевых зон на юге массива, слагающая подковообразное тело длиной около 5 км при мощности в плане 0,6—1,5 км. Однородный облик этих пород, структурно-текстурные особенности, свойственные интрузивным породам, постоянство состава говорят в пользу магматического происхождения якупирангитов. Внедрение их сопровождалось метасоматозом оливинитов, превратившихся при этом в слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты.

Якупирангиты — средне- и крупнозернистые до пегматоидных образования, массивные, серо-зеленые. Иногда наблюдаются неотчетливые директивные текстуры. Структуры их панидиоморфные, призматически-зернистые, местами сидеронитовые. Размер зерен пироксена в пегматоидных разновидностях до 5—10 см. На юге в якупирангитах часто наблюдаются мощные дайки крупнозернистых ийолитов. В северной части (гора Южная) такие дайки редки, но в большом количестве отмечаются дайки микройолитов, мощность которых не превышает 10—15 см.

Второстепенными минералами якупирангитов являются железистый флогопит, титаномагнетит, нефелин, апатит, аксессуарными — сфен, сульфиды, перовскит, шорломит. Последний встречается только в самых южных частях интрузии. Флогопит и титаномагнетит распределены неравномерно. Оба минерала возникли на заключительных стадиях формирования интрузии в процессе автометасоматоза. Встречаются, как правило, совместно, образуя струйчатые скопления, гнезда. Наблюдаются во всех петрографических разновидностях якупирангитов, включая пегматоидные. Флогопит мелкочешуйчатый, бурый. Исключительно редко попадаются крупные кристаллы (до 4 см в поперечнике). Практически вся слюда образовалась в якупирангитах уже после процессов перекристаллизации. Количество титаномагнетита составляет 3—7%, местами до 8—10%, редко больше. Иногда его вообще нет.

Слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы с титаномагнетитом, распространенные только в южной части массива в зоне контакта якупирангитов с гипербазитами, возникли в процессе метасоматической переработки оливинитов в период формирования интрузии якупирангитов. Это темно-бурые средне- и крупнозернистые породы, массивные или полосчатые, с переменным количеством оливина и пироксена. Слюда однородная, темно-бурая, с резким плеохроизмом по прямой схеме. По составу отвечает железистому флогопиту (коэффициент железистости около 20). Размер чешуек 4—5 мм. По внешнему виду она такая же, как в ослюденелых якупирангитах. Количество флогопитов достигает 70—80%, титаномагнетита — до 20—25%. Титаномагнетит характеризуется повышенным содержанием ванадия (0,17—0,21%).

Флогопит, формирующийся при метасоматозе гипербазитов под влиянием интрузии якупирангитов, распространен и в других массивах Кольского полуострова. Для него всегда характерны высокая железистость, парагенезис с титаномагнетитом и перовскитом. В Себляврском и Вуориярвинском массивах такой флогопит образует крупные пластины и приобретает промышленный интерес.

Щелочные породы ийолит-мельтейгитовой серии и турьянты слагают кольцевое тело на периферии массива. В северной и западной частях мощность тела в плане 0,5—1 км, в восточной и южной частях она сокращается до 0,1—0,3 км, а местами щелочные породы выклиниваются и в непосредственном контакте с фенитами наблюдаются якупирангиты или измененные гипербазиты. Внешние контакты интрузии по большей части резкие. Ее краевые части сложены мелкозернистыми ийолит-мельтейгитами, часто с полевым шпатом. Вблизи контакта

обнаруживаются ксенолиты фенитов и фенитизированных гнейсов. Во вмещающих породах в обилии наблюдаются дайки ийолитов. В южной половине массива переходы между ийолитами и фенитами не всегда отчетливые.

Турьяиты приурочены только к внутренним частям щелочной интрузии к зонам контакта с гипербазитами. Крупное тело турьяитов располагается в восточной части массива вблизи пироксенизированных гипербазитов. Длина его около 2 км, ширина 0,7—0,8 км.

В южной половине массива турьяиты мало распространены. Они закартированы лишь в юго-западной части, где располагаются в зоне контакта якупирангитов с гипербазитами. Переходы между ийолитами и турьяитами постепенные.

Главными минералами щелочных пород являются эгирин-диопсид, нефелин, мелилит (в турьяитах), второстепенными — полевой шпат (во внешних краевых частях интрузии), бурый флогопит, акцессорными — апатит, шорломит, сфен, перовскит, магнетит, сульфиды, вторичными — канкринит, карбонаты, цеолиты. Текстуры пород массивные или такситовые, структуры гипидиоморфнозернистые средне- и крупнозернистые до пегматоидных.

Метасоматиты магматической стадии мельтейгит-уртитов располагаются между кольцевой интрузией и гипербазитами сплошной зоной мощностью от первых сотен метров до 2 км. Наименьшая ширина ореола метасоматитов характерна для южной половины массива, где мельтейгит-уртитовая интрузия также имеет небольшую мощность или выклинивается вообще. Основные минералы в этих породах мелилит и монтичеллит, второстепенные — бурый флогопит, темно-зеленый амфибол, нефелин, акцессорные — перовскит, магнетит, андрадит, сульфиды, шпинель. Породы чрезвычайно неоднородны по количественному минеральному составу.

Петрографические разновидности выделены по преобладанию одного из основных минералов (мелилита или монтичеллита). Во всех разновидностях в переменных количествах присутствуют реликтовые оливин и пироксен, что свидетельствует об апогипербазитовой природе этих метасоматитов.

Мелилитовые породы (мелилититы) приурочены главным образом к северной половине массива. Кроме того, они почти сплошной каймой окружают интрузию турьяитов на востоке и известны на юго-западе, где также пространственно связаны с турьяитами. Состав мелилита несколько иной, чем в турьяитах. Если в последних мелилит однородный, а по составу отвечает богатому глиноземом натровому мелилиту, то в данных разновидностях мелилит, как правило, зональный, характеризуется меньшим двупреломлением, густосиними аномальными окрасками и по составу близок к окерманиту. В качестве второстепенных минералов в мелилититах присутствуют пироксен, флогопит, монтичеллит. Монтичеллит развивается в виде тонких каемок вокруг реликтов оливина. Монтичеллитовые породы тесно перемежаются с мелилитовыми. По внешнему виду они очень похожи на обычные оливиниты и отличаются лишь более светлой окраской. Для тех и других характерны одни и те же структуры, размер зерен, вкрапленность магнетита. Процессы монтичеллитизации оливинитов — это начальные стадии переработки оливинитов. При этом магнетит унаследует в том же количестве. Практически не отличимы магнетиты из оливинитов и монтичеллитовых пород и по составу. Метасоматическое происхождение мелилитовых и монтичеллитовых пород, а также генетическая связь их со щелочной интрузией установлены достаточно надежно.

Скарноподобные гранат-амфибол-монтичеллитовые породы с кальцитом, флогопитом пространственно тесно связаны с турьяитами, мелилитовыми и мон-

тичеллитовыми породами, развиваясь на их месте. В незначительной степени скарнированию подвергались близлежащие ийолиты, оливиниты и пироксеновые породы. Процесс переработки исходных пород редко проходил до полного их замещения. В любой скважине или горной выработке, вскрывшей гранат-амфибол-монтichelлитовые породы, всегда можно обнаружить реликты исходных пород. Для скарноподобных пород характерны пятнистые окраски, обусловленные неравномерным распределением минералов, среднезернистые структуры, массивные текстуры.

Эгирин-диопсид-кальцитовые карбонатиты I стадии развиты главным образом на крайнем юге массива, где слагают крупные зоны субширотного простирания с расплывчатыми очертаниями. Развиваются они по якупирангитам, ийолитам и фенитам. В незначительном количестве наблюдаются в районе железорудного месторождения. Вместе со скарноподобными породами они нигде не встречаются, и объединение этих двух разновидностей, резко различных по облику и минеральному составу, в одну стадию объясняется лишь тем, что это первые послемагматические образования, возникшие вслед за щелочной интрузией. И те и другие секутся более поздними форстерит-магнетитовыми и кальцитовыми породами.

Общая протяженность зон эгирин-диопсид-кальцитовых карбонатитов на юге массива составляет около 2 км при мощности до 250—300 м. Карбонатиты очень неоднородны по количественному минеральному составу: от меланократовых, представляющих по существу кальцитизированные фениты и ийолиты, до лейкократовых, почти мономинеральных. Простирание полосчатости в общем случае субширотное, падение крутое, преимущественно на юг. Полосчатость обусловлена чередованием зон с различным содержанием пироксена и почти мономинеральных кальцитовых полос-прожилков. На границе с последними нередко образуются крупные (до 2 см) кристаллы пироксена с хорошей границей. Помимо эгирин-диопсид-кальцитовых карбонатитов, являющихся преобладающими разновидностями, в небольшом количестве наблюдаются флогопит-кальцитовые карбонатиты. В целом флогопитсодержащие разновидности более лейкократовые.

В парагенезисе с флогопитом и пироксеном присутствуют апатит и сфен. Первый находится в виде редкой мелкой вкрапленности, последний образует однородные кристаллы, линейно ориентированные согласно общему падению полосчатости. Оба минерала часто укрупняются вблизи границ с зонами мономинеральных карбонатитов. Изредка наблюдаются мелкие зерна магнетита.

В мелко-среднезернистых меланократовых карбонатитах в обилии присутствуют реликтовые минералы, в апоийолитовых — нефелин, как правило, канкринитизированный, шорломит, в апофенитовых — полевые шпаты. В слабокарбонатизированных ийолитах и фенитах очень часто встречается волластонит.

Флогопит-диопсид-оливиновые породы с кальцитом и апатитом среднезернистые, пегматоидные и гигантозернистые (так называемый «флогопитовый комплекс»), распространены в северной половине массива, где образуют широкую подковообразную зону, проходящую в контакте гипербазитов ядра с силикатными метасоматами магматической стадии щелочного этапа. Юго-западным концом эта зона смыкается с северной залежью Ковдорского железорудного месторождения. Флогопитоносные породы сформировались за счет метасоматоза слюдяно-пироксеновых, мелилитовых, монтichelлитовых, скарноподобных пород и перемежающихся с ними оливинитов, о чем свидетельствуют реликтовые участки перечисленных петрографических разновидностей среди флогопит-диопсидовых метасоматитов.

Наиболее распространенными разновидностями являются среднезернистые флогопит-диопсидовые и флогопит-диопсид-оливиновые породы. Оливин в них как реликтовый, так и вновь образованный. В северной части зоны среди мелилитовых и монтчеллитовых пород отмечены небольшие участки диопсид-амфиболового состава. В северо-западной и северо-восточной частях зоны развиты гигантозернистые и пегматоидные флогопит-диопсид-оливиновые породы. К Северо-Западному участку приурочены основные запасы промышленного флогопита (главная флогопитовая залежь). Отдельные кристаллы диопсида и флогопита в продуктивной толще достигают в поперечнике нескольких метров. Ядро главной залежи (150 × 60 × 30 м) сложено апатитовыми и апатит-оливиновыми породами. Внутри ядра и пегматоидной оболочки, его окружающей, никаких реликтов исходных пород не обнаружено, что объясняется полной переработкой их в процессе интенсивного метасоматоза и последующей перекристаллизации. Залежь является слепой. Гигантозернистые породы на поверхность не выходят. В целом залежь погружается по направлению к периферии массива под углами 40—70°. На глубинах порядка 300—350 м падение ее становится почти вертикальным. Единичными скважинами пегматоидные флогопитоносные породы прослежены по падению на 800 м от поверхности.

Главными минералами продуктивных пород являются оливин, диопсид и флогопит, второстепенными — апатит, кальцит, магнетит, тремолит, тетрафлогопит, из акцессорных минералов присутствуют бадделеит, циркелит, ториланит, которые тяготеют к скоплениям апатита и встречаются главным образом в ядре залежи. Более поздние низкотемпературные минералы представлены серпентином, волокнистым тремолит-асбестом, поздними генерациями тетраферрифлогопита, гумитом, карбонатами.

Магнетитовые руды с форстеритом, апатитом, флогопитом, кальцитом, бадделеитом слагают крутопадающее тело длиной 1300 м при мощности 150—800 м, залегающее среди пироксенитов и ийолитов в юго-западной части массива (железорудный комплекс). На глубину рудная залежь прослежена скважинами до 950 м. Средний состав руд: магнетит 45%, форстерит 25%, апатит 15—20%, кальцит 5—10%, флогопит 2—3% и бадделеит 0,15—0,2%. Соотношение минералов непостоянное. Преобладают апатит-форстерит-магнетитовые разности руд, в меньшей мере развиты форстерит-магнетитовые, карбонат-магнетитовые и апатит-карбонат-магнетитовые разности. Для руд характерны брекчиевидные, пятнистые и пятнисто-полосчатые текстуры. Процесс их формирования был многоактным и сопровождался взрывными явлениями. Об этом свидетельствуют внутрирудные дайки (секущие форстерит-магнетитовые и апатит-форстеритовые разности руд и пересеченные в свою очередь карбонат-магнетитовыми рудами и кальцитовыми карбонатами), а также разновозрастные эксплозивные брекчии, содержащие хорошо окатанные обломки не только всех разновидностей руд и карбонатов, но и вмещающих пород.

Породы, обогащенные магнетитом и апатитом, известны и в других местах. Жилы форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд встречаются в центре массива среди оливинитов ядра (Центральная магнитная аномалия). Падение их близкое к вертикальному, простирание северо-западное и северо-восточное; изредка магнетитовые жилы встречаются среди флогопитоносных метасоматитов.

На юге массива среди фенитов, ийолитов, якупирангитов и ранних кальцитовых карбонатов известны апатит-флогопитовые и апатит-флогопит-магнетитовые породы с диопсидом и кальцитом, слагающие штокверковые зоны и жилы с расплывчатыми очертаниями. Содержание железа в этих породах

до 25%, P_2O_5 16—25%. Однако крупных зон, представляющих промышленный интерес, здесь пока не обнаружено.

Форстерит-кальцитовые карбонаты с диопсидом, флогопитом, магнетитом, апатитом, бадделейтом широко развиты на западном фланге массива и в центральной его части. Карбонаты Западного участка образуют концентрически вытянутые, ветвящиеся и штокообразные тела, группирующиеся в пределах дугообразной зоны, охватывающей массив с юго-запада. Располагаются они главным образом в фенитах. Общая длина зоны около 4,5 км. Мощность отдельных тел колеблется от нескольких десятков метров до 0,5 км. Тела карбонатов наклонены к железорудному месторождению под углами 60—80°. Штокообразные тела форстерит-кальцитовых карбонатов прорывают железные руды, располагаясь преимущественно внутри Южного участка месторождения. Падение их вертикальное. В центральной части массива карбонаты слагают линейно вытянутые и дугообразные жилы среди оливинитов и флогопит-диопсид-оливиновых пород. Длина жил колеблется от нескольких десятков метров до 1,5—2 км, мощность достигает 15—50 м. Жилы падают к центру массива под углами 25—75°. Форстерит-кальцитовые карбонаты прорывают фениты, оливиниты, ийолиты, скарноподобные породы, флогопитоносные метасоматиты, апатит-форстерит-магнетитовые и апатит-кальцит-магнетитовые руды. Контакты резкие, секущие, прямолинейные или извилистые. Нередко в карбонатах обнаруживаются включения (ксенолиты) вмещающих пород. Включения оливинитов, железных руд и флогопитоносных пород не претерпевают в контакте с карбонатами никаких изменений. В экзоконтакте с фенитами и щелочными породами появляются каймы мелкочешуйчатого слюдита.

По составу и облику форстерит-кальцитовые карбонаты весьма однородны, независимо от того, в каких породах они залегают. Это белые или светло-серые среднезернистые породы, массивные или полосчатые. Помимо форстерита в них всегда присутствуют зеленый флогопит, апатит, магнетит, пирротин, бадделейт. В узких зонах эндоконтакта с фенитами и ийолитами встречается диопсид. Для второстепенных минералов характерны относительно равномерное распределение (или повышенная концентрация в пределах тонких полос), довольно высокая степень идиоморфизма и в общем случае соразмерность зерен.

Имеющийся в настоящее время фактический материал однозначно свидетельствует, что магнетитовые руды генетически неотделимы от кальцитовых карбонатов II стадии. Они характеризуются одинаковыми парагенезисами (магнетит, форстерит, кальцит, флогопит, апатит, аксессуарный бадделейт), близки по времени образования и располагаются близко друг от друга. Важным доказательством их генетического родства являются их близкие температуры формирования, составляющие 600—450° С [129]. В настоящее время конкурируют две гипотезы их происхождения: метасоматическая и магматическая. Наиболее последовательные сторонники первой гипотезы [58] рассматривают магнетитовые руды как одну из зон единой метасоматической колонки, тылы которой сложены кальцитовыми карбонатами, сменяющимися к периферии магнетитовыми рудами, окруженными в свою очередь форстеритовыми и апатит-форстеритовыми породами (по пироксенитам) или слюдами (по ийолитам). Магматическая гипотеза исходит из признания существования специфических карбонатитовых магм, возможность получения которых при низких температурах недавно доказана экспериментально [288]. С позиций метасоматоза хорошо объясняется единый парагенезис руд и карбонатов, близкие их время и температуры формирования. В пользу этой гипотезы свидетельствуют также нали-

чие ореола вокруг руд явно метасоматических апатит-форстеритовых пород и присутствие многочисленных мелких четко зональных жил кальцит-магнетит-форстеритового, кальцит-форстеритового и кальцит-флогопитового состава. Однако метасоматическая гипотеза не может удовлетворительно объяснить, почему подавляющая часть карбонатитовых тел (в том числе все самые крупные) имеют резкие секущие контакты, весьма однородный и независимый от вмещающих пород состав (вмещающие породы представлены оливинитами, пироксенитами, ийолит-ургитами, фенитами и др.) и отличаются отсутствием даже следов метасоматической зональности. Все более или менее крупные тела карбонатитов и магнетитовых руд хотя и локализируются по соседству, пространственно разобщены и контролируются различными структурами. Так, например, Главное тело магнетитовых руд приурочено к контакту ийолитов с пироксенитами и контролируется пересечением двух разломов: северо-восточного и субмеридионального простираний; основная масса карбонатитовых тел контролируется концентрической зоной разломов на юго-западной оконечности массива в фенитах. Строго говоря, руды несколько предшествуют образованию карбонатитов, о чем свидетельствует наличие в главных апатит-форстерит-магнетитовых разновидностях секущих даек сиенитов, всегда пересеченных в свою очередь карбонат-магнетитовыми разностями руд и кальцитовыми карбонатитами. Все это исключает возможность рассмотрения руд и карбонатитов как одновременно развивающихся и сопряженных в пространстве зон единой метасоматической колонки. С позиций метасоматоза также трудно объяснить однородный в целом состав магнетитовых руд, их брекчиевидный облик, наличие в них многочисленных и бесспорных эксплозивных брекчий с ксенолитами вынесенных с больших глубин различных пород.

Магматическая гипотеза также наталкивается на ряд трудностей. Основная из них заключается в том, что в свете современных знаний трудно объяснить возможность отщепления от карбонатитовой магмы и существование при низких температурах апатит-форстерит-магнетитового расплава (флюида). По данным экспериментальных исследований П. Дж. Уилли [288], низкотемпературная карбонатитовая магма способна растворять лишь ограниченное количество (не более первых процентов) кремнезема. При более высоком содержании его растворение в расплаве требует повышения температуры до 1100—1300° С. Следовательно, чтобы не впадать в противоречие с хорошо обоснованными температурными условиями формирования руд (600—450° С), мы должны исключить возможность появления их из магм, близких по составу к ультраосновным. Выход из этого противоречия мы видим в возможности гравитационного накопления в карбонатитовой магме апатита, магнетита, силикатов и бадделеита, кристаллизующихся, как это установлено экспериментами П. Дж. Уилли, раньше карбонатов и легко оседающих на дно магматической камеры, и последующего выдавливания гетерогенного, состоящего из твердой и жидкой фаз материала в открытые трещины и полости, где он уже полностью раскристаллизовывался.

Внедрение часто сопровождалось взрывными явлениями, о чем говорят обломочный характер зерен магнетита и форстерита, брекчиевидный облик руд, присутствие ксенолитов, захваченных при взрыве. При внедрении в более спокойной обстановке возникали относительно равномернозернистые руды (типа форстерит-магнетитовых и некоторых разновидностей апатит-форстерит-магнетитовых) с массивными текстурами, практически лишенные чужеродных включений.

Таким образом, карбонатиты и магнетитовые руды являются в основной своей массе интрузивными образованиями, дифференциатами единой карбона-

титовой магмы. Последняя, обладая свойством легко сменяться в пространстве и времени карботермальными растворами, вызывала ряд побочных и второстепенных по масштабу метасоматических процессов с образованием апатит-форстеритовых пород. Этот вывод близко соответствует представлениям некоторых других исследователей [91, 158].

Гумит-apatит-кальцит-магнетитовые руды с тетрафлогопитом и форстеритом известны только во внутренних частях основной рудной залежи. Сформировались они в процессе более поздней (и более низкотемпературной) метасоматической переработки ранних железных руд (apatит-форстерит-магнетитовых, апатит-кальцит-магнетитовых) и форстерит-кальцитовых карбонатитов. Помимо унаследованных минералов (магнетита, форстерита, апатита, зеленого флогопита, кальцита, бадделеита) в этих рудах возникли тетрафлогопит, новые генерации форстерита, апатита, магнетита, карбонатов, гатчеттолит, циркелит, сульфиды.

Тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонатиты с магнетитом, апатитом, сульфидами, гатчеттолитом, циркелитом, пирохлором отмечаются в виде маломощных жил среди железных руд. Кроме того, участки подобных образований встречены внутри крупных тел ранних форстерит-кальцитовых карбонатитов на юго-западе массива (горы Воцу-Вара, Пилькома-Сельга). Контакты их расплывчатые, извилистые. От ранних карбонатитов они отличаются розовато-серыми окрасками. Иногда в этих карбонатитах устойчив форстерит, обычно же он присутствует как реликтовый минерал и замещается слюдой и гумитом.

Доломит-форстерит-магнетитовые руды известны только на железорудном месторождении, где слагают небольшое крутопадающее тело в самом центре Южного участка. Они секут ранние железные руды и редкометалльные их разновидности. Доломит-форстерит-магнетитовые руды прорываются жилами доломитовых карбонатитов.

Доломитовые карбонатиты также развиты преимущественно внутри железорудного месторождения, где слагают массу мелких жил с секущими контактами. Небольшие зоны доломитизации известны на юго-востоке массива среди фенитов.

Дайки мельтейгитов, ийолитов, турьяитов (производные мельтейгит-уртитовой интрузии) имеют незначительную мощность (первые десятки сантиметров, очень редко до первых метров). Контакты даек резкие, углы падения обычно пологие ($10-30^\circ$). Дайки секут оливиниты, слюдиты, слюдяно-пироксеновые породы, якупирангиты, мелилитовые и монтичеллитовые породы, фениты. В свою очередь они рассекаются дайками более поздних полевошпатовых ийолитов и жилами форстерит-кальцитовых карбонатитов. Более поздними по отношению к дайкам являются и гранат-амфибол-монтичеллитовые скарноподобные породы.

Полевошпатовые ийолиты, нефелиновые сиениты, ювиты образуют многочисленные неполноконические и линейно вытянутые дайки в северной половине массива, падающие преимущественно к центру его под углами $30-60^\circ$. Длина наиболее крупных даек более 2 км, а мощность достигает 150—180 м. Эти дайки отмечаются среди щелочных пород (ийолитов, турьяитов и др.) и метасоматитов магматической стадии, рассекают дайки ранних ийолитов и мельтейгитов, прорывают все разновидности метасоматитов флогопитового комплекса. Мелкие рвущие дайки наблюдаются среди форстерит-магнетитовых и апатит-форстерит-магнетитовых руд. В апатит-кальцит-магнетитовых рудах они неизвестны. Рудные жилы Центральной магнитной аномалии также пересекаются этими дайками. Форстерит-кальцитовые карбонатиты являются по отношению к ним

уже более молодыми. Таким образом, по времени формирования эти дайки следует относить к внутрирудным.

Облик поздних щелочных пород довольно однообразен. Это светло-серые мелкозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистыми структурами. Главными минералами являются нефелин, эгирин, калиевый полевой шпат, второстепенными — альбит, флогопит, акцессорными — сфен, апатит, магнетит, сульфиды; очень редко обнаруживается эвдиалит. Вторичные минералы представлены канкринитом, цеолитом, карбонатами. Содержание нефелина и калиевого полевого шпата изменяется в весьма широких пределах. Соответственно по составу эти породы могут отвечать ийолитам, малиньитам, ювитам, нефелиновым сиенитам.

Дайки нефелинитов известны лишь на юге массива. Мощность их невелика (от нескольких сантиметров до первых метров). Нефелиниты являются самыми молодыми магматическими породами массива, прорывая ранние щелочные породы и карбонаты первых двух стадий. В более поздних карбонатах они пока не обнаружены. Падение даек к северу и северо-востоку под углами 10—40°. Различаются тонкозернистые нефелиниты, лишенные вкрапленников, и порфиридные нефелиниты с идиоморфными вкрапленниками пироксена, бурого флогопита, оливина, нефелина. Основная масса нефелинитов состоит из тонкозернистого эгирин-канкринитового агрегата, карбонатизированного в различной степени. Акцессорные минералы представлены сфеном, перовскитом, апатитом, магнетитом.

Кора выветривания широко развита на Ковдорском массиве, покрывая около $\frac{2}{3}$ всей площади. Мощность коры выветривания колеблется от первых метров до 100—150 м. На щелочных породах и фенитах мощность ее невелика, местами кора смыта нацело. Наиболее мощная кора выветривания приурочена к флогопитоносным метасоматитам и оливинитам ядра. На этих участках она состоит из нескольких зон, различающихся степенью переработки коренных пород: сунгулитовой (самой верхней), вермикулитовой, гидрофлогопитовой, зоны дезинтеграции. Со второй зоной генетически связаны наиболее высококачественные вермикулитовые руды. В районе развития титаномagnetитовых слюдитов (т. е. наиболее богатых мелкочешуйчатым флогопитом пород) кора выветривания представлена лишь нижними горизонтами (зонами гидрофлогопита и дезинтеграции), поэтому гидрослюдистые зоны здесь хотя и богатые, но по качеству низкосортные. К центральной части массива приурочена наиболее мощная кора выветривания линейного типа.

Довольно широко распространены выветрелые породы на Южном участке железорудного месторождения. В результате глубокого химического выветривания железные руды превращены в штаффелит-магнетитовые породы, сильно обогащенные фосфатами, но обедненные карбонатами. В настоящее время значительная часть коры выветривания снята в процессе эксплуатации месторождения. В большом количестве апатит-штаффелитовые породы с вермикулитом распространены в районе развития форстерит-кальцитовых карбонатитов на юго-западе массива. Кора выветривания слагает здесь дугообразную полосу длиной около 4,5 км при ширине 150—200 м. Мощность коры выветривания достигает 120—130 м. Содержание P_2O_5 в апатит-штаффелитовых породах колеблется в пределах 21—32%, железа валового 5—12%. Подстилающими породами являются фениты и форстерит-кальцитовые карбонатиты.

Таким образом, для Ковдорского массива устанавливается следующее:

1. Каждый из этапов формирования массива характеризуется развитием как магматизма, так и широко сопровождающего его метасоматоза. Отмечается

закономерное возрастание масштабов метасоматических процессов при переходе от ранних к более поздним этапам становления массива.

В гипербазитовом этапе преобладали процессы магматического внедрения вначале оливинитовой и несколько позднее пироксенитовой интрузий. Метасоматические образования этого этапа представлены пироксенизированными оливинитами; по масштабу развития они имеют явно подчиненное значение.

Щелочной этап характеризуется примерно одинаковым масштабом развития как магматического, так и метасоматического процессов. Кольцевая интрузия ийолит-уртитов и турьяитов этого этапа, внедрившаяся по контакту гипербазитового ядра с архейскими гнейсами, сопровождается образованием мощных метасоматических зон как в экзо-, так и в эндоконтакте. В результате по гнейсам сформирован мощный ореол фенитов, а по гипербазитам не менее мощные кольцевые или полукольцевые зоны слюдитов, монтичеллитовых и мелилитовых пород.

Карбонатитовый этап характеризуется преобладанием метасоматоза. Внедрение тел карбонатитов и апатит-магнетитовых руд в этом этапе сопровождается образованием крупных полукольцевых зон флогопит-диоксидовых, флогопит-кальцитовых, апатит-форстеритовых и других пород.

2. В каждый из этапов формирования массива возникает свой комплекс полезных ископаемых. С гипербазитовым этапом связано образование никельсодержащих титаномагнетитовых руд гистеромагматического (фузивного) типа. В магматическую стадию метасоматоза щелочного этапа образовались мелкочешуйчатые слюдиты со сравнительно высокой примесью ванадийсодержащего титаномагнетита. Карбонатитовый этап отличается наибольшей рудоносностью. С ним связаны промышленные месторождения комплексных апатит-магнетитовых, флогопитовых и апатитовых руд, а также апатитсодержащих карбонатитов, которые также могут рассматриваться как комплексные руды для получения апатита и известкового сырья. Апатит-магнетитовые руды и карбонатиты относятся к магматическим (сегрегационным) образованиям, флогопитовые и апатитовые руды — к типичным метасоматитам.

3. Большое промышленное значение на Ковдорском массиве имеет экзогенный этап, с которым связаны крупные месторождения вермикулита (в коре выветривания флогопитоносных пород) и апатит-штаффелитовых руд (в коре выветривания карбонатитов).

Влияние метасоматических процессов на образование апатита в габброидных массивах Кузнецкого Алатау

Апатитовое оруденение Кузнецкого Алатау связано с массивами сложно-дифференцированных габброидных интрузий средне-верхнекембрийского возраста, объединенных в габбро-диорит-сиенитовую группу формаций. Становление массивов апатитоносной формации протекало в гипабиссальных условиях и по времени отвечало периоду окончательной консолидации складчатой области и превращению ее в молодую платформу. Специфическими особенностями распределения апатита в породах этой формации являются повышенные содержания его в диоритах, габброидах и пироксенитах, а также наличие как резко обогащенных, так и обедненных апатитом разновидностей. Всего в Кузнецком Алатау насчитывается около 40 массивов этой апатитоносной формации. Наиболее интересными среди них на современной стадии изученности являются

Шорско-Тейский, Намптакский и Теренсинский, расположенные в центральной части Кузнецкого Алатау в среднем течении рек Теренсу, Бискамжи и Тея. Они приурочены к системе региональных разломов северо-восточного простирания, намечающихся от района горы Б. Куль-тайга до истоков Уйбата. Территориальная и возрастная близость, сходство минерального и химического составов и некоторые другие особенности позволяют рассматривать эти массивы совместно. Они залегают среди карбонатных пород протерозойского и нижнекембрийского возраста, сложены разнообразными интрузивными породами — от пироксенитов до щелочных сиенитов.

По петрографическому признаку все породы массивов можно подразделить на две группы: габброидные и диоритовые. Габброидная группа представлена габбро, габбро-пироксенитами, пироксенитами и горнблендитами, диоритовая — различными по составу диоритами, реже сиенит-диоритами, монцонитами и габбро-диоритами.

Массивы характеризуются сложнодифференцированным строением, причастностью повышенных концентраций апатита к меланократовым разновидностям габбро и пироксенитам, постоянством минерального состава апатитонесущих пород (содержащих помимо апатита титаномagnetит, моноклинный пироксен, обыкновенную роговую обманку и подчиненное количество других минералов), рассеянным или шлировым характером обособлений апатита.

Рассеянный (мелковкрапленный) апатит сосредоточен в основном в пироксенитах и габбро-пироксенитах, шлировый (или жильный) — в зонах дробления калишпатизированных габброидов и диоритов. В диоритах и калишпатизированных габброидах отмечаются две генерации апатита. Первая представлена магматическим апатитом, образующим идиоморфные игольчатые зерна, составляющие менее 1% объема породы, вторая генерация — метасоматическим апатитом, выделение которого связано с деятельностью пневматолито-гидротермальных растворов, приведших к интенсивному преобразованию пород, в частности почти к полному замещению пироксена бурой роговой обманкой. Апатит образует мелкие удлиненно-округлые кристаллы, выполняющие трещины в новообразованных амфиболах и интерстиции.

Наиболее сильно изменены породы на контакте с молодыми дайками сиенитов, где наряду с амфибололизацией пироксена широко развиты процессы скаполитизации, серицитизации и др. Апатит здесь выполняет трещины и пустоты в породе, интенсивно корродирует пироксен. Метасоматические образования приурочены к зонам тектонических нарушений. Они слагают узкие зоны мощностью от первых сантиметров до первых метров. Встречаются почти мономинеральные апатитовые жилы небольшой мощности (от первых сантиметров до 20—30 см) с резкими пережимами и раздувами, представленные светло-зелеными, зеленовато-бурыми кристаллами апатита. Апатит имеет форму правильных вытянутых призм размером до 0,6—0,8, редко до 1—2 см. В жилах отмечаются единичные зерна эгирина, сфена и магнетита, иногда они состоят из одного лишь апатита с развитием микроклина в интерстициях. В зонах тектонических нарушений северо-восточного простирания встречаются более крупные апатитовые жилы в зальбандах пегматитовых жил. Мощность таких апатитовых жил колеблется от 0,3 до 3,5 м. Состоят они в основном из пироксена, калиевого полевого шпата и апатита. Переходы метасоматических пород к вмещающим диоритам постепенные с резким уменьшением содержания апатита (до 2—1,5%).

Широко распространены гнездообразные обособления апатита (1 × 1 см), представляющие собой концентрации светло-зеленого или зеленовато-бурого апатита в катаклазированных участках габбро и горнблендитах. В этих слу-

чаях породы имеют крупно- и грубозернистое сложение, отдельные кристаллы роговой обманки достигают в длину 3—4 см, структура гранобластовая.

Пироксениты и габбро-пироксениты содержат мелковкрапленный апатит. Они залегают в виде отдельных шпирообразных тел (видимо, результат кристаллизационной дифференциации) различных размеров среди вмещающих габбро и имеют с ними постепенные переходы. Пироксениты либо среднезернистые преимущественно полосчатой текстуры, либо мелкозернистые массивной текстуры. Состоят в основном из моноклинного пироксена (75—80%), апатита (6—25%) и плагиоклаза (8—10%). Вторичные минералы — кальцит, полевой шпат, амфибол, хлорит, скаполит, эпидот. Нередко в пироксенитах присутствует титаномагнетит сидеронитовой структуры. Появление титаномагнетита в породах сочетается с умеренной коррозией пироксена. С титаномагнетитом пространственно тесно связан апатит, который обладает большей коррозионной способностью в отношении пироксена, чем титаномагнетит. Редко в пироксенитах встречаются кристаллы апатита, проникающие в глубь пироксеновых зерен. Независимо от размеров зерна апатит занимает промежутки между пироксенами.

Микроскопическое изучение пироксенитов показало, что плагиоклазы почти всегда оказываются ксеноморфными. Идиоморфизм пироксенов выражен достаточно четко. Роговая обманка образуется после образования пироксенов и плагиоклазов за счет выделяющихся газообразных продуктов из остаточного расплава магмы, содержащих, очевидно, и фосфор. Последний, соединяясь с освобожденным из пироксенов (при замещении их роговой обманкой) CaO, образует апатит. Одновременно или с некоторым отставанием идет образование магнетита.

При более низких температурах имеет место гидротермальный метасоматоз, выразившийся в скаполитизации, хлоритизации, серпентинизации и карбонатизации пироксенитов.

Распределение апатита в пироксенитах крайне неравномерное. В среднезернистых пироксенитах он образует редкую вкрапленность в виде зерен неправильной формы и различных размеров. Содержание его колеблется от 2% в малоизмененных пироксенитах до 8—10% в амфиболитизированных и калишпатизированных их разновидностях. Наиболее апатитоносными являются мелкозернистые пироксениты и габбро-пироксениты, в зависимости от степени измененности которых (амфиболитизации, скаполитизации и карбонатизации) количество апатита изменяется от 3 до 25%. Последний образует зерна неправильной формы с обилием газово-жидких включений, корродирует породообразующие минералы и имеет тесную парагенетическую связь с вторичным амфиболом, кальцитом и титаномагнетитом. В участках интенсивной карбонатизации пород встречается поздний гидротермальный апатит, выполняющий все промежутки и трещины в породе. Цвет такого апатита светло-зеленый. По составу он сходен с апатитом, выполняющим гнезда в горнблендитах.

Интересно отметить разнородность пироксенитов пятнистой текстуры (Шорско-Тейский массив), возникающую при замещении кристаллами роговой обманки нескольких зерен пироксена. Роговая обманка представляет собой либо зерна удлиненной формы размером 2 × 6 мм, либо пятнистые образования с расплывчатыми краями (1 × 1 см). Апатит приурочен к зернам роговой обманки и одновременно тесно ассоциирует с рудными минералами. Он представлен либо мелкими удлиненными кристаллами, заканчивающимися иногда правильными пинакоидами (размер зерен 0,01—0,24 мм по длинной оси и 0,048—0,16 мм по короткой), либо кристаллами неправильной формы.

В интерстициях апатит образует агрегаты неправильных зерен с признаками метасоматического роста. Этот апатит тесно связан с рудными минералами и сфером. Обилие микровключений в апатите и ксеноморфный характер выделения свидетельствуют о связи его с остаточной подвижной, богатой газами частью расплава, обособляющейся совместно с рудными минералами. В пироксенитах с высоким содержанием рудных минералов содержание апатита составляет 8—12%, соответственно содержание P_2O_5 3,2—4,8%. В пироксенитах, где рудные минералы отсутствуют или развиты в небольшом количестве, содержание апатита заметно уменьшается — до 4,5—5,5%, соответственно P_2O_5 до 1,8—2,2%. Интенсивные хлоритизация и эпидотизация пироксенитов ведут к выносу апатита, содержание которого падает до 0,5%.

Общую схему формирования массивов Шорско-Теренсинской зоны можно представить в следующем виде.

1. Магматическая глубинная дифференциация привела к расщеплению первоначальной базальтовой магмы на две производные магмы различного состава: габбро-пироксенитовую, обогащенную фосфором, железом и титаном, и сиенит-диоритового и диоритового состава, обедненную феррическими элементами.

2. В результате кристаллизационной дифференциации, происходившей в пределах камеры застывания магмы, среди пород габбро-пироксенитового состава образовались меланократовые тела почти мономинеральных пироксенитов (обогащенных фосфором и титаном), чередующиеся с горизонтами габбро.

3. Накопление фосфора происходило преимущественно в меланократовых породах (пироксенитах, габбро) в результате осаждения апатита между зернами силикатов.

4. После полной консолидации массивов все слагающие их породы претерпели резкое изменение, выразившееся в амфиболитизации и апатитизации пироксенов, серицитизации и скаполитизации плагиоклазов, калишпатизации и т. д. Можно полагать, что все эти изменения были связаны с внедрением сиенитовых интрузий.

5. Максимальное развитие процессы метасоматоза получили в зонах тектонических нарушений. Связь метасоматических процессов с тектонически ослабленными зонами и интенсивное преобразование пород говорят о том, что метасоматоз массивов носил инфильтрационный характер.

Некоторые особенности магнезиальноскарновых месторождений Юго-Восточной Болгарии

Скарново-рудные месторождения очень широко распространены в юго-восточной части Болгарии, в пределах большого Странджинского антиклинория. Его ядро сложено палеозойскими сланцами и гранитами, а в строении покрова принимают участие триасовые и юрские отложения. Ларамийская орогенная фаза наложила новые структурные элементы на антиклинорий, а в результате интенсивной магматической деятельности появились многочисленные интрузивные тела с ясно секущими контактами, местами усложняющимися апофизами и сателитами. Интрузии имеют сложное строение. В каждой из них ранние дифференциаты являются более основными, типа пироксенитов, габбро-пироксенитов, габбро, габбро-диоритов, средние — имеют преимущественно сиенит-диоритовый или монцонитовый характер, а самые поздние гранитовый. Вмеща-

ющие карбонатные породы отличаются по возрасту (палеозойские и мезозойские) и по химическому составу (доломиты, доломитовые мраморы и мраморы). Очень часто одно и то же интрузивное тело в разных своих частях контактирует с различными карбонатными породами, а одинаковые по возрасту и составу карбонатные породы подвержены контактовому воздействию разных по химизму интрузивов. В контактовых ореолах образуются роговики, скарноиды и скарны. По времени образования и химическому составу скарны принадлежат к двум большим группам — магнезиальной и известковой [262].

Главной особенностью магнезиальных скарнов является их приуроченность к более ранним и более основным дифференциатам интрузивов. Известковые же скарны образуются на контактах всех интрузивных фаз. Среди них выделяются: а) известковые скарны, развивающиеся на контакте интрузивных пород с уже образованными магнезиальными скарнами и замещающие внутренние зоны или все зоны магнезиальных скарнов, и б) известковые скарны, развивающиеся на контактах с неизменными карбонатными породами [115].

Приуроченность магнезиальных скарнов к более основным породам довольно ясно выражена в месторождениях Бояджик, Крумово, Факия, Звездец и Малко-Тырново. На основании минералогических, петрографических и петрохимических исследований установлена зональность скарнов, которая оказалась в общем одинаковой для всех восьми участков этих пяти месторождений. Мощность зон различная, иногда одни зоны разрастаются за счет других. Обычно более внешние зоны являются более мощными. От интрузивной породы к неизменным карбонатным породам наблюдаются следующие зоны: плагиоклаз-пироксеновая, шпинель-пироксеновая, форстеритовая и форстеритовых кальцифиров.

Месторождение Бояджик находится в самой северо-западной части Странджинского антиклинория, в невысоких Свети-Илийских горах. На Западном участке магнезиальные скарны развиты на контакте монцонито-диоритов с филитоидно-карбонатным комплексом верхней юры и частично замещены известковыми скарнами с оруденением. На Восточном участке магнезиальные скарны в значительной степени замещены известковыми скарнами и рудными минералами. Для обоих участков характерно широкое развитие форстеритовой зоны и форстеритовых кальцифиров с людвигом. Оруденение магнетитовое и халькопирит-магнетитовое. Часть магнетита, который встречается в ассоциации с форстеритом, вероятно, связана с магнезиальными скарнами, но главное медно-железное оруденение связано с апомагнезиальными известковыми скарнами и является наложенным [98].

Месторождение Крумово является самым большим магнетитовым месторождением в этой части страны [219]. Оно находится на северо-восточном контакте большого интрузивного тела, сложенного тремя интрузивными фазами: габбро- и габбро-диоритами, порфировыми габбро-диоритами, плагиогранитами. Вмещающие карбонатные породы представлены триасовыми доломитами. На Центральном участке на контакте с порфировыми габбро-диоритами они сильно брекчированы и почти полностью превращены в магнезиальные скарны. Наиболее широко распространены форстеритовые скарны и форстеритовые кальцифиры. Шпинель-пироксеновая зона развита неравномерно. С магнезиальными скарнами связаны магнетитовое оруденение и борная минерализация. Известковые скарны проявлены слабо; они частично замещают шпинель-пироксеновые и форстеритовые скарны. С ними связано незначительное медно-сульфидное и магнетитовое оруденение. На Восточном участке магнезиальные скарны имеют подчиненное развитие. Среди них преобладают форстеритовые скарны

и форстеритовые кальцифиры. Только часть магнетита, вероятно, связана с магнезиальными скарнами. Широко проявлены известковые скарны (биметасоматические и инфильтрационные), с которыми связана главная масса магнетитовых залежей.

В юго-восточной части большого Оманского интрузива недалеко от д. Факия расположены два участка с магнезиальными скарнами [262]. Первый из них находится на контакте пироксенитов и габбро-пироксенитов с туронскими доломитами. Здесь хорошо развиты все зоны магнезиальных скарнов. Более поздние диориты рассекают магнезиальные скарны, а в их контакте с доломитами скарнов не образуется. Зона бедного медно-железного оруденения, связанного с известковыми скарнами, которые замещают часть шпинель-пироксеновой зоны, отличается большой мощностью. Второй участок находится на контакте пироксенитов с протерозойскими доломитами. Здесь не наблюдается шпинель-пироксеновой зоны. Форстеритовая зона сильно серпентинизирована. Оруденение магнетитовое, незначительное.

На контакте габбровой фазы Звездецкого интрузива с среднетриасовыми доломитами также образованы магнезиальные скарны. В этом месторождении наблюдается зональность с преимущественным развитием шпинель-пироксеновой и форстеритовой зон. Апофизы плагиоклаз-пироксеновой зоны проникают в шпинель-пироксеновые скарны; форстеритовых кальцифиров не наблюдается. Известковые скарны проявлены очень слабо в виде линз среди шпинель-пироксеновой зоны.

В контактовом ореоле Малко-Тырновекого интрузива магнезиальные скарны встречаются на контактах основных пород первой фазы с очень слабо доломитизированными мраморами оксфорд-кимериджа [262]. В контактах второй фазы (монцитито-диоритовой) магнезиальные скарны встречаются очень редко, а с более кислыми представителями этого интрузива (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры) магнезиальных скарнов не наблюдается. В магнезиальных скарнах хорошо развиты все зоны, но наибольшую мощность имеют форстеритовые кальцифиры, в которых местами встречается людвигит. Известковые скарны широко распространены в контактах всех интрузивных фаз, замещая частично и магнезиальные скарны. Оруденение железное, железо-медное и медное с примесью вольфрама и молибдена. Минеральный состав магнезиальных скарнов характеризуется значительным постоянством по зонам. В приконтактной части интрузивных пород обычно наблюдаются плагиоклаз-пироксеновые породы с неравномерным количественным развитием плагиоклаза (№ 44—48) и пироксена (*fm* 20—23%).

Шпинель-пироксеновая зона на всех месторождениях хорошо развита. Шпинель маложелезистая (*fm* 8—20%), иногда зонально окрашенная в зеленых тонах. Пироксен является фассаитом (*fm* 8—10%; *al* 17—21%). В постмагматических условиях в этой зоне появляется флогопит (*fm* 8—12%).

Главный компонент форстеритовой зоны — форстерит (*fm* 2—8%). Он обычно замещается клиногумитом, а позже и серпентинитом. Очень характерны sdвойникованные форстеритовые зерна в ассоциации с клиногумитом и людвигитом. Форстеритовая зона обычно хорошо представлена во всех месторождениях, только местами она очень сильно серпентинизирована.

Форстеритовые кальцифиры имеют самую большую мощность. Среди карбонатной массы наблюдаются отдельные зерна или гнезда пироксена, форстерита, шпинели, периклаза, людвигита, магнетита. В результате постмагматических изменений форстеритовые кальцифиры переходят в офикальцитовые породы с серпентином и бруситом.

Известковые скарны, развивающиеся по магнезиальным скарнам, замещают сначала тыловые зоны, постепенно разрастаясь в обе стороны — к интрузивным породам и к более внешним зонам магнезиальных скарнов. В минеральном составе апомагнезиальных известковых скарнов ведущее значение имеют везувиан, хрупкие слюды (клинтофит-ксантофиллит), гроссуляровые гранаты, пироксены (диопсид-салиты, часто с повышенным содержанием Al_2O_3), скаполиты, хлориты и др. Среди минералов известковых скарнов часто встречаются реликты шпинели и флогопита. В сторону интрузивных пород развиваются эндоскарновая зона и околоскарновые породы.

Прослеживая движение главных компонентов по зонам от интрузивных пород к карбонатным в скарновых профилях всех месторождений, можно отметить следующее. Количество SiO_2 постепенно понижается к внешним зонам скарнов, а количество Al_2O_3 резко повышается и имеет максимум в шпинель-пироксеновой зоне, где оно в 2 раза больше, чем в интрузивных породах. В форстеритовой зоне Al_2O_3 почти нет, а в форстеритовых кальцифирах его количество снова повышается в связи с появлением шпинели. Содержание CaO (высокое в интрузивных породах) обычно понижается в зонах магнезиальных скарнов, а в форстеритовых кальцифирах постепенно повышается, достигая первичного его содержания в неизмененных карбонатных породах. Иногда количество CaO повышается в тыловых частях скарнов (шпинель-пироксеновая зона) и потом уже резко снижается. Эти различия, вероятно, обусловлены сопряженным проявлением инфильтрационных и диффузионных процессов в зоне контакта, а не первичным содержанием CaO в неизмененных карбонатных породах.

Кривая содержания MgO в отдельных зонах имеет почти одинаковую конфигурацию во всех месторождениях. В приконтактной части интрузивной породы его содержание заметно понижается, потом в шпинель-пироксеновой зоне повышается, достигая максимума в форстеритовой зоне, и постепенно понижается к первичному содержанию в карбонатной породе. Среднее содержание MgO в магнезиальных скарнах всегда больше, чем первичные его содержания в карбонатных породах. Метасоматизирующие растворы привносят MgO в зону скарнирования. Однако очень характерно понижение содержания MgO в плагиоклаз-пироксеновой зоне. Вынос MgO из нее, вычисленный для всех месторождений, составляет $0,9—13,8$ г/100 см³ в контактах с доломитами и $11,3—26,7$ г/100 см³, когда вмещающие породы бедны доломитом. По мнению Л. И. Шабынина [304], на месте известняков, в том числе и с несколько повышенными содержаниями магния, магнезиальные скарны не образуются. Основной характер интрузивных пород, по всей вероятности, играет значительную роль при образовании магнезиальных скарнов на месте слабо доломитизированных мраморов. Примером могут служить магнезиальные скарны, связанные с основными породами Малко-Тырновского интрузива и образованные на месте очень слабо доломитизированных мраморов (содержание MgO 1,4—3,2%). В контактах более кислых интрузивных пород с теми же мраморами образуются только известковые скарны без признаков того, что они апомагнезиальные.

Минимум MgO в приконтактных частях интрузивных пород совпадает с минимумом в значениях удельной внутренней энергии U_v , вычисленной по методу Ю. В. Казицына и В. А. Рудника [126]. Кривая U_v по зонам для всех месторождений имеет максимум в шпинель-пироксеновых скарнах, т. е. в самой тыловой зоне скарнов. При магнезиальном скарнировании неокончательно затвердевшая магматическая масса соприкасается с карбонатными породами, и под влиянием сквозьмагматических растворов образуются магнезиальные скарны гипабиссальной фации. Во всех случаях кроме химической неоднородности

двух соприкасающихся систем есть и большая разница в температурах. Вмещающие карбонатные породы всегда являются более холодными. На контакте этих двух систем происходят сложные физико-химические преобразования, которым должны соответствовать и некоторые перемены в энергетическом состоянии систем. Минимум U_0 в плагиоклаз-пироксеновой зоне соответствует теплоэнергетической отдаче в непосредственно прилегающей части интрузивной породы до момента достижения энергетического равновесия систем: U_0 для шпинель-пироксеновой зоны выравнивается с U_0 интрузивной породы.

Подобные результаты в энергетической оценке скарновых процессов были получены при использовании энергетических параметров главных скарновых минералов [163]. При переходе от интрузивной породы через скарновые зоны к карбонатным породам последовательно от зоны к зоне получают следующие значения для величины эндоэффекта ΔA : +1,99; +1,19; +3,00; +2,19; +2,14; +0,02. Величина $\Delta A = +1,19$ совпадает с минимумом в значениях U_0 , а величина $\Delta A = +3,00$ — с максимумом для U_0 .

С магнезиально-скарновыми месторождениями юго-восточной части Болгарии связаны значительное магнетитовое оруденение и борная минерализация, а с апомагнезиальными известковыми скарнами — медно-железное и медное оруденение. По минеральному составу и хорошо проявленной зональности они являются аналогами уже известных магнезиально-скарновых месторождений в Советском Союзе и в других районах мира.

Соотношение колчеданного оруденения, околорудного метасоматоза и контактового метаморфизма на примере месторождения Весеннего

На территории Южного Урала и Мугоджар на стыке Магнитогорского мегасинклинория с Восточно-Уральским поднятием в вулканогенных образованиях эвгеосинклинальных зон открыты и изучены колчеданные месторождения. Вулканогенные образования, вмещающие колчеданные залежи, в пределах указанного стыка двух крупных структурных единиц прорваны гранитоидами позднепалеозойского возраста. Вблизи отдельных гранитных интрузивов обнаружены колчеданные месторождения, залегающие в зоне контактового метаморфизма. Эти объекты представляют большой научный и практический интерес, так как при изучении их можно получить ответы на вопрос о соотношении колчеданного оруденения и гранитного магматизма. Нами была предпринята попытка решить этот вопрос путем сопоставления продуктов околорудного метасоматоза, связанного с оруденением, и контактового метаморфизма, вызванного термальным воздействием интрузивного массива.

Предлагаемый материал представляет собой результат изучения медноколчеданного месторождения Весеннего, находящегося в Мугоджарах в районе развития вулканогенных, осадочных, интрузивных и метаморфических пород ордовика, силура, девона и карбона. По данным геологов Домбаровской экспедиции, рудовмещающими породами являются переслаивающиеся между собой лавы спилитов, диабазов и диабазовых порфиритов ниже-среднедевонского вулканогенного комплекса. Предполагается, что месторождение приурочено к восточному крылу антиклинальной структуры небольшого масштаба.

Ввиду однородности вулканогенных пород и их интенсивного контактового метаморфизма изучение элементов предполагаемой антиклинальной структуры затруднено. Ясно лишь одно, что рудные тела месторождения приурочены к зоне

разрывного нарушения и рассланцевания пород, простирающейся в субмеридиональном направлении близко параллельно контакту эффузивов и гранодиоритов Кошенсайского интрузивного массива. Месторождение состоит из нескольких рудных залежей линзовидной формы, расположенных вдоль названной рудоконтролирующей зоны разрывов кулисно, четкообразно. Рудные линзы имеют общее субмеридиональное простирание и падение на запад под углами 50—75°. Руды сложены пиритом, сфалеритом и халькопиритом с небольшим количеством пирротина, арсенопирита, теннантита, рутила, ильменита, марказита, гематита, магнетита, молибденита, валлериита, кубанита, маккинавита и галенита. В сростках с перечисленными рудными минералами встречаются нерудные минералы контактово-метаморфического происхождения: кордиерит, флогопит, антофиллит, корунд, шпинель, биотит, мусковит и др.

Руды месторождения претерпели контактовый метаморфизм, который выразился в перекристаллизации сульфидов с возникновением зернистого агрегата колчедана. При этом зерна пирита лишились зонального строения, возникли метаморфические жилы халькопирита и пирротина в руде; произошло перераспределение сфалерита: участки интенсивной перекристаллизации оказались наиболее обогащенными сфалеритом. Термальный метаморфизм вызвал появление не типичных для колчеданных руд структур. Так, халькопирит приобрел решетчатую структуру двойников прорастания. Это свидетельствует о том, что халькопирит претерпел высокотемпературное превращение из тетрагональной модификации в кубическую, которое совершается при температуре, превышающей 550° [212]. Обратный процесс перехода кубической модификации в тетрагональную привел к образованию халькопирита решетчатой структуры распада. Высокотемпературный метаморфизм обусловил также образование твердых растворов состава сфалерит — халькопирит и пирротин — сфалерит, о чем свидетельствуют продукты их распада. По данным П. Рамдора [243] и А. А. Филимоновой [294] с ссылкой на А. Сугаки и др., распад твердых растворов перечисленных минералов происходит при температуре 550° С. Все это свидетельствует о том, что внедрение и остывание Кошенсайского массива гранодиоритов вызвали термальный метаморфизм колчеданных руд месторождения. Об этом же говорят результаты исследования околорудных изменений вмещающих руду пород. Синрудные гидротермально-метасоматические породы претерпели контактовый метаморфизм. По ним возникли метаморфические минеральные ассоциации, отдаленно напоминающие исходные метасоматиты. При этом новообразованные контактово-метаморфические породы сохранили однородность и зональность ореола околорудных метасоматических пород. Превращение околорудных метасоматитов в контактово-метаморфические породы происходило в условиях фации амфиболовых роговиков, среди продуктов которых различаются следующие минеральные ассоциации или типы пород: эпидот-гранатовые амфиболиты, биотитовые роговики, антофиллит-кордиеритовые роговики, кварц-флогопит-кордиеритовые породы.

Выделенные околорудные метаморфические породы характеризуются каким-либо одним или несколькими достаточно четко фиксируемыми метаморфическими минералами и строением агрегата. Эти породы слагают околорудный ореол; большинство из них образуют широкие зоны, соизмеримые с масштабами оруденения, за исключением антофиллит-кордиеритовых роговиков, которые слагают узкие, не выдержанные по простиранию и мощности зоны.

Относительно рудных тел выделенные метаморфические породы располагаются в следующей последовательности. Непосредственно к рудным телам примыкает зона кварц-флогопит-кордиеритовых пород, при этом в висячем боку

рудных тел она имеет большую мощность, чем в лежащем. По краям зоны кварц-флогопит-кордиеритовых пород располагаются автофиллит-кордиеритовые роговики. К последним примыкает зона биотитовых роговики. Наиболее удаленную от рудных тел зону слагают эпидот-гранатовые амфиболиты и амфиболовые роговики. Амфиболиты и амфиболовые роговики сложены роговой обманкой и плагиоклазом. В качестве примесей присутствуют кварц, магнетит, биотит, гематит и пирит. Наиболее распространены на месторождении амфиболиты, характеризующиеся гранобластовой, порфиробластовой и граногетеронематобластовой структурами агрегата.

Амфиболиты гранобластовой структуры отличаются относительно более крупнозернистым строением. Амфибол, представленный роговой обманкой, и плагиоклаз содержатся примерно в равных количествах. В породе различаются две генерации плагиоклаза: ранняя — плагиоклаз основного состава, образующий идиоморфные призматические зерна, и генерация, слагающая интерстиции кристаллов первой, а также метаморфические жилки, представленная агрегатом более мелких зерен изометричной формы. Плагиоклаз второй генерации имеет более кислый состав. Для амфиболитов порфиробластовой структуры характерно присутствие плагиоклаза в виде крупных короткопластинчатых, тонкопризматических и тонкозернистых агрегатов. Все три разновидности плагиоклаза сосюртитизированы и, видимо, принадлежат к основным. Наличие довольно крупных выделений плагиоклаза придает породе порфиробластовое строение. Тонкопризматический плагиоклаз беспорядочно расположен по всей массе породы. Тонкозернистая разновидность плагиоклаза большей частью слагает метаморфические жилки.

Третья разновидность амфиболитов обнаруживается лишь вдоль зон развития биотитовых роговики. Она сложена амфиболом, кварцем, плагиоклазом, гематитом и магнетитом, реже биотитом. Амфибол представлен мелкими призматическими зернами, которые имеют слабую ориентировку. Плагиоклаз и кварц слагают промежутки между зернами амфибола и нередко образуют вытянутые, линзовидные, округлые, даже угловатые скопления изометричных зерен.

Эпидот-гранатовые амфиболиты содержат короткие жилы, гнезда и неправильной формы скопления эпидота с гранатом и плагиоклазом. Края жилок и скоплений извилистые, неровные. Мощность их изменяется в широких пределах, достигая 30 см. Среди скоплений эпидота и граната встречаются также халькопирит, пирит, магнетит, кварц и галенит. Внутри жилок и скоплений минералы распределены неравномерно. Так, в центральных их частях преобладает эпидот, в агрегате которого гранат размещен неравномерно. Плагиоклаз тяготеет к наружным зонам скоплений, образуя не выдержанную по ширине кайму. По степени идиоморфизма устанавливается следующая последовательность кристаллизации минералов в пределах скоплений: плагиоклаз — гранат — эпидот.

Биотитовые роговики представляют собой тонкозернистые породы, большей частью монолитные, но имеющие реликтовую сланцеватую текстуру. Они сложены плагиоклазом (50%), биотитом, амфиболом (15—20%), магнетитом с примесью кварца, гематита, халькопирита, сфалерита, пирита, кордиерита, пирротина и рутила. Плагиоклаз образует мелкие изометричные зерна размером 0,015—0,05 мм. В породе встречаются бластопорфирные скопления мелкозернистого плагиоклаза. Амфибол представлен мелкими игольчатыми идиоморфными зернами. Биотит распределен неравномерно, он больше тяготеет к плагиоклазу, образует с ним агрегат лепидогранобластической структуры.

В породах полосчатой текстуры биотит с плагиоклазом слагают полосы. Магнетит представлен мелкими метакристаллами, неравномерно цепочкой рассеянными преимущественно вдоль амфиболовых полосок. Биотитовые роговики характеризуются широким развитием гранонематобластической структуры и реликтовой сланцеватой текстуры.

Автофиллит-кордиеритовые роговики состоят из плагиоклаза, автофиллита, флогопита и кордиерита. В них присутствуют также кварц, эпидот, мусковит, куммингтонит, рутил, магнетит, пирит и хлорит. Эти породы характеризуются значительными колебаниями содержания основных и второстепенных минералов. Нередко наблюдается обособление минералов в виде полос. Так, в описываемых роговиках полосчатой текстуры различаются полосы автофиллит-плагиоклазового, флогопит-кордиеритового с сульфидами и флогопит-плагиоклазового состава. Для описываемых пород характерны гранобластическая, пойкилобластическая, лепидогранобластическая, метельчатая структура и полосчатая, реже массивная текстуры.

Кварц-флогопит-кордиеритовые породы кроме основных минералов содержат пирротин, пирит, пластинчатый хлорит, ганит, корунд, диаспор, мусковит, рутил, анатаз, сфен, халькопирит, сфалерит, молибденит и автофиллит. Сульфиды распределены очень неравномерно, местами содержание их достигает 65%.

В регрессивную стадию метаморфизма ряд минералов контактово-метаморфического происхождения претерпели интенсивный метасоматоз. Так, кордиерит полностью, флогопит частично заместились хлоритом, в меньшей степени серицитом, пирротин заместился пиритом и марказитом.

По составу и облику кварц-флогопит-кордиеритовые породы резко отличаются от остальных метаморфических пород месторождения. Они обладают неравномернозернистым строением, разнообразием структур и текстур, довольно пестрой окраской, обусловленной наличием яркоокрашенных минералов. Среди этих пород различаются разновидности с брекчиевидной, пятнистой, сланцеватой, полосчатой, линзовидно-полосчатой, реликтовой миндалекаменной, интерстициальной текстурами. В породах брекчиевидной текстуры обломки сложены кордиеритом, кварцем, реже хлоритом, цемент — флогопитом. Обломки большей частью округлые. Разновидностью брекчиевидной текстуры является интерстициальная. Породы с интерстициальной текстурой отличаются тем, что кордиеритовые обособления по краям сложены идиоморфными зернами, промежутки между которыми выполнены пирротином. Сланцеватая, линзовидно-полосчатая текстуры пород являются унаследованными. Нередко полосчатость обусловлена чередованием сульфидов и нерудных минералов в полосках. Из рассмотренных здесь метаморфических пород кварц-флогопит-кордиеритовые являются наиболее богатыми сульфидами. В них сконцентрирована основная масса пирротина, возникшего в результате контактового метаморфизма.

Таким образом, колчеданные залежи месторождения сопровождаются метаморфическими породами, возникшими в условиях приконтактной термальной перекристаллизации. Причем в околорудном ореоле различается несколько типов пород, каждый из которых состоит из определенной ассоциации метаморфических минералов. Эти ассоциации образуют зоны вокруг рудных тел. В расположении зон отмечается такая же закономерность, какая характерна для колчеданных месторождений вообще. Отличительные особенности состава и строения ореола околорудных измененных пород на Весеннем месторождении обусловлены следующими причинами. Формирование месторождения происходило до внедрения Кошенсайского массива гранитов. Одновременно

с сульфидными залежами возникли метасоматические породы, состоящие из хлорита, серицита и кварца в центральных частях ореола, минералов группы эпидота, гематита, возможно, карбонатов и незначительного количества хлорита и серицита в периферических зонах ореола. В периферических зонах кроме перечисленных сохранились и минералы исходных пород, в частности плагиоклаз. Внедрение Кошенсайского массива гранитов и гранодиоритов, последовавшее за формированием месторождения, вызвало перекристаллизацию околорудных метасоматических пород. В результате этого по метасоматитам центральных зон ореола возникли метаморфические породы кварц-флогопит-кордиеритового состава, а по частично измененным околорудным породам — биотитовые, антофиллит-кордиеритовые роговики и эпидот-гранатовые амфиболиты. Термальный метаморфизм не нарушил строения ореола, а лишь произвел качественное превращение метасоматических пород в метаморфические. По метасоматическим породам, состоящим из кварца, серицита и хлорита, возникли метаморфические породы кварц-флогопит-кордиеритового состава. Антофиллит-кордиеритовые роговики могли образоваться по породам, промежуточным между метасоматитами и частично измененными основными эффузивами. Поэтому в этих породах кроме антофиллита и кордиерита содержится также и плагиоклаз. Биотитовые роговики, видимо, образованы по серицитизированным и хлоритизированным разностям основных эффузивов. Эпидот-гранатовые амфиболиты, вероятно, являются продуктом перекристаллизации пород зоны эпидотизации в ореоле околорудных изменений.

По соотношению продуктов околорудного метасоматоза и контактового метаморфизма можно утверждать, что колчеданное оруденение предшествовало позднепалеозойскому гранитному магматизму. Внедрение гранитных магм вблизи колчеданных залежей привело к метаморфизму сульфидных масс и особенно синрудных метасоматических пород. Все эти данные необходимо учитывать при решении практических задач, тем более что существуют несколько точек зрения, не совпадающих с нашими выводами. Так, Б. П. Потапенко и М. Д. Тесаловский [284] считают, что месторождения описываемого типа сформировались после становления гранитоидов и в генетической связи с кислым интрузивным магматизмом. Н. М. Жуков [402] утверждает, что генезис оруденения контактово-метасоматический.

Особенности магнетитов метасоматических руд железородных месторождений Тургая

Большинством исследователей железородные месторождения Тургая относятся к контактово-метасоматическим — скаполитовым, скарновым и гидросиликатным [82, 273]. Метасоматические руды месторождений представлены скаполит-, гранат (+эпидот)-, пироксен-, кальцит-, актинолит- и хлорит-магнетитовыми разностями. Чистые минералогические разности встречаются крайне редко. В рудах обычно присутствуют два-три и более нерудных минерала, а из рудных — сульфиды (пирит, пирротин и др.).

Характер замещения магнетитом исходных скарнов и метасоматитов довольно хорошо прослеживается в прозрачных и полированных шлифах. В метасоматических рудах магнетит образуется по скаполиту, пироксену, гранату, кальциту и актинолиту в определенной последовательности: вначале по трещинам спайности, а потом по всему зерну от периферии к центру.

В скаполит-магнетитовых рудах Кашарского, Давыдовского и Соколовского месторождений рудный минерал часто представлен таблитчатыми выделениями титаномагнетита с грубой структурой распада — редкими и тонкими пластинками ильменита в магнетите. Размер зерен магнетита и титаномагнетита до 0,2 мм, рельеф высокий, зональность в зернах никогда не наблюдается.

В пироксен-магнетитовых рудах фронт замещения пироксена магнетитом часто представлен слабо выраженной границей с включениями в магнетите таблитчатых и неправильной формы зерен пироксена. Размер зерен магнетита до 0,1 мм, рельеф более низкий. Магнетит часто замещается хлоритом. Строение зерен иногда зональное. В редких случаях зональность по октаэдру наблюдается на Алешинском, III Елтайском и Коржункольском месторождениях, а на Сорском и Шагыркольском она прослеживается часто, с реликтами колломорфных структур и двойниками роста, иногда секториальными.

Гранат, обладающий более высокой твердостью и не имеющий спайности, замещается магнетитом по границам зерен и по трещинам в самих зернах, реже по зонам роста граната с образованием псевдоморфоз ромбододекаэдрического габитуса с прекрасно развитой зональностью. Зерна магнетита обычно чистые, имеют высокий рельеф, размер их до 0,4 мм.

Насыщение известняков магнетитом можно представить следующим образом. При выщелачивании известняков кислыми растворами в них образовались полости с пониженным давлением, в которых рудный раствор из нормального истинного переходил в пересыщенный и даже коллоидный; в нем возникали многочисленные центры кристаллизации, приводящие к образованию тонко- и мелкозернистой (до 0,05 мм) незональной основной массы магнетита с редкими реликтами колломорфных структур. Из остаточного истинного раствора выпадали более крупные (до 0,4 мм) зональные кристаллы октаэдрического и пентагондодоэдрического габитуса, иногда с изменением форм роста. Магнетит в кальцит-магнетитовых рудах Алешинского месторождения часто имеет тонкозональное строение в основной массе руды, а в рудах Коржункольского месторождения — колломорфное (почковидное и фестончато-зональное). Остаточные полости между зональными кристаллами выполнялись кальцитом, более крупнозернистым и более чистым, чем реликтовый среди мелких зерен магнетита. Кроме того, иногда имело место почти одновременное выщелачивание известняка и отложение магнетита с унаследованием трещин спайности кальцита. Довольно редко наблюдаются так называемые бурундучные текстуры и структуры, которые можно объяснить периодическим отложением магнетита в известняке, аналогично кольцам Лизеганга.

Прожилковый магнетит наблюдается на всех месторождениях в рудах и вмещающих породах и обычно представлен мелко- и среднезернистыми разностями, иногда столбчатыми кристаллами, выросшими в условиях геометрического отбора. Кристаллы октаэдрического облика, выросшие на стенках трещин, обычно незональны, размер их 5—7 мм, редко до 2 см, иногда с двойниками роста. Зерна магнетита в грубозернистых прожилках с пироксеном, скаполитом, апатитом и другими минералами часто имеют пластинчатую структуру распада ильменита и шпинели.

Для прожилковых магнетитов Коржункольского месторождения характерно широкое развитие колломорфных текстур и структур — аморфных почковидных и фестончато-зональных. Этим своеобразным магнетитам посвящены работы Д. О. Онтоева [214], А. М. Дымкина и Г. А. Соколова [83], которые считали, что колломорфный магнетит выпадал из коллоидных растворов весь одновременно, а затем он раскристаллизовывался, начиная от внешних зон.

Выполненные автором детальные онтогенетические исследования позволили установить наличие постепенных переходов от коллоидного почковидного магнетита к зонально-кристаллическому через фестоночато-зональную его разновидность. Морфологические особенности этого прожилкового магнетита являются функцией изменения концентрации рудоносного раствора во времени от сильно пересыщенного коллоидного до истинного (ионного) слабой концентрации, из которого выпадали зональные кристаллы октаэдрического и пентагондодекаэдрического габитуса.

В составе магнетита при переходе от скаполит-магнетитовых к кальцит-магнетитовым разновидностям руд понижается содержание титана (TiO_2 от 1,2 до 0,05%) и ванадия (V_2O_5 от 0,2 до 0,004%) и повышается содержание марганца на некоторых месторождениях (Южный участок Соколовского; MnO до 0,5%). Для зональных магнетитов гидросиликатных руд южных месторождений, кальцит-актинолит-магнетитовых руд Алешинского и прожилковых Коржункольского месторождений характерны повышенные содержания магния (MgO до 2%). Эта закономерность изменения содержания примесей сказалась на изменении величины микротвердости магнетитов из различных минералогических типов руд. Наиболее эффективно на увеличение микротвердости магнетита влияет наличие магния. Магнетит с содержанием MgO до 0,5% имеет микротвердость от 600 до 960 кгс/мм² (средняя 760 кгс/мм²), при возрастании количества MgO в магнетите до 1,5—2% его микротвердость увеличивается соответственно до 1100 кгс/мм². Аналогичные данные опубликованы В. И. Сияковым [261] для магнезитов Ангаро-Илимского района. Изоморфная примесь марганца в меньшей степени влияет на повышение микротвердости. При содержании MnO около 0,4% микротвердость магнетита колеблется от 530 до 670 кгс/мм² (средняя 590 кгс/мм²). Наиболее четко прослежено влияние на микротвердость магнетитов изоморфного титана. Для кальцит-магнетитовых руд с содержанием TiO_2 0,05—0,15% микротвердость магнетита колеблется от 300 до 500 кгс/мм² (средняя 420 кгс/мм²); для гранат-пироксен-магнетитовых (TiO_2 0,3—0,8%) — от 380 до 720 кгс/мм² (средняя 550 кгс/мм²); для скаполит-магнетитовых (TiO_2 0,7—1,2%) — от 400 до 770 кгс/мм² (средняя 575 кгс/мм²).

Маггемитизированные разности магнетитов всех минералогических разновидностей руд имеют пониженную на 10—15% микротвердость по отношению к неокисленному. Это связано с выносом $\frac{1}{3}$ закисного железа при маггемитизации магнетита и образованием более «рыхлой» шпинелевой структуры [259].

Различное влияние элементов-примесей на микротвердость магнетитов связано с легирующими свойствами этих элементов и с различной степенью ковалентности, с увеличением которой повышается прочность химической связи между металлом и кислородом [160, 229]. Одним легированием, т. е. образованием в структуре минерала дислокаций при вхождении инородного атома, содействующих упрочению кристалла, увеличение микротвердости объяснить нельзя. Ион Mg^{2+} по радиусу не очень отличается от иона Fe^{2+} и его вхождение в структуру магнетита сильных дислокаций вызвать не может. Рассмотрение электронного строения ионов обоих металлов показывает, что заполненная электронная оболочка магния дает более прочную ковалентную связь за счет образования sp^3 гибридных связей, чем железо с полупустой $3d$ оболочкой [26].

В случае изоморфного вхождения титана, вероятно, большое значение имеет легирование, так как ионный радиус Ti^{4+} больше ионного радиуса Fe^{3+} и это должно вызвать в кристалле магнетита многочисленные дислокации. Нами использованы значения ионно-атомных радиусов по В. И. Лебедеву [161], равных у Mg^{2+} 1,6 Å, Fe^{2+} 1,63 Å, Fe^{3+} 1,226 Å и Ti^{4+} 1,477 Å.

При сопоставлении классических ионных радиусов, равных у Mg^{2+} 0,74 Å, Fe^{2+} 0,80 Å, Fe^{3+} 0,67 Å и Ti^{4+} 0,64 Å, видно, что при изоморфном вхождении титана в структуру магнетита размер его элементарной ячейки должен уменьшаться, а на практике мы как раз имеем ее увеличение.

О температурных условиях образования магнетитов в некоторой степени можно судить по онтогеническим особенностям последних. Наличие структур распада в магнетите скаполит-магнетитовых руд и отсутствие зональности в пироксен-гранат-магнетитовых на основных месторождениях Северного и Среднего Тургая свидетельствуют о том, что температура была достаточно высокой, когда достигалась гомогенизация твердых растворов. Температура гомогенизации твердого раствора магнетит — ильменит равна 700—800° С [243]. Конечно, первичная зональность магнетита в пироксен-гранат-магнетитовых рудах могла быть уничтожена в результате последующего метаморфизма, но для доказательства этого положения минералогических данных у нас нет.

Кальцит-магнетитовые руды образованы, вероятно, при температуре ниже 400° С, так как растворителем в коллоидных растворах чаще всего является вода в жидком состоянии. Руды гидросиликатного подтипа образованы при таких же температурах, но в более окислительных условиях, при которых вместо недостающего закисного железа в структуру магнетита входил магний. По данным В. П. Чалого и Е. Н. Лукачиной [301], в экспериментальных условиях $MgFe_2O_4$ кристаллизуется при 400° С.

Проведенные автором совместно с Х. Г. Шангиреевым опыты по гомогенизации титаномагнетитов из магматических руд дали не только полную гомогенизацию титаномагнетита с исчезновением пластинок ильменита, но и скелетные новообразования магнетита в пироксене, ассоциирующем с титаномагнетитом [305]. Гомогенизация проводилась в термокамере микроскопа «Рейхерт» в вакууме 10^{-5} рт. ст. Новообразование магнетита происходило без растворения и без расплавления образца, хотя он нагревался до 1200° С. В данном случае вероятно диффузия рудного вещества сквозь структуру минерала (пироксена) в твердом состоянии, как и при самом процессе гомогенизации — растворении пластинок ильменита в магнетите. Скелетные кристаллики магнетита размером до 0,006 мм иногда ориентированы в двух направлениях. Их образование вызвало, вероятно, возникновение большого количества дислокаций в пироксене, что привело к упрочению кристаллов.

О механизме образования редкометалльных пегматитов в связи с процессами региональной гранитизации

В течение длительного периода времени основное внимание при изучении редкометалльных пегматитов уделялось вопросам, касающимся их состава, внутреннего строения, установлению закономерностей распределения в них редкометалльной минерализации. Вопросы геологии пегматитовых полей изучались слабо. Исследования последних лет характеризуются многосторонним подходом к решению проблемы гранитных пегматитов. Первые обобщающие работы, в которых рассматриваются геологические условия формирования пегматитов, принадлежат А. И. Гинзбургу [61—63] и Г. Г. Родионову [62, 247]. Ими было показано, что все многообразие пегматитов обусловлено не только ходом развития пегматитового процесса, но и целым рядом особенностей, определяющих геологическое положение и пространственное размещение пегматитов.

В настоящее время установлены общие закономерности в размещении крупнейших месторождений редкометалльных пегматитов. Одной из них является приуроченность пегматитовых поясов к внешним зонам щитов и выступов древних платформ [65] и сопряженность в пространстве и времени с процессами тектонической активизации докембрийского возраста [60, 139, 222]. А. И. Гинзбург [64, 65] впервые обратил внимание на древний возраст большинства редкометалльных пегматитов. По его данным, около 60% редкометалльных пегматитовых полей мира являются докембрийскими. Суммарное количество запасов и размер промышленных пегматитовых месторождений, качество заключенных в них руд убывают от докембрия к мезо-кайнозой. Из известных в настоящее время зарубежных месторождений редкометалльных пегматитов на докембрийские приходится от 73 до 92% всех запасов лития, рубидия, цезия, бериллия и тантала.

Большинством исследователей подчеркивается связь редкометалльных пегматитов с глубинными разломами. А. И. Гинзбург [63] указывает, что связь пегматитов с тектоническими зонами настолько характерна, что заставляет задуматься о том, что существуют ли в застывающем материнском интрузиве готовые пегматитовые очаги, из которых поступают пегматитовые расплавы, или сами эти расплавы, обогащенные летучими, возникают в момент оживления тектонических зон.

Учитывая связь редкометалльных пегматитов на территории пегматитовых полей с участками повышенной тектонической активности, ряд исследователей склонны считать тектонический фактор решающим при объяснении такого явления, как пространственная зональность внутри редкометалльных пегматитовых полей [153].

Одной из характерных черт редкометалльных пегматитов, подчеркиваемой многими исследователями, начиная с А. Е. Ферсмана, является преимущественная приуроченность пегматитов, существенно обогащенных редкими элементами, к породам основного состава [50, 203, 275, 293]. Одними это объясняется экранирующими свойствами амфиболовых пород [50, 293], другие рассматривают породы основного состава как наиболее благоприятную среду, влияющую на химический состав метасоматических рудоносных растворов [68, 203]. Именно таковы особенности наиболее крупных редкометалльных пегматитовых поясов Канадского, Бразильского, Балтийского, Южно-Африканского, Западно-Австралийского, Индийского щитов и Сибирской платформы [60, 65, 139, 264].

На генезис гранитных пегматитов, в том числе и редкометалльных, в настоящее время существуют три точки зрения: 1) пегматиты кристаллизуются из особого расплава-раствора, генетически связанного с материнскими гранитоидами (А. Е. Ферсман, К. А. Власов и др.); 2) пегматиты образуются в процессе перекристаллизации и метасоматоза под действием рудоносных постмагматических растворов (А. Н. Заварицкий, В. Д. Никитин и др.); 3) пегматиты формируются либо чисто метаморфогенным, либо палингенным путем в процессе ультраметаморфизма (Н. Г. Судовиков, К. А. Шуркин, М. С. Точилин и др.). Источником редких элементов в первых двух случаях являются материнские граниты, в третьем — исходные метаморфические породы.

Нами были проведены исследования на одном из полей редкометалльных пегматитов Кольского полуострова. Пегматиты расположены здесь в пределах полосы, представляющей собой узкий линейно вытянутый геосинклинальный трог с зоной глубинных разломов в основании [222, 286]. По данным ГСЗ, зона разломов имеет на северо-западном окончании ширину 36 км, погружается

вертикально и прослеживается до глубины 36 км, т. е. до поверхности Мохоровичича [286]. Эта зона является областью сочленения блоков земной коры различной мощности. Глубинность зоны разломов подтверждается наряду с геофизическими данными также и характером развитого в ее пределах магматизма. На всем протяжении она трассируется многочисленными интрузиями базитов и гипербазитов [66, 235].

Описываемая геосинклинальная троговая структура имеет четко линейный характер. Она протягивается в северо-западном направлении более чем на 150 км при ширине 5—12 км. Линейный тип структуры отчетливо фиксируется вытянутыми положительными магнитными аномалиями протяженностью до 200 км при ширине 2—10 км.

Отмечается резкое несогласие между ориентировкой главных структурных элементов древнего кристаллического фундамента и развитого на нем геосинклинального трога. Общий рисунок структур древнего фундамента брахиформный. Реликтовые полосы гнейсов и амфиболитов среди гранитоидов характеризуются здесь субмеридиональным или северо-восточным простиранием и пологим залеганием. Простирание геосинклинального трога северо-западное. Это несомненно свидетельствует о наложенном характере новообразованной линейной складчатой структуры [12, 138, 169].

Геосинклинальный трог сложен метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, в стратиграфическом разрезе которых снизу вверх выделяются: 1) гранат-биотитовые гнейсы с базальными конгломератами в основании (мощность 100—150 м), 2) амфиболиты и амфиболовые сланцы (не менее 300 м), 3) порфириоды, сланцы и гнейсы (около 200 м), 4) высокоглиноземистые гнейсы. Общая мощность всей толщи составляет 800—1000 м [136, 171, 285]. Наиболее вероятный возраст метаморфоз 2700—2500 млн. лет. В пределах зон, непосредственно прилегающих к описываемой полосе с севера и юга, возраст олигокладовых гнейсо-гранитов 3250—3520 млн. лет [171, 172, 312].

Породы смяты в линейные складки, ориентированные по простиранию полосы. Падение их крутое до вертикального. Они прорваны интрузиями ультраосновного и основного состава, гранитоидами и пегматитами, в том числе редкометальными. Перечисленные выше породы в основном имеют форму жил, вытянутых по простиранию полосы и группирующихся в протяженные пояса. Цифры абсолютного возраста 2380—2600 млн. лет, полученные рубидий-стронциевым методом по мусковитам редкометальных пегматитов, по всей вероятности, наиболее близки к истинному возрасту последних и соответствуют возрасту метаморфизма вмещающих пород [171].

Проведенные исследования показали, что отмечаемая обычно генетическая связь редкометальных пегматитов с материнскими гранитоидами в данном случае отсутствует. Вместе с тем устанавливается сопряженность пегматитов с процессами региональной мигматизации и гранитизации, непосредственно следующими за региональным метаморфизмом. Региональный метаморфизм эффузивно-осадочных и интрузивных пород проходил в условиях средней ступени амфиболитовой фации, на границе ее с высокотемпературной ступенью. В соответствии с систематикой С. П. Кориковского [148] для бедных СаО пород это андалузит-ставролитовая ступень равновесия, иногда с переходами к силлиманитовой; для основных пород — это эпидот-рогообманковая ступень. Парагенезисы обоих типов пород являются следующими: 1) биотит + мусковит + гранат + ставролит + андалузит (силлиманит) + кварц + андезин; 2) куммингтонит + актинолит (или актинолитовая роговая обманка) + хлорит ± (доизит или эпидот) + андезин-лабрадор.

Преимущественная устойчивость андалузита вместо дистена в среднетемпературных парагенезисах пород, бедных CaO , и характерная ассоциация кумингтонит + плагиоклаз в породах основного состава свидетельствуют о том, что метаморфизм проходил в условиях умеренных глубин при давлении 4,5—5 кбар [148]. На аналогичные термодинамические условия регионального метаморфизма в описываемом районе было указано ранее [175, 238].

Следует отметить крайнюю неоднородность метаморфизма в пределах изученной территории. Во многих участках устанавливается метаморфическая зональность. В высокоглиноземистых породах на коротком расстоянии происходит переход от андалузит-ставролитовой ступени равновесия к силлиманитовой. В биотитовых гнейсах в это же самое время отмечается образование граната за счет биотита и магнетита. И то и другое вызвано локальным прогревом толщи, причем прогрев был, очевидно, кратковременным, так как процесс замещения биотита гранатом и андалузита силлиманитом, как правило, не доходил до конца, свидетельством чего являются их неравновесные ассоциации. Примечателен тот факт, что во всех наблюдаемых нами случаях подобная зональность обнаруживается в непосредственной связи с редкометалльными пегматитами. Неоднородность раннедокембрийского метаморфизма на Кольском полуострове и в Карелии отмечается и другими исследователями [59, 175, 238].

Региональный метаморфизм сменяется мигматизацией¹. Она характеризуется в целом нормальной щелочностью с передовой зоной плагиомигматизации, что обусловлено преимущественным привнесом Na_2O на этом этапе. В основных породах плагиомигматизация выражается в альбитизации плагиоклаза и замещении актинолита, актинолитовой роговой обманки и кумингтонита натрийсодержащей роговой обманкой. В породах, бедных CaO , происходит раскисление плагиоклаза. Далее с повышением активности K_2O натриевый метасоматоз сменяется калиевым (калиевая мигматизация). Наблюдается биотитизация роговой обманки, реже микроклинизация плагиоклаза. Одновременно отмечается дальнейшее раскисление плагиоклаза. В результате всех этих процессов исходные метаморфизованные эффузивно-осадочные и интрузивные породы превращаются вначале в плагиогнейсы с различными вариациями количественных содержаний биотита и роговой обманки, затем в гнейсы, а в итоге в лейкократовые и пегматоидные граниты.

Смена парагенезисов на этапе мигматизации свидетельствует о направленной тенденции приближения вмещающих пород по составу к гранитной эвтектике и соответствует обычной схеме гранитизации (вынос Ca , Mg , Fe и обогащение K , Na , Si). Так же как и в отношении метаморфизма, отмечается высокоградиентная зональность процессов мигматизации и гранитизации. Это связано, очевидно, с локальным поступлением тепла и гранитизирующих растворов в пределы рассматриваемой зоны.

В отличие от плагиомигматизации, имеющей более широкое площадное развитие, процессы биотитизации и микроклинизации распространены более локально, проявляясь в участках наибольшей трещиноватости. В первом приближении они охватывают площади развития редкометалльных пегматитов.

Как уже указывалось, одной из эмпирических закономерностей в размещении пегматитов натрий-литиевого типа является их преимущественная приуроченность к породам основного состава. Это явление, по-видимому, может быть объяснено с точки зрения гипотезы Д. С. Коржинского о кислотно-основ-

¹ Под мигматизацией понимаются метасоматические процессы, протекающие на магматической стадии формирования пегматитов и связанные с привнесом натрия, калия и кремния.

ном взаимодействии. Гранитизация пород, богатых сильными основаниями (СаО, MgO), сопровождается местным повышением щелочности и резким увеличением коэффициента активности щелочей (в том числе лития, рубидия, цезия), что приводит к их осаждению.

В свете изложенного редкометалльные пегматиты Кольского полуострова, на наш взгляд, являются продуктом региональной метасоматически-палингенной гранитизации. Появление их обусловлено локальным развитием процессов гранитизации и предшествующего ей щелочного метасоматоза в первичных линейных складчатых зонах, а также наличием в основании этих зон глубинных разломов, обеспечивающих приток тепла и ювенильных растворов, содержащих наряду с легколетучими также и редкие элементы. В случае, когда вмещающими оказывались породы основного состава, создавались особенно благоприятные условия для фиксации редких щелочей, как наиболее сильных оснований, в составе твердой фазы. Дальнейшая эволюция возникшего *in situ* пегматитового расплава происходит в последовательности, установленной и детально описанной К. А. Власовым [48], А. И. Гинзбургом [61, 62] и др.

В последние годы появляется все больше данных, свидетельствующих о зависимости характера и масштабов проявления эндогенной минерализации от типа и глубины заложения геологических структур, в пределах которых она проявлена, от мощности земной коры в данном участке и ее строения. В этой связи следует особо остановиться на структурах, подобных описываемой на Кольском полуострове. Как уже указывалось, к числу отличительных черт последней относится отчетливо линейный и вместе с тем наложенный характер, наличие в ее основании подвижной зоны — разлома. Характерно резкое несоответствие в региональном плане между главными структурными элементами нижнеархейского фундамента и развитого на его основании линейного трога. При этом они заметно различаются по преобладающему типу тектонических структур. Если в пределах фундамента широко развиты изолированные куполовидные структуры, то в наложенном трого складчатость приобретает отчетливо линейный характер. Все эти черты позволяют сравнивать ее со структурами типа Темискамингского трога, непосредственно развитого на древнем основании Канадского щита [170, 171].

Впервые мысль о специфике тектонического режима в раннем докембрии была высказана Е. В. Павловским и М. С. Марковым [170, 218]. Эта точка зрения была поддержана многими исследователями, изучающими глубокий докембрий [260, 308]. Наиболее ранняя стадия становления сиалической оболочки названа Е. В. Павловским нуклеарной [218]. Она характеризуется широкими излияниями лав андезито-базальтового состава и накоплением граувакковых толщ, отсутствием резких дифференцированных движений, линейных структур, крупных разрывов и развитием изометричных структур брахиформного типа.

Согласно существующим в настоящее время представлениям, на раннем этапе развития земной коры гранитизация первичного базальтового слоя имела широкое площадное развитие. В участках с проявленными процессами гранитизации кора приобретала «жесткость» и в последующее время начинала раскалываться зонами крупных разломов. Именно с ними сопряжено развитие наиболее ранних линейных структур трогового типа. Появление их знаменует собой новый этап в развитии земной коры. Сам характер заложения этих структур обуславливает более концентрированное поступление в кору тепловой энергии и гранитизирующих растворов. Последние, по-видимому, представляют собой продукты дегазации мантии, которая максимальной была в наибо-

лее ранние периоды становления Земли [7, 46, 248]. С ювенильными растворами, по всей вероятности, связано и поступление редких элементов в верхние части коры. Именно с такого рода наложенными линейными структурами в докембрии связано большинство крупнейших в мире редкометалльных пегматитов Ta — Li — Cs-специализации.

По-видимому, одним из немаловажных факторов, обуславливающих наибольшую масштабность редкометалльного пегматитообразования в архее и протерозое, является огромная продолжительность периодов тектоно-магматической активности этого времени. В фанерозое длительность каждого из тектоно-магматических циклов намного короче и в целом обнаруживает тенденцию к уменьшению с течением геологического времени. Эта особенность в развитии земной коры была отмечена еще С. Н. Бубновым [31], а вслед за ним и многими другими исследователями.

Таким образом, нам представляется, что образование крупнейших в мире редкометалльных пегматитов связано с появлением в земной коре наиболее ранних протяженных зон разрывных нарушений, развивавшихся несогласно по отношению к древнему гранитизированному фундаменту. Именно в этих зонах складывались первичные линейные складчатые структуры. Линейные зоны крупных разломов играли роль подводящих каналов, обеспечивающих концентрированное поступление тепла и растворов и, как следствие, — линейную локализацию процессов гранитизации земной коры в отличие от широкого площадного ее развития в предшествующую нуклеарную стадию. Максимальная дегазация мантии этого времени, по-видимому, обусловила поступления в верхние части земной коры наряду с теплом и гранитизирующими растворами также и редких элементов. Все это вместе взятое с учетом огромной продолжительности тектоно-магматической активности в докембрии создавало благоприятные условия для возникновения гранит-пегматитовых расплавов, существенно обогащенных летучими и редкометалльными компонентами.

Метасоматиты, сопровождающие хрусталеносные гнезда Приполярного Урала

Хрусталеносная минерализация на Приполярном Урале связана с заключительным периодом активизации гидротермально-метасоматических процессов в герцинское время в зоне Главного Уральского глубинного разлома. В развитии этих процессов выявлено несколько этапов, синхронных с основными этапами герцинского тектоно-магматического цикла. С заключительным этапом (305—170 млн. лет) связана разнообразная рудная минерализация и формирование хрусталеносных жил, абсолютный возраст которых находится в пределах 254—278 млн. лет [32].

В соответствии с гипотезой кислотно-основной дифференциации постмагматических растворов хрусталеносную минерализацию следует отнести к поздней щелочной стадии послемагматического процесса. Гнезда с хрусталем накладывались на ранее образованные кварцевые жилы или развивались самостоятельно. Процесс их образования сопровождался сингенетичным изменением боковых пород, на что уже указывалось [34, 133]. Однако типизации измененных пород как околорудных образований разных стадий этапа хрусталеобразования до сих пор не проводилось. С этой целью было предпринято изучение вещественного состава метасоматитов по 120 разрезам на 30 месторождениях провинции в породах различного состава, которое выполнялось параллельно с минералогическим изучением гнезд. Метасоматиты, сопровождающие хрустале-

посные гнезда, имеют разнообразный минеральный и химический состав, который является отражением как состава вмещающих пород, так и свойств воздействующих на них растворов.

В основу типизации измененных пород было положено несколько признаков: 1) геологическое размещение гнезда, 2) мощность ореола изменения и строение колонки, 3) структурно-текстурные особенности породы, 4) минеральный состав, 5) особенности миграции компонентов в процессе метасоматоза, 6) характер изменения относительной щелочности метасоматита по сравнению с исходной породой. Два последних признака являются определяющими, так как по характеру привноса-выноса компонентов в метасоматите и изменению величины его относительной щелочности можно судить о составе и свойствах хрусталеобразующего раствора. Для изучения миграции компонентов проводились пересчеты химических анализов пород по атомно-объемному методу и сравнение баланса компонентов в процессе метасоматоза, высчитывались и сравнивались коэффициенты подвижности компонентов [126]. Для обработки данных по балансу компонентов были использованы методы математической статистики. В результате обработки материала по силикатным анализам методом дискриминантных функций на ЭВМ «Минск-22» были получены уравнения дискриминантной функции и порог для разделения на классы, что позволило разбить все метасоматиты по миграции катионов с вероятностью 93% на два класса. Основной вклад в распознавание класса вносит поведение катиона кремния (ΔSi), что подтверждает существование двух типов метасоматитов, выделенных нами ранее по поведению кремнезема [34].

Другим определяющим признаком, отражающим кислотно-основные свойства раствора, является изменение относительной щелочности (ΔB). Расчет относительной щелочности породы производился по формуле $B = \frac{n}{4,34} K + \frac{n}{5,11} Na + \frac{n}{6,11} Ca + \frac{n}{7,64} Mg$, где n — содержание катиона в стандартном объеме $10\ 000 \text{ \AA}^3$, а числа в знаменателе — соответствующие потенциалы ионизации элементов как показатель щелочности катиона. Снижение ($-\Delta B$) или повышение ($+\Delta B$) относительной щелочности измененной породы по сравнению с этой величиной в исходной породе определяют тенденцию изменения кислотно-основных свойств раствора.

Зависимость между двумя переменными ΔSi и ΔB , отражающая состояние метасоматизирующего раствора, изображена на графике (рис. 31), где в каждом из квадрантов располагается группа метасоматитов, характеризующихся определенными свойствами. Два основных типа метасоматитов, с положительным и отрицательным значением ΔSi , подразделяются на две группы по величине параметра ΔB .

Для уточнения закономерностей минеральных и геохимических превращений в пределах групп метасоматитов по данным баланса компонентов были рассчитаны коэффициенты подвижности [126] и проведен корреляционный анализ на ЭВМ. Данные корреляционного анализа для удобства приведены не в виде матриц, а в виде ассоциативных кругов, где сплошными линиями показаны значимые положительные связи между компонентами, а штриховыми — значимые отрицательные связи (рис. 32).

Метасоматиты первой группы сопровождают мелкие гнезда ранней хрусталеносной стадии, которые обычно наложены на ранее образованные кварцевые жилы и располагаются на флангах хрусталеносных полей в верхних горизонтах месторождений. Кристаллы кварца в гнездах отличаются

гексагонально-призматическим габитусом, мозаично-блоковым строением и низким содержанием структурных примесей [33]. Ореол измененных пород имеет незначительную мощность (0,1—0,2 м). Текстура породы не изменяется, структура становится более крупнозернистой, чем у исходной породы. Характерные

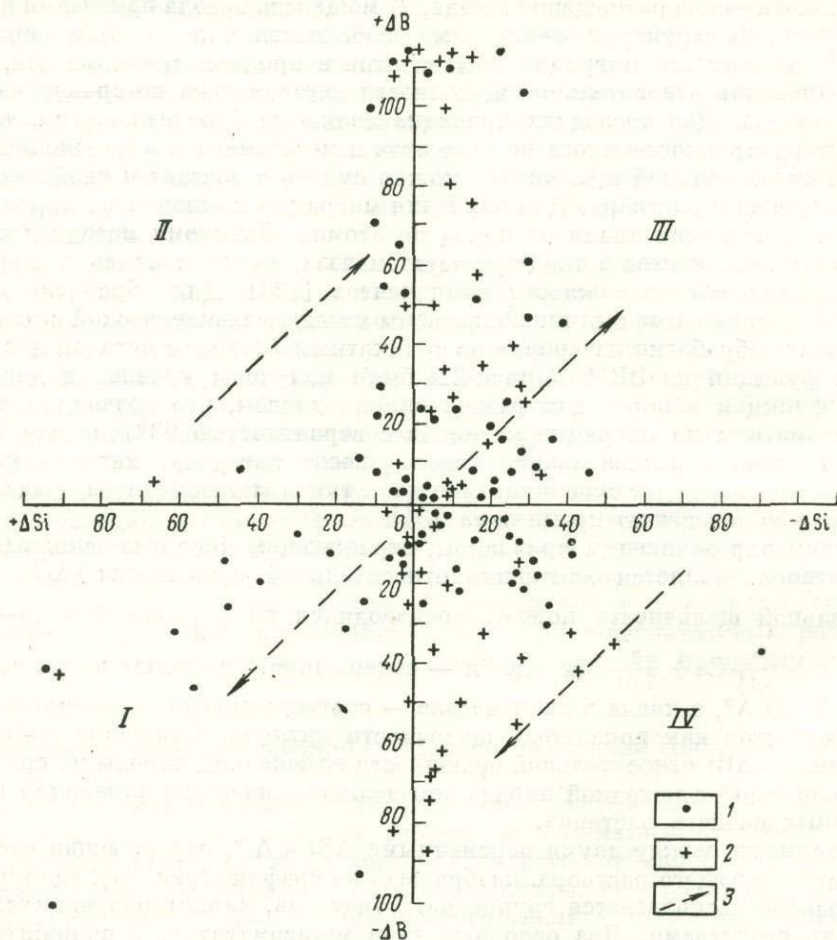


Рис. 31. Диаграмма распределения околосредовых метасоматитов в зависимости от относительной щелочности их (ΔB) по сравнению с исходной породой и относительного содержания кремния (ΔSi).

1 — метасоматиты по основным породам; 2 — то же, по кислым породам; 3 — тенденция изменения щелочности раствора. I—IV — группы метасоматитов

структуры метасоматита — бластопорфировая, гранобластовая, мозаичная, пойкилобластовая. Объемный вес метасоматита по сравнению с исходной породой обычно возрастает на 10% или не изменяется. Минеральный состав измененной породы и некоторые особенности поведения компонентов в процессе ее образования зависят от состава исходных пород. В основных породах во внешней зоне ореола изменений проявлена хлоритизация темноцветных минералов и альбитизация плагиоклаза. Наиболее подвижными компонентами здесь являются выносимые из вмещающих пород калий, магний, кальций и железо.

Привнесенный раствором инертный кремний вместе с инертными алюминием и натрием осаждались, образуя характерную хлорит-альбитовую ассоциацию. В приальбантовой зоне наблюдается порода существенно кварцевого состава, так как натрий здесь становится также подвижным, как и большинство других

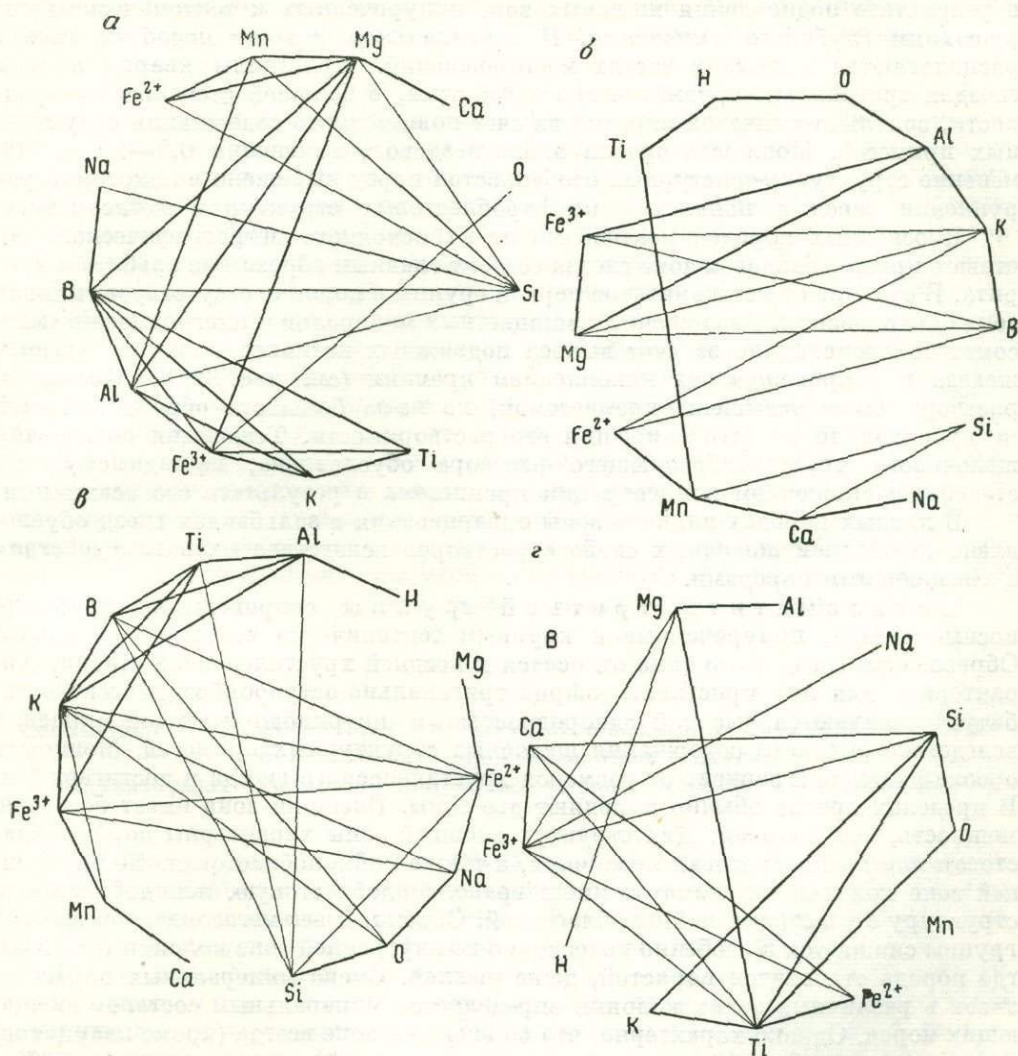


Рис. 32. Ассоциативные диаграммы поведения элементов в процессе образования метасоматитов первой (а), второй (б), третьей (в) и четвертой (г) групп

катионов. На диаграмме (см. рис. 32, а) наблюдаются две ассоциативные группы выносимых компонентов и резко выделяющаяся группа привносимых компонентов со значимыми отрицательными связями.

На стенках хрусталеносных гнезд в кислых породах отмечается разложение темноцветных минералов (биотита, хлорита) и окварцевание пород. По данным миграции компонентов растворы были пересыщены инертным кремнеземом

и содержали незначительное количество подвижных калия, натрия, кальция и железа.

Метасоматиты второй группы первого типа (см. рис. 31, II квадрант) сопровождают многополостные кварцевые жилы, образовавшиеся в результате подновления жильных зон, приуроченных к тектоническим нарушениям глубокого заложения. В вертикальном разрезе подобные гнезда располагаются в нижних частях месторождений. Кристаллы кварца в этих гнездах тригонально-призматического габитуса, с большей степенью однородности, зонально-дымчатой окраски за счет повышенного содержания структурных примесей. Мощность ореола околоснездового изменения 0,5—1,5 м. Изменение структурно-текстурных особенностей пород выражено в некотором укрупнении зерен и появлении порфиробластовых структур в метасоматите.

В основных породах независимо от их исходного петрографического состава в призальбандовой зоне гнезда состоят главным образом из альбита и хлорита. В отличие от метасоматитов первой группы в колонке отсутствует тыловая зона окварцевания. Разложение темноцветных минералов и плагиоклаза в метасоматите происходило за счет выноса подвижных катионов кальция, магния, железа и сопровождалось накоплением кремния (см. рис. 32, б). Очевидно, растворы были насыщены кремнеземом, но из-за большого объема полостей не происходило резкого снижения его растворимости. Тенденция повышения щелочности хрусталеобразующего раствора обусловлена, по-видимому, постепенным снижением концентрации кремнезема в результате его осаждения.

В кислых породах наличие зоны окварцевания в зальбандах гнезд обусловлено снижением щелочных свойств растворов вследствие их взаимодействия с вмещающими породами.

Метасоматиты третьей группы сопровождают хрусталеносные гнезда, приуроченные к крупным тектонически ослабленным зонам. Образование гнезд этого типа относится к поздней хрусталеносной стадии. Характерные для них кристаллы кварца тригонально-остроромбоэдрического габитуса отличаются высокой однородностью и цитриново-дымчатой окраской вследствие высокого содержания щелочных структурных примесей. Мощность ореола изменений зависит от размеров хрусталеносного гнезда и достигает 3 м. В пределах ореола обычно выделяют две зоны. Внешняя зона имеет большую мощность, чем тыловая. Для структур внешней зоны характерны порфиробластовая или гранобластовая мозаичная, а также пойкилобластовая. Во внутренней зоне колонки метасоматит имеет гранолепидобластовую, лепидобластовую структуру с участками пойкилобластовой. Объемный вес метасоматитов третьей группы снижается и особенно интенсивно во внутренней зоне колонки (до 30%), где порода становится пористой, даже рыхлой. Смена минеральных парагенезисов в различных зонах колонки определяется минеральным составом вмещающих пород. Однако характерно, что во внешней зоне всегда (кроме кварцитов) проявляется карбонатизация породы, а во внутренней зоне — ослюденение. Характер смены минеральных парагенетических ассоциаций от зоны к зоне свидетельствует о росте относительной щелочности воздействующего раствора, например карбонат доломит-анкеритового ряда, встречающийся во внешней зоне колонки, замещается во внутренней зоне кальцитом [213]. Меняются типоморфные особенности некоторых минералов-индикаторов (циркон, турмалин, ксенотим), свидетельствующие о возрастании щелочности раствора [35].

Геохимические особенности метасоматитов третьей группы подтверждают данные петрографических наблюдений. Метасоматиты в обеих зонах характеризуются выносом кремния и увеличением относительной щелочности, что свя-

зано с привнесом в породу кальция, магния, закисного железа во внешней зоне и калия — во внутренней. Выносятся кроме кремния также натрий, магний и двухвалентное железо (см. рис. 32, в). Коэффициенты подвижности компонентов в пределах различных зон колонки изменяются. Кальций и магний, инертные во внешней зоне, становятся сильно подвижными в тыловой зоне колонки, где почти все компоненты, кроме калия, имеют высокие коэффициенты подвижности.

Метасоматиты четвертой группы по геологическому положению сходны с метасоматитами первой группы ранней хрусталеносной стадии, так как сопровождают мелкие гнезда, приуроченные к верхним близповерхностным горизонтам месторождений. Кристаллы кварца в гнездах аналогичны кристаллам из более крупных хрусталеносных полостей, но отличаются размерами и меньшей однородностью. Зона измененных пород прямо пропорционально зависит от размера гнезда и не превышает 0,5 м. Текстура метасоматитов пористая, объемный вес их заметно снижается по сравнению с исходной породой (до 30%). Структуры — пойкилобластовая мозаичная, гранобластовая, лепидобластовая, бластоофитовая. Минеральный состав метасоматитов определяется составом исходных пород. Так, в основных породах в зоне изменения наблюдается хлоритизация биотита и амфибола с образованием метасоматита, сложенного альбитом, хлоритом, примесью карбоната и гематита. Около гнезд среди кислых пород происходит разложение слюд, минералов группы эпидота, хлорита и кварца с образованием метасоматита существенно альбитового состава. По данным баланса компонентов (см. рис. 32, г) наиболее характерными выносимыми элементами в этом процессе являются калий, магний, железо двухвалентное и кремний, а привносятся главным образом кальций и трехвалентное железо; натрий здесь — малоподвижный компонент.

Соотношение процессов авто- и аллометаморфизма с изумрудоносностью и использование хром-титановых и других индикаторных отношений при оценке перспективности месторождений

В настоящее время в связи с проведением широких поисково-разведочных работ на драгоценные и цветные камни одной из актуальных является проблема изумрудоносности. Центральное место в ней занимают вопросы генезиса слюдитовых комплексов, с которыми связана изумрудоносность [309].

Долгие годы большой популярностью пользовалась десиликационная гипотеза, согласно которой изумрудоносные слюдитовые тела представляют собой пегматиты линии скрещения [49, 327]. Руководствуясь этой гипотезой, геологи долгие годы проводили безуспешно поиски новых месторождений изумрудов и только в последнее время в связи с новыми генетическими представлениями об изумрудоносных рудных телах как грейзенах фации гипербазитов открыты новые изумрудоносные рудопроявления слюдит-грейзенового типа [310].

Изумрудные месторождения, как и другие бериллиевые месторождения, связаны с постмагматической деятельностью гранитных магм. Бериллий при формировании гранитной интрузии уходит вместе с фтором в пневматолитовую фазу и концентрируется в гидротермально-пневматолитовых месторождениях [22]. При этом парагенезис и состав бериллиевых минералов определяются характером вмещающих пород, подвергшихся замещению. Так, для кислых по-

род характерна ассоциация берилл, берtrandит, эвклаз; для ультраосновных — изумруд, александрит, фенакит, бериллиевый маргарит, бромеллит и для карбонатных — фенакит, хризоберилл, берtrandит, гельвин-даналит и др.

Привнос и концентрация бериллия в процессе формирования месторождения связаны с явлениями послемагматического изменения гранитов и вмещающих пород. В гранитоидах и породах кровли четко проявлены три стадии послемагматической деятельности: ранняя щелочная, кислотная и поздняя щелочная. Ранняя щелочная стадия, выразившаяся в фельдшпатизации и альбитизации гранитоидов, обусловила (в связи с выносом из последних калия, кальция, алюминия, кремния, бериллия, лития, фтора и других элементов) формирование в породах кровли изумрудноносных слюдитовых тел флогопитового состава с актинолитовыми (тремолитовыми), хлоритовыми, тальковыми и другими метасоматическими зонами. Процессы ранней щелочной стадии, характеризующиеся накоплением бериллия, имели в общем ограниченное развитие и сопровождалась более интенсивным проявлением процессов кислотной (грейзеновой) стадии. С этой стадией связано формирование бериллоносных флюоритсодержащих кварц-плагноклазовых, мусковит-плагноклазовых и другого состава гидротермально-пневматолитовых жил с маломощными флогопитовыми (в гипербазитах) бериллий-маргаритовыми и мусковитовыми метасоматическими оторочками. С поздней щелочной стадией связано выщелачивание из гранитоидов кремния и других элементов и образование сульфид-карбонат-пренит-эпидотсодержащих кварцевых жил, практически не бериллоносных.

Миграционная способность бериллия определяется режимом кислотности-щелочности минералообразующих растворов. Обычный парагенезис берилла и фторсодержащих минералов (топаз, флюорит), характерный для грейзенов, позволяет предполагать, что перенос бериллия в грейзеновую стадию осуществлялся в форме фторбериллатных комплексов. Распад комплексов и выделение бериллия в твердую фазу осуществлялись в связи с повышением pH растворов в породах основного состава (при понижении температуры растворов).

Важным фактором, характеризующим поведение бериллия, по А. А. Бесу, является абсолютное количество кремния, определяющего количество силикатов, захватывающих бериллий в качестве изоморфной примеси и препятствующих образованию самостоятельных бериллиевых минералов. В связи с этим преобладание в метасоматических телах силикатов, как, например, в слюдитах, ведет к рассеиванию бериллия.

Слюдитовые тела образуются преимущественно в ультраосновных породах (дунитах, серпентинитах, тальк-карбонатных и тальковых), а также в диоритах и амфиболитах. В соответствии с этим выделяются два типа слюдитов — апогипербазитовый и аподиоритовый (апоамфиболитовый), различающиеся по окраске, химизму, аксессуариям, элементам-примесям и светопреломлению флогопита. Слюдит апогипербазитового типа серой (зеленовато-серой), реже светло-бурой окраски, аподиоритового типа — темно-бурой (коричневой). Окраска слюдита обусловлена присутствием во флогопите железа и титана. Повышение содержания титана вызывает красно-бурую окраску, а окисного железа — зеленую. Показатели преломления ($n_m = n_g$) серого и светло-бурого флогопита 1,560—1,575 (среднее 1,570) и густо-бурого 1,578—1,620 (среднее 1,600).

Первичная природа слюдитов отчетливо устанавливается по элементам-примесям и аксессуариям (табл. 29). Существенной миграции хрома из гипербазитов в диориты при образовании слюдитов не происходило. Следовательно,

апогипербазитовые слюдиты в месторождениях грейзеновой формации можно рассматривать как потенциально изумрудноносные.

Общая железистость слюдитов апогипербазитовых разностей колеблется от 8 до 18% (среднее из 16 анализов 12%), аподиоритовых — 14—32% (среднее из 31 анализа 22%). Обе группы слюдитов четко различаются также и по величине молекулярного отношения $\frac{Cr_2O_3}{TiO_2}$. Для апогипербазитовых слюдитов характерны высокие значения этого отношения (1—2,66, среднее из 21 анализа 1,05). Аподиоритовые слюдиты, не перспективные на изумрудное сырье, отличаются от апогипербазитовых, изумрудноносных, низкими значениями хром-титанового молекулярного индикаторного отношения (0,02—0,08, среднее из 39 анализов 0,07).

В качестве показателя перспективности месторождений на изумрудное сырье можно использовать также коэффициент Г/Д (отношение мощностей гипербазитов и диоритов). Для наиболее обогащенных изумрудных участков он изменяется от 1,3 до 2,6.

Одним из ведущих факторов в формировании месторождений изумрудов наряду с магматическим и литологическим (связь с гранитоидами и хромсодержащими породами) является структурный. Наиболее крупные месторождения изумрудов приурочены к тектоническим ослабленным зонам, полям даек диоритового со-

Таблица 29
Результаты минералогического, химического и спектрального анализов слюдитов и исходных пород, %

Элементы-примеси	Слюдиты				Гипербазиты		Диориты	
	апогипербазитовые		аподиоритовые		от — до	среднее	от — до	среднее
	от — до	среднее	от — до	среднее				
					от — до	среднее		
Cr ₂ O ₃	0,1—0,34	0,21 (25)	0,01—0,12	0,08 (45)	0,26—0,60	0,26	Следы—0,06	0,02 (17)
Ni	0,07—0,2	0,14 (8)	0,03—0,09	0,06 (6)	0,16—0,21	0,19 (3)	0,01—0,05	0,02
Co	0,003—0,012	0,005 (6)	0,003—0,008	0,005	0,008—0,013	0,011 (3)	0,001—0,006	0,003 (8)
TiO ₂	0,03—0,30	0,15 (6)	0,30—1,50	0,68 (48)	0,09—0,37	0,15 (25)	0,45—2,30	1,12 (17)
V ₂ O ₅	0,00—0,02	0,01 (8)	0,01—0,06	0,04 (7)	0,0—0,02	0,01 (3)	0,01—0,06	0,04 (8)
Zr	0,0—0,001	Следы (6)	0,001—0,01	0,004 (18)	0,0—0,001	Следы (12)	0,003—0,01	0,007 (8)
P ₂ O ₅	0,02—0,05	0,02 (8)	0,04—0,44	0,16 (16)	0,02—0,09	0,05 (3)	0,06—0,32	0,18 (8)
Аксессории:								
Хромит	0,04—0,75	0,20 (15)	Нет	—	0,08—3,0	2,40 (7)	Нет	—
Ильменит	Нет	0,0 (15)	0,01—3,0	1,0 (15)	Нет	—	0,01—3,70	1,5 (18)
Рутил	Нет	0,0 (15)	0,0—0,50	0,30 (15)	Нет	—	0,20—0,50	0,40 (18)
Титанит	0,0—0,4	0,05 (15)	Много мелких включений		Нет		Много мелких включений	—
Апатит	Нет	0,0 (15)						
Циркон	Нет	0,0 (15)						

Примечание. В скобках приведено число анализов.

става, заливообразным изгибам контакта гранитоидов и апикальным частям небольших тел (массивов) аляскитовых гранитов, интенсивно альбитизированных и грейзенизированных. Четко устанавливается горизонтальная и вертикальная зональность, выраженная в приуроченности слюдитовых тел и гранит-пегматитов к контактовой зоне гранитов с метаморфическими породами кровли и флюорит-мусковитсодержащих кварц-плагиоклазовых жил со слюдитами — к удаленным от гранитов участкам.

Интенсивные тектонические напряжения стрессового характера, проявившиеся в рассланцевании пород с различным петрографическим составом и механическими свойствами (тальковые сланцы, серпентиниты, диорит-порфириды, микродиориты, кремнисто-углистые сланцы, кварциты, амфиболиты и др.), создали благоприятные условия для проникновения гидротермальных растворов и формирования слюдитовых тел. В процессе формирования слюдитов наблюдалось неоднократное приоткрытие трещин и в связи с этим инфильтрация растворов, изменявшихся во времени и пространстве и обусловивших кристаллизацию новых минералов и замещение ранее образованных.

Во вмещающих породах месторождений изумрудов в аномальном содержании отмечены элементы-примеси: бериллий, литий, свинец, цинк, медь, олово, молибден, бор и фтор. Все они участвуют в строении геохимического ореола рассеяния, образуя аномалии, различные по конфигурации и величине. Фоновые содержания элементов-примесей и их кларки, по А. П. Виноградову, приведены в табл. 30.

Таблица 30

Средние содержания элементов-примесей (в г/т) в фоновых выборках по различным литологическим разностям пород и их кларки, по А. П. Виноградову

Элемент	Диориты	Слюдиты и оторочки	Тальковые сланцы	Серпентиниты	Углисто-кремнистые сланцы	Амфиболиты	Кларки по А. П. Виноградову	
							Диориты	Сланцы
Бериллий	3,8	2,8	3,5	3,0	3,4	2,7	1,8	3,0
Литий	18,0	24,0	28,0	18,0	108,0	58,0	20,0	60,0
Свинец	3,0	2,0	2,0	2,0	6,0	4,0	15,0	20,0
Цинк	60,0	200,0	130,0	80,0	320,0	60,0	72,0	80,0
Медь	12,0	40,0	16,0	21,0	88,0	32,0	35,0	57,0
Олово	1,3	2,0	2,0	2,0	3,0	1,0	—	10,0
Молибден	2,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,7	0,9	2,0
Бор	11,0	14,0	20,0	20,0	70,0	20,0	15,0	100,0
Фтор	640,0	620,0	630,0	600,0	760,0	570,0	500,0	500,0

Наиболее высокое содержание элементов отмечается в метаморфизованных терригенно-осадочных породах — углисто-кремнистых сланцах. Средние содержания элементов в породах месторождений изумрудов сходны (за исключением свинца) с их кларками, по А. П. Виноградову. Наиболее интенсивно на месторождениях проявлены ореолы рассеяния фтора и лития, размеры которых обычно превышают длину интервалов опробованных скважин. В пределах этих ореолов располагаются ореолы рассеяния остальных элементов. Примерно одинаковые по морфологии и размерам ореолы дают медь, цинк и олово, которые группируются иногда вокруг рудных тел в аномальное кольцо шириной около 100 м, отстоящее от последних на 50—75 м. Затем следуют свинец и мо-

либден, образующие одинаковые по размерам и форме ореолы. Аномальное кольцо у этих элементов отстает от рудных тел на 10—50 м при ширине кольца около 100 м. Еще более узкий ореол образует бор. И, наконец, самый узкий ореол рассеяния дает бериллий; суммарная ширина его в околорудной части 250—300 м, она постепенно убывает по восстанию и падению рудной зоны. Отличительной особенностью бериллиевого ореола является то, что он, так же как и литиевый, является сплошным (за исключением периферических частей). Ореолы же рассеяния элементов, за исключением фтора, представлены серий линз и полос аномальных содержаний. Сходство бериллиевого, фторового и литиевого ореолов заключается еще и в том, что содержания этих элементов в ореоле убывают по направлению от рудных тел к периферии ореола, в то время как остальные элементы образуют вокруг рудных тел различной ширины зону фоновых содержаний, дальше идут аномальные содержания. Таким образом, бериллиевый ореол получается компактным и самым узким, хотя общая его аномальная площадь уступает лишь площади ореолов лития и фтора и превышает площади ореолов других элементов. Содержание элементов-индикаторов в ореоле рассеяния приведено в табл. 31, из которой видно, что бериллий, олово, свинец и фтор дают максимальную концентрацию в околорудной части ореолов и их содержание постепенно уменьшается по падению и восстанию рудной зоны. В противоположность им молибден и бор имеют высокое содержание в надрудной и подрудной частях и низкое — в околорудной. Содержание лития, цинка и меди постепенно возрастает от надрудной части к околорудной и далее к подрудной. Только бериллий и фтор имеют более высокое содержание в надрудной части, все же остальные элементы более высокие содержания имеют в подрудной части. Наиболее четко различаются надрудная и подрудная части по содержанию меди и цинка. Отношения содержаний цинка и меди к бериллию можно использовать для отличия надрудной части от подрудной (табл. 32). Для установления уровня геохимического ореола можно использовать также отношение содержания любого элемента-индикатора к содержанию меди.

Таблица 31

**Распределение аномальных содержаний элементов-индикаторов
в ореоле рассеяния, г/т**

Элемент-индикатор	Надрудный ореол	Околорудный ореол	Подрудный ореол	Коэффициент контрастности
Бериллий	21,78	27,70	18,30	+1,19
Литий	162,50	177,30	189,40	-1,66
Свинец	3,77	9,88	7,60	-2,01
Цинк	38,1	66,40	110,50	-2,90
Медь	8,0	67,70	188,00	-23,50
Олово	1,22	7,15	2,65	-2,17
Молибден	5,86	4,50	13,00	-2,22
Бор	30,80	14,90	46,50	-1,50
Фтор	3037,00	6801,00	2300,00	+1,37

В табл. 33 приводится продуктивность геохимического ореола рудной свиты по всем исследуемым элементам на различных уровнях и отношения продуктивностей (коэффициент контрастности).

Продуктивность ореола по бериллию, литию, олову и фтору возрастает от надрудной части к околорудной и убывает в подрудной части. По цинку

Отношения средних содержаний элементов-индикаторов в надрудной и подрудной частях рудной зоны

Отношение элементов	Надрудная часть	Подрудная часть	Коэффициент контрастности
F/Be	133,70	125,60	+1,06
Li/Be	7,46	10,3	-1,30
Pb/Be	0,17	0,415	-2,50
Zn/Be	1,75	6,06	-3,50
Cu/Be	0,367	10,30	-28,10
Sn/Be	0,056	0,144	-2,50
Mo/Be	0,269	0,711	-2,60
B/Be	1,410	2,540	-1,70
F/Cu	380,00	12,20	+31,10
Be/Cu	2,72	0,10	+27,20
Zn/Cu	4,76	0,587	+8,10
Pb/Cu	0,471	0,040	+12,00
Li/Cu	20,31	1,007	+20,00
Sn/Cu	0,153	0,014	+11,00
Mo/Cu	0,732	0,070	+10,60
B/Cu	3,85	0,247	+15,40
Be/Li	0,134	0,097	+1,30
Pb/Li	0,223	0,040	+15,60
Zn/Li	0,234	0,580	-2,10
Cu/Li	0,050	0,930	-18,60
Sn/Li	0,008	0,014	-1,80
Mo/Li	0,036	0,068	-1,90
B/Li	0,189	0,245	-1,30
F/Li	18,600	12,10	+1,45

Таблица 33

Продуктивность ореола рассеяния по различным элементам

Элемент	Надрудная часть	Околорудная часть	Подрудная часть	Коэффициент контрастности
Бериллий	3 225,62	3 445,30	2 748,66	+1,17
Литий	32 853,50	34 253,90	26 629,60	+1,23
Свинец	140,24	562,50	654,36	-4,66
Цинк	17 602,20	3 084,20	6 784,70	+2,59
Медь	280,00	4 513,40	22 597,60	-79,63
Олово	68,32	762,90	91,16	-1,33
Молибден	92,59	256,40	1 028,30	-11,10
Бор	2 526,40	663,70	4 389,80	-1,73
Фтор	508 410,00	1 264 986,00	336 800,00	+1,51

и бору наблюдается обратная картина, т. е. продуктивность ореола по ним падает от периферии к центру ореола. По свинцу, меди и молибдену продуктивность ореола возрастает от надрудной части к околорудной и далее к подрудной. При рассмотрении отношений продуктивностей ореола по различным сечениям видно, что бериллий, литий, цинк и фтор преимущественно накапливаются в надрудной части ореола, а свинец, медь, олово, молибден и бор — в подрудной. Однако отношения продуктивностей в надрудной и подрудной частях (коэффициент контрастности) очень незначительны — от +2,59 до -1,33, исключение

составляют свинец, молибден и особенно медь. Только для этих элементов коэффициент контрастности является существенным. Коэффициент контрастности в отношениях к бериллию имеет существенное значение для свинца, меди и молибдена. Для остальных элементов он не может служить индикатором уровня геохимического ореола.

При рассмотрении отношений продуктивности ореола по различным элементам к продуктивности по свинцу, меди и другим индикаторам видно, что надежными характеристиками зональности геохимического ореола и указателями его уровня являются отношение продуктивностей ореола по следующим парам: молибден — бериллий, бериллий — свинец, цинк — свинец, а также отношения продуктивностей по всем элементам к продуктивности по меди.

С целью установления зависимости между различными парами элементов, являющихся индикаторами изумрудного оруденения, проводилось вычисление коэффициентов корреляции. В результате выявлено, что в целом по месторождению коэффициенты корреляции имеют низкий уровень значимости, отвечающий обычно вероятности 90%. В подрудном ореоле установлена сильная, близкая к функциональной зависимость при 1%-ном уровне значимости между парами элементов молибден — литий, молибден — олово и медь — свинец. Между бериллием и другими элементами значимая корреляционная зависимость отсутствует, за исключением пары бериллий — литий, для которой установлена положительная значимая величина коэффициента корреляции при вероятности 90%. Для надрудного ореола существенная положительная корреляция (5—10%-ного уровня значимости) отмечается между бором и такими элементами, как молибден, олово, свинец и цинк. Бериллий коррелируется с бором, цинком и оловом (10%-ный уровень). Для пар бериллий — молибден и бериллий — медь, так же как и в подрудном ореоле, характерно отсутствие корреляционной зависимости (связь отрицательная несущественная). Хорошо коррелируются такие элементы, как литий — олово, молибден — свинец (1%-ный уровень значимости), литий — бор, цинк — медь (5—10%-ные уровни), а также молибден — олово, свинец — олово.

В надрудном и околорудном ореолах установлена тесная корреляционная связь при 1%-ном уровне значимости фтора с бериллием, литием и оловом. Существенная отрицательная форма связи установлена в околорудном ореоле между фтором и свинцом (5%-ный уровень значимости).

На основании изложенного можно сделать вывод о целесообразности использования минералого-геохимических индикаторов в качестве поисково-оценочных признаков на изумрудное сырье.

Дивергентные замещения

Метасоматоз выделяется из всех способов минералообразования тем, что при нем ярко проявляется наследование качеств исчезающего минерала в минерале возникающем. Образуется своего рода генетическая цепь минеральных превращений, классическим примером которой являются реакционные ряды Боуэна. Действительно, все составные части этих рядов химически родственны, потому что принадлежат к кислородным соединениям, более того — к силикатам. Кроме того, все составные части рядов Боуэна структурно родственны, потому что основу их структур создает кремнекислородный тетраэдр. Как в химическом, так и в структурном планах переход от одной части к другой в рядах Боуэна постепенен: островной силикат магнезия и железа (оливин) — цепочечный силикат магнезия, железа, а также кальция (пироксен) — ленточный силикат магнезия, железа, кальция, натрия (роговая обманка) — слоистый силикат магнезия, железа, калия (флогопит) и т. д.

В боуэновских и других реакционных рядах благодаря большему или меньшему структурному сходству осуществляется полная или неполная закономерная ориентация замещающего минерала относительно замещаемого: амфибола относительно пироксена (реакционные оторочки), кварца относительно полевого шпата (графические прорастания), мусковита относительно биотита (псевдоморфозы замещения), пироклора относительно бадделеита (эпитаксические сростки) и пр. При весьма значительной близости структур или изоструктурности по периферии замещаемого минерала возникают вторичные изоморфные смеси: альбитизированные полевые шпаты, эгиринизированные пироксены, тремолитизированные роговые обманки, анкеритизированные доломиты и др. В целом реакционные ряды минералов со структурных позиций можно рассматривать как ряды морфотропных превращений.

Наличие в составе химически родственных минералов общих элементов предопределяет примерную одинаковость характера и количества электронов, принимающих участие в образовании химической связи. Поэтому химическое родство минералов может быть выражено не только с помощью химических формул, но также через близость среднего атомного веса или среднего атомного номера. По Ф. Берчу и О. Андерсону [5], например, средний атомный вес наиболее распространенных силикатов колеблется около 20,5.

Структурное сходство подразумевает полное (во всем объеме элементарных ячеек) или частичное (в определенных срезах элементарных ячеек) совмещение структурных мотивов. Совмещение же структурных мотивов возможно только в таких случаях, когда густота расположения атомов, составляющих структуру,

статистически одинакова хотя бы в одном-единственном направлении, своем для каждой структуры. Для определения густоты «заселения» атомами кристаллического пространства применяются межатомные расстояния, неудобство пользования которыми заключается в том, что они нередко различны даже по одному и тому же направлению в кристалле. Во многих случаях для создания представления о густоте распределения атомов достаточно воспользоваться понятием о структурных плотностях кристалла — числе структурных единиц (атомов, ионов, молекул) в единице пространства (одномерного, двумерного, трехмерного)¹. Преимущество константы структурной плотности перед межатомными расстояниями заключается в том, что она позволяет мысленно выборочно изотропизировать кристаллическое пространство, давая представление о средних расстояниях между единицами структуры. Применяя константу структурной плотности ребра кристалла, мы можем автоматически усреднить в соответствии с внутренней симметрией кристалла межатомные расстояния в данном направлении; применяя константу структурной плотности грани, можем усреднить расстояния в данном срезе; полная мысленная изотропизация кристалла достигается усреднением межатомных расстояний по всему объему элементарной ячейки — получением структурной плотности кристаллической решетки или обратной ей величины — структурной рыхлости

$$\omega = 0,602 \frac{V_0}{zn} = \frac{\bar{A}}{d},$$

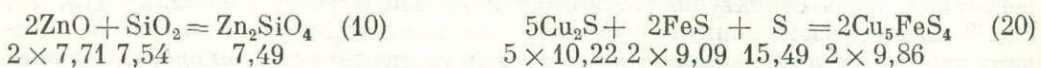
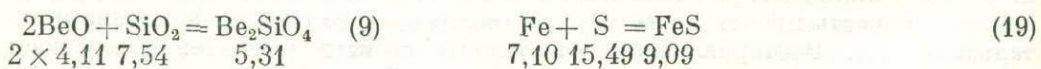
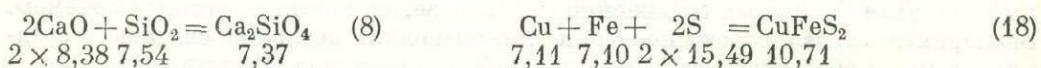
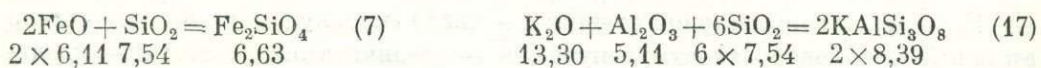
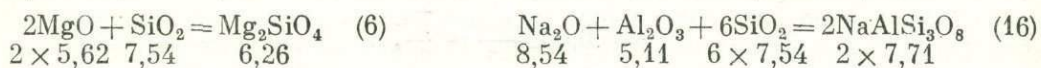
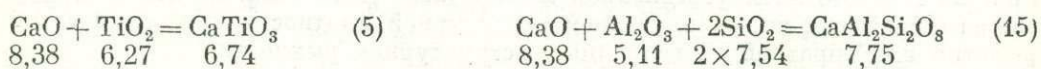
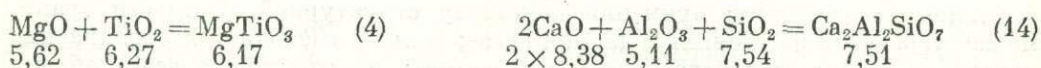
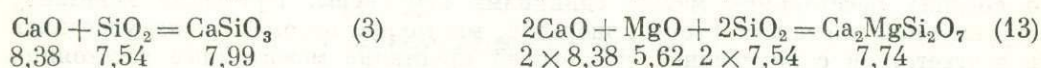
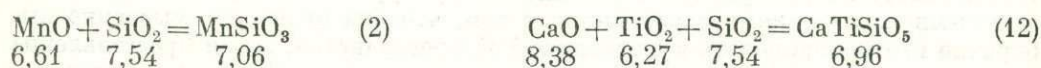
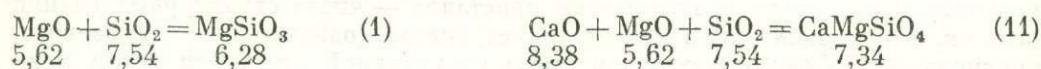
где V_0 — объем элементарной ячейки; z — число «молекул» в ячейке; n — число атомов (кроме водорода) в «молекуле»; \bar{A} — средний атомный вес; d — удельный вес. Для безводных соединений ω совпадает со средним атомным объемом. Экспериментальные работы последних лет позволили несложно связать со средним атомным объемом ряд физических свойств кристалла (теплоемкость, усредненную скорость прохождения упругих волн, среднее светопреломление и энтальпию) [6]. Векториальность физических свойств качественно отражает векториальность структурных плотностей граней и ребер кристалла [13, 18, 89]. Таким образом, понятие о структурных плотностях уходит корнями в физику твердого тела и является (даже в самом элементарном его виде, т. е. в виде ω) понятием не менее «кристаллографическим», чем, например, понятия о плотности атомно-ионной упаковки или энергии кристаллической решетки². Различие минералов по структурной плотности означает, следовательно, не только различие их по структурным особенностям, но и различие по физическим свойствам и занимаемому в природе энергетическому уровню.

Образование какого-либо минерала из двух или большего числа других минералов, например ромбического энстатита из кубического периклаза и тригонального кварца, можно рассматривать как смешение разнотипных

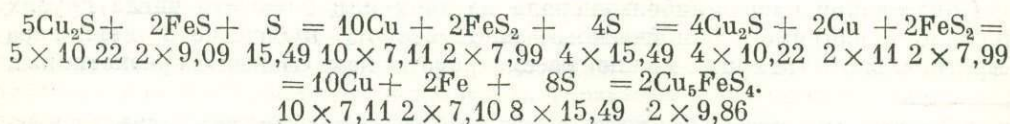
¹ Понятия, аналогичные понятию о структурных плотностях кристаллов, имеются в физике (число Авогадро), химии (ядерная концентрация), военном деле (плотность огня), демографии (плотность населения), текстильной промышленности (плотность ткани). Способ расчета структурных плотностей кристаллов рассмотрен в других работах автора [84—86].

² Следует подчеркнуть различие между константами структурной плотности (рыхлости) ω и константой атомно-ионной упаковки кристаллов. Первая отображает усредненные межатомные расстояния, реально существующие в кристалле и не зависящие от наших представлений о форме и размерах атомов в соединении. Вторая отображает долю пространства, занятого в кристалле атомами или ионами, исходя из предположения, что атомы и ионы — недеформируемые сферы. Результат вычисления константы плотности атомно-ионной упаковки зависит от наших представлений о форме и размерах атомов в соединениях, в частности он зависит от выбора системы атомно-ионных радиусов.

кристаллических решеток с образованием решетки компромиссного типа. Частным случаем такого смешения является, как уже отмечалось, образование изоморфных смесей (смешиваются однотипные решетки). Межатомные расстояния в новообразованной кристаллической решетке представляют собой нечто среднее из межатомных расстояний исходных решеток, что можно видеть из сопоставлений значений ω эдуктов и продукта:



Реакции могут пойти в иных вариантах или многоступенчато, смысл их все равно не изменяется: при образовании соединения из нескольких других соединений в новом соединении происходит приблизительное усреднение химических и структурных признаков исходных соединений:



По аналогии с явлениями сближения признаков в живой материи эти реакции следует назвать конвергентными.

Квазиаддитивность объемных соотношений в конвергентных реакциях рассматривалась в основном В. Бильтцем [325] и немного А. Е. Ферсманом, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и др. [159]. Она зафиксирована в известном правиле Вегарда, относящемся к изоморфным смесям. Метасоматистам конвергентные реакции интересны тем, что они заключают в себе важные минералогические следствия, на которые раньше не обращалось внимание:

с увеличением объема и требует 5,31 ккал/моль, в третью стадию дивергенции разложение энстатита и волластонита на составляющие окислы идет опять с увеличением объема и требует соответственно 21,25 и 8,69 ккал/моль. В целом дивергентное разложение окерманита на составляющие окислы требует 43,83 ккал/моль и происходит с 3%-ным структурным уплотнением (от $\omega = 7,74$ до $\omega = 7,49$). Вместе с тем хорошо известно (закон Линдгрена), что метасоматические замещения, как правило, характеризуются неизменностью объема, убедительным доказательством чего служат многочисленные псевдоморфозы замещения. Кажущееся противоречие между теорией, требующей

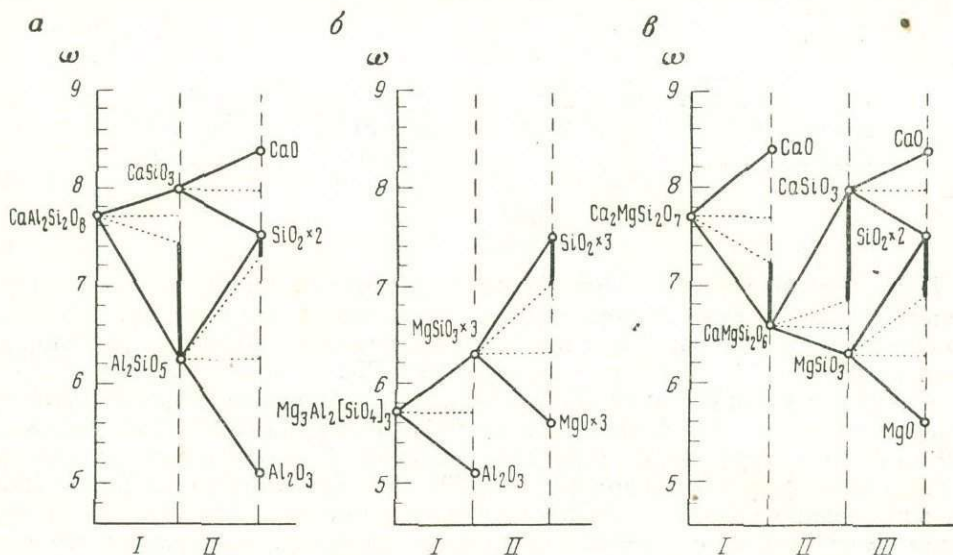


Рис. 33. Симметричные и асимметричные дивергентные замещения анортита (а), пироба (б), окерманита (в).

I, II, III — стадии замещения, ω — структурная рыхлость в см³/г. атом. Вертикальными жирными линиями показана степень отклонения от симметричности, пунктирными — оси симметрии и условные отклонения в случае симметричных замещений

контракции или экспансии при дивергентных замещениях, и практикой, показывающей сохранность объема метасоматической породы, снимается при учете того обстоятельства, что метасоматоз осуществляется в природе при свободном привносе в породу или выносе из нее части атомов [126].

В лабораторных условиях, которые обычно близки к условиям полностью или в основном закрытой системы, сохраняются как структурно плотные, так и структурно рыхлые члены дивергентных пар. В природных же условиях, которые преимущественно являются условиями полностью или в основном открытой системы, производится обмен веществом замещаемого минерала с окружающей средой. В природе сохраняется поэтому только тот член дивергентной пары, который энергетически устойчив при данных физико-химических параметрах процесса замещения. После дедоломитизации в экзоконтакте интрузий кальцит имеет количественное превосходство над периклазом. Происходит это, очевидно, потому, что в условиях прогретого экзоконтакта образование минерала с большей структурной рыхлостью (кальцита) по принципу Ле-Шателье энергетически выгоднее, чем образование минерала с малой струк-

турной рыхлостью (периклаза). Последний или не кристаллизуется совсем или несет избыток свободной энергии и оказывается в данной ситуации менее стоек против химического воздействия растворов; тем или иным способом периклаз разрушается, растворяется, переоткладывается в другом месте, т. е. постепенно исчезает из экзоконтакта. В другой ситуации, например при главенствующей роли фактора давления, структурно плотный материал будет накапливаться, а структурно рыхлый будет исчезать, как это имеет место при образовании корунда по дистену с отщеплением и выносом SiO_2 (потенциального кварца) в эклогитовой фации регионального метаморфизма. Таким образом, в природных условиях продукты дивергентных замещений оказываются резко неравноценными. Одни из них способны выжить в данных условиях, т. е. доминантны, а другие — неспособны, т. е. рецессивны. Признаком доминантности служит накопление продукта на месте реакции, а признаком рецессивности — его рассеяние и переотложение на соседних участках.

Как уже было отмечено, природные условия характеризуются тем, что в процессе дивергентного замещения замещающийся минерал способен вобрать в себя из окружающей среды или, напротив, поставить в окружающую среду те или иные компоненты. В реакции каолинизации микроклина вода из окружающей среды закрепляется в кристаллической решетке каолинита, а из орто-

Т а б л и ц а 34

Примеры природных дивергентных замещений

Процесс	Метасоматит	Эдукт (ω_n)	Продукт (ω_k)	
			$\omega_k < \omega_n$	$\omega_k > \omega_n$
Натро-калиевый метасоматоз	Апогаббро Аподиорит	Лабрадор (7,7) Роговая обманка (7,3)	Кварц (7,5) Сфен (6,9)	Анортоклаз (7,9) Биотит (7,6)
	Апогранит Грейзен Березит »	Микроклин (8,3) Оликоглаз (7,7) Биотит (7,6) Сфен (6,9)	Альбит (7,7) Мусковит (7,4) Серицит (7,4) Рутил (6,2)	Адуляр (8,4) Флюорит (8,2) Шприт (8,0) Кальцит (7,4)
Кали-натровый метасоматоз	Аномелилитит	Натромелилит (7,3)	Диопсид (6,7)	Калиевый нефелин (8,0)
	Апопироксенит Магнезиальный скарн	Авгит (6,9) Меланит (6,6)	Меланит (6,6) Эгирин (6,4)	Флогопит (7,4) Сфен (6,9)
	Шпреуштейн »	Калиевый нефелин (8,0) Канкринит (8,3)	Либенерит (7,4) Кальцит (7,4)	Канкринит (8,3) Натролит (9,1)
Перовскитизация	Апообазальт	Плагиоклаз (7,7)	Пренит (7,5)	Анальцит (8,9)
Сerpентинизация	Апооливинит	Титаномagnetит (6,4)	Шпинель (5,8)	Перовскит (6,8)
Сerpентинизация	Апооливинит	Оливин (6,3)	Клиногумит (6,1)	Серпофит (6,8)
Колумбитизация	Апокарбонатит	Пироклор (7,7)	Колумбит (7,2)	Флюорит (8,2)
Каолинизация	Аргиллизит	Калиевый полевой шпат (8,3)	Каолинит (7,7)	K_2CO_3 (?) (9,5)
Мигматизация	Апосланец Апоамфиболит	Биотит (7,6) Амфибол (7,3)	Альмандин (5,8) Гиперстен (6,6)	Кордиерит (8,0) Плагиоклаз (7,7)

клаза в окружающую среду уходят щелочи (потенциальный гидрат или карбонат калия). Вокруг каждого замещаемого минерала в общем случае создаются два противоположно направленных потока вещества: 1) центростремительный, концентрирующий; 2) центробежный, рассеивающий. Дивергентные замещения, сопровождающиеся обменом с окружающей средой, в природе составляют, по-видимому, основной путь приспособления атомных структур минералов к изменяющимся термодинамическим условиям кристаллизации (табл. 34).

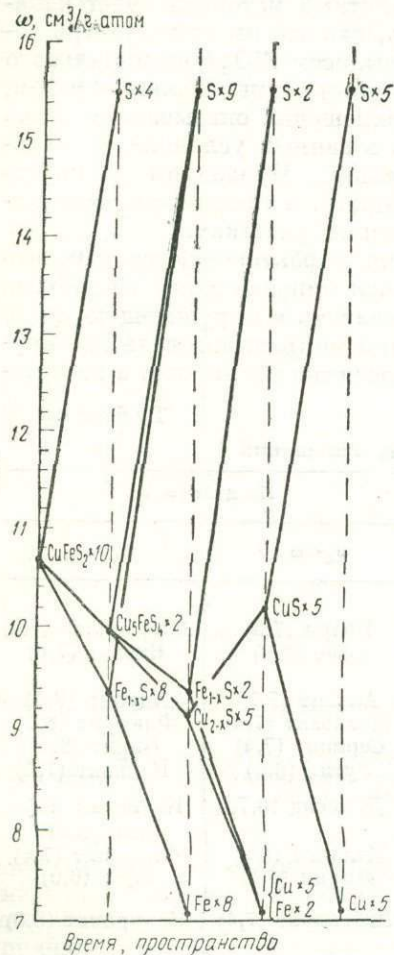


Рис. 34. Дивергентное замещение халькопирита в зоне окисления

Рецессивный член дивергентной пары иногда наблюдается на всех стадиях рассеяния, иногда не наблюдается. Так, флюорит в грейзенах, сопровождающих оловянно-вольфрамовое оруденение, присутствует в начале в составе флюорит-серицитовых псевдоморфов по плагиоклазу (дивергентная пара серицит — флюорит), потом образует рассеянную вкрапленность среди крупночешуйчатого мусковита, затем дает прожилки, секущие мусковитовый грейзен и саму кварцевую рудную жилу, наконец, создает самостоятельные крупные флюоритовые тела в пространственной связи с грейзенами [8]. Напротив, карбонат или гидроксид калия, потенциально образующиеся при каолинизации калиевого полевого шпата, никогда с каолинитом не обнаруживались по той причине, что они легко растворимы и быстро удаляемы. Другим примером незаметности рецессивного члена дивергентных замещений служит сера, образующаяся по сульфидам в зоне окисления. В реакционной последовательности халькопирит — борнит — дигенит (халькозин) — ковеллин — самородная медь [70] сера как структурно рыхлый член дивергентных пар отщепляется на каждой стадии дивергенции (рис. 34), но окисляется до серной кислоты и исчезает. Медь, а также железо тоже окисляются, но накапливаются по линии структурного уплотнения, т. е. являются доминантами. Ранее был сделан эмпирический вывод,

что все процессы минералообразования имеют направленный характер, выражающийся в структурном уплотнении или, наоборот, разуплотнении [90]. С позиции излагаемого здесь принципа дивергентности замещений направленность минералообразования определяется в основном доминантными членами.

Эпигенетическое вовлечение рецессивного члена дивергентной пары в миграцию создает картину его возрастной и пространственной разобщенности с доминантом. Так, несмотря на очевидность синхронного поступления в раствор при разрушении плагиоклаза компонентов серицита и флюорита, последний нередко ведет себя как минерал более поздний по времени отложения, чем се-

рицит (проникает в трещинки спайности серицита и пр.). Создается также впечатление позднейшего по отношению к волластониту образования гроссуляра в скарнах, хотя оба минерала составляют дивергентную пару (рис. 35). На основе дивергентных замещений в природе происходит тончайшая дифференциация минерального вещества, образование химически и физически отличающихся зон разной масштабиности: котрелловские зоны в монокристаллах, зоны околорудных изменений, металлогенические зоны, оболочки Земли. Так, дивергентное замещение пирропа (см. рис. 33, б) может служить моделью разделения первичного вещества верхней мантии (для пирропа скорость распространения продольных волн $v_p = 8,43$ км/с) на «базальтовое» и «гранитное» вещество земной коры (для энстатита и кварца v_p соответственно равна 7,80 и 6,06 км/с) и вещество нижней мантии (для корунда и пироклаза v_p соответственно равна 11,00 и 9,58 км/с).

Фактором, определяющим возможность концентрации или рассеяния тех или иных элементов в природе, пути их миграции, является неоднородное распределение напряжений в каждом отдельном монокристалле, горной породе, блоках земной коры и тектоносфере [87, 90, 116, 118, 302]. Длительно господствующий режим сжатия обуславливает, по-видимому, доминантность линии структурного уплотнения, а режим растяжения способствует доминантности линии структурного разуплотнения.

Перераспределение напряжений, смена режима сжатия режимом растяжения и наоборот приводят к тому, что доминантный и рецессивный члены могут поменяться ролями. Назовем этот процесс инверсией и проиллюстрируем его примером возрастных и пространственных взаимоотношений главных минералов в хорошо изученных [179] сульфидно-касситеритовых месторождениях хребта Мяо-Чан (Дальний Восток). На этих месторождениях последовательность метасоматических зон от периферии к центру рудного тела представляет собой три стадии дивергенции, протекающей при господстве режима сжатия (рис. 36, а). Доминантный ряд структурного уплотнения на основе микроклина гранитоидов (альбит — серицит — турмалин) порождает отщепление компонентов минералов рецессивного ряда структурного разуплотнения: адуляра, флюорита, кварца. В последнюю, кварц-турмалиновую стадию дивергенции происходит инверсия, перекристаллизация пород, образование оторочек на границе метасоматитов с жильным кварцем. Воцарившийся режим растяжения, сопровождающийся раскрытием трещин, приводит к тому, что в новых условиях доминантным становится ряд структурного разуплотнения, и осаждение минералов в трещинах идет в порядке, обратном порядку их прежнего отгона: кварц — флюорит — адуляр. Турмалин же и другие структурно плотные минералы околорудных измененных пород, относящиеся теперь к рецессивному ряду, подвергаются растворению и переносу. Инверсия является, по-видимому, распространенным

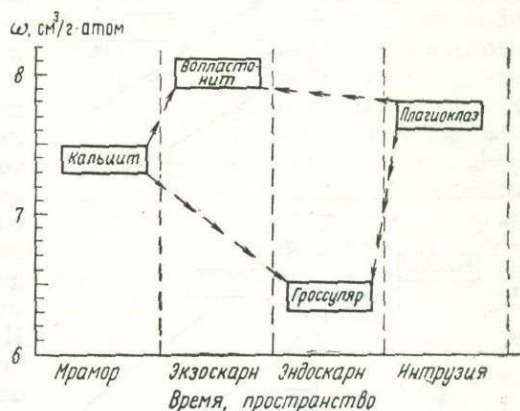


Рис. 35. Схема возрастных и пространственных взаимоотношений дивергентной пары волластонит — гроссуляр при образовании скарнов

явлением, так как по существу повторяет известное «правило полярности» Лодочникова. В частности, она описана как характерная черта оруденения, связанного с грейзенами [254].

Промышленные концентрации олова возникают вследствие его выделения из кристаллических решеток темноцветных силикатов под влиянием постмагматического изменения [11]. На рис. 36, б показан дивергентный характер биотитизации (хлоритизации), сфенизации, рутилизации, которые в итоге приводят к образованию касситерита. Таким образом, можно сделать вывод, что необходимыми предпосылками создания месторождения какого-либо полезного минерала являются достижение природной системой уровня структурной рыхлости, обеспечивающей отщепление

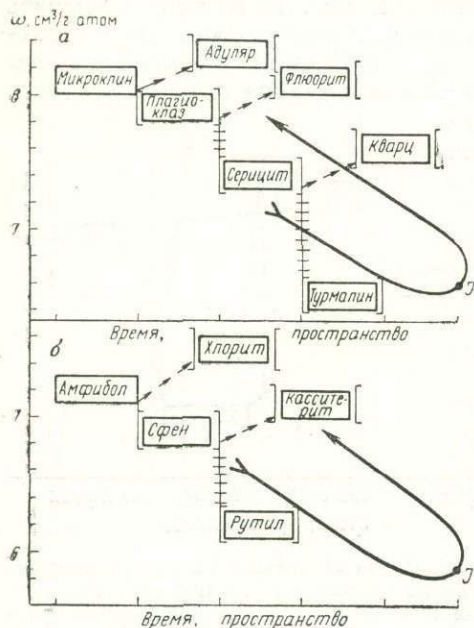


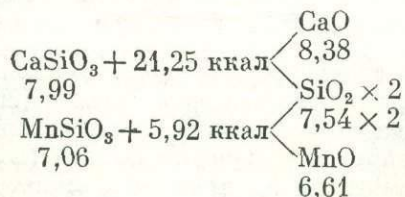
Рис. 36. Схема возрастных и пространственных взаимоотношений дивергентных пар, возникающих на основе микроклина (а) и амфибола (б) при образовании оловорудных тел.

I — момент инверсии

морфотропных ряда: а) доминантный со структурной рыхлостью от 7,6 до 9,2 и последовательным закреплением в решетке минералов поступающих извне щелочей и летучих (биотит — альбит — нефелин — канкринит — анальцит — натролит), б) рецессивный со структурной рыхлостью от 7,6 до 5,1 и последовательным изъятием из решетки минералов и отгоном на периферию всех компонентов, кроме Al_2O_3 (биотит — щелочной амфибол — эгирин — жадеит — шпинель — корунд). На этом примере видно, что последовательность изъятия компонентов из кристаллических решеток и переход их в подвижную фазу при структурном уплотнении почти повторяет ряд подвижности компонентов по Д. С. Коржинскому. С другой стороны, эти же компоненты, но в обратной последовательности закрепляются в кристаллических решетках при структурном разуплотнении. Так, в доминантном ряду кристаллизации щелочных пород со временем увеличивается железистость минералов, повышаются их щелочность и «водность». Ранее уже было замечено [124], что одни и те же компоненты ведут себя различно в различных геологических условиях, в частности их подвиж-

ность и инертность зависят от характера метаморфизма. Исходя из развиваемых представлений о дивергентности замещений, кристаллохимически можно интерпретировать инертность компонентов как свойство закрепляться в кристаллической решетке минералов, а подвижность — как свойство покидать кристаллическую решетку. В противовес широко распространенному мнению, что CO_2 и H_2O всегда подвижные компоненты земной коры, кристаллохимическая интерпретация инертности-подвижности компонентов дает основание считать CO_2 и H_2O инертными по крайней мере тогда, когда их содержание в твердой фазе во времени неуклонно растёт.

Неравенство членов дивергентных пар есть неравенство энергетическое: доминантный член устойчив потому, что его образование происходит согласно правилу Ле-Шателье, а рецессивный член нестабилен или метастабилен потому, что его образование (в данном месте) тем же правилом запрещено. Минералообразование по доминантной линии, следовательно, есть процесс энергетически выгодный, сопровождающийся уменьшением свободной энергии системы и выделением теплоты. Минералообразование по рецессивной линии (точнее отгон компонентов минералов рецессивной линии) есть процесс принудительный, энергетически невыгодный, сопровождающийся увеличением свободной энергии системы и требующий для своего осуществления поглощения теплоты. Общий тепловой эффект дивергентного замещения отсюда можно определить как разность тепловых эффектов по доминантной и рецессивной линиям. Известно [276], что теплота химической реакции примерно пропорциональна изменению объема веществ, участвующих в реакции, или сжатию. Сжатие можно выразить через отношение $\frac{\omega_n}{\omega_k}$ (отношение начальной и конечной структурной рыхлости). Статистический анализ для [212] минералов показывает, что между $\frac{\omega_n}{\omega_k}$ и теплотой образования минералов из элементов действительно существует прямая корреляция с коэффициентом 0,88 [7]. Усредняющая линия пропорциональности отвечает затрате примерно 10 ккал/г·атом с каждым новым десятью процентами структурного уплотнения-разуплотнения, но эта цифра завышена для сульфидов и занижена для силикатов и окислов. Структурное уплотнение-разуплотнение по доминантной и рецессивной линиям мы в состоянии оценить по изменению ω продукта по отношению к ω эдукта. Если бы отсутствовала химическая общность продуктов, то симметричное дивергентное замещение происходило бы без теплового эффекта, т. е. имело бы место просто механическое разделение вещества. На деле же благодаря химической общности тепловой эффект симметричного дивергентного замещения всегда не равен нулю и даже иногда весьма значителен:



Почти четырехкратное различие в теплотах образования CaSiO_3 и MnSiO_3 из соответствующих окислов в приведенном случае означает, очевидно, большее родство по характеру химической связи между SiO_2 ($\bar{A} = 20$) и CaO ($\bar{A} = 28$), чем между SiO_2 ($\bar{A} = 20$) и Mn ($\bar{A} = 35,5$).

Физико-химический анализ эдуктов и продуктов с учетом дивергентности замещения, по-видимому, намечает сравнительно простой путь сбалансирования энергии метасоматических превращений в природе. Так, если не претендовать на особую точность и пренебречь (пока) различием химической связи в членах дивергентных пар (или ограничиться рассмотрением внутри сугубо родственных химических групп), можно уже сейчас предложить в качестве критериев оценки тепловых эффектов минералообразования следующие положения:

1. Тепловой эффект образования доминантного члена всегда положителен, а рецессивного — отрицателен.

2. Тепловой эффект дивергентного замещения в целом определяется разностью тепловых эффектов по доминантной и рецессивной линиям.

3. Количество выделившегося или поглощенного тепла при дивергентном замещении примерно пропорционально происходящему структурному уплотнению-разуплотнению.

4. Пропорциональность теплоты образования структурному уплотнению-разуплотнению ослабляется в направлении от первой к последней стадии дивергенции.

Связь между структурным сжатием-расширением и составом железо-магнезиальных слюд

Взаимосвязь между общим изменением межатомных расстояний в структуре кристалла и его составом обычно выводится из формулы $V_0 d = 1,66 MZ$, связывающей состав (молекулярный вес M), плотность (d) и параметры элементарной ячейки (V_0 — объем элементарной ячейки с числом формульных единиц Z). Для кристаллов сложнопеременного состава низших сингоний, к которым принадлежат слюды и большинство породообразующих силикатов, расчеты очень трудоемки и не всегда осуществимы, так как для них необходим не только химический анализ, но и рентгеновские константы минерала. Совокупность таких сведений о природных минералах сравнительно ограничена.

В последние годы для выявления зависимости между тенденцией уменьшения или увеличения межатомных расстояний в кристаллической решетке и составом кристалла используется структурная рыхлость ω , равнозначная среднему атомному объему (предложена Н. З. Евзиковой)

$$\omega = \frac{M}{dn} = \frac{V_0}{1,66nZ},$$

где n — число атомов в структуре минерала. Эмпирически установлено, что $(OH)^-$, H_2O , $(H_3O)^+$ учитываются как одна частица [86, 90].

Кристаллохимическая и геохимическая направленность в изменении минералов в связи с тенденцией структурного сжатия ($\omega_0 > \omega_n$) или расширения ($\omega_0 < \omega_n$) впервые рассмотрена на примере калинатровых полевых шпатов, плагиоклазов, роговых обманок и ряда процессов природного минералообразования [116, 117, 118, 119, 120]. Графики зависимости между величиной ω и составом, составленные для калинатровых полевых шпатов [118, 119] и роговых обманок [156], дают возможность приближенно определять величину ω по составу этих минералов без сведений об их удельном весе.

Было сформулировано положение, что динамика и направленность изменения межатомных расстояний в процессе минералообразования, заданная каким-либо известным геологическим фактором, может быть использована для предсказания фаций (или фаз) пород, обладающих определенной петрохимической и геохимической специализацией; соответственно соотношение величин ω в минералах и минеральных ассоциациях горных пород дает возможность реконструировать направленность в изменении тектоно-геологических факторов [116, 120]. В последние годы выявлена и математически обоснована связь между величинами среднего атомного объема, т. е. структурной рыхлостью ω , и важнейшими физическими, в том числе и акустическими, свойствами минералов — модулями объемной упругости и сдвига, скоростью прохождения упругих волн, средним показателем светопреломления, удельной теплоемкостью, теплотой образования, теплопроводностью и т. п. [1, 5, 6, 55, 89, 231, 232, 242]; намечена зависимость магнитных свойств минералов от межатомных расстояний [306].

Таким образом, тенденция в изменении межатомных расстояний в кристалле, фиксируемая изменением среднего атомного объема ω , может отражать направленность в изменении петрохимических, геохимических, физических и иных свойств минералов. Отсюда следует важность выявления связи между величиной ω и составом минералов.

Для выявления связи между тенденцией структурного сжатия-расширения и составом многокомпонентных минералов разработан специальный графический метод, на основе которого впервые для всей группы природных роговых обманок рассмотрена качественная картина соотношения между их составом и величинами средних атомных объемов ω [156]. Было установлено, что связь между составом и величинами ω в роговых обманках не однозначна, и близкие по химическому составу роговые обманки могут обладать различными величинами ω ; тем самым были обнаружены признаки полиморфизма в этой сложной группе минералов [156]. Эти выводы, полученные по данным связи между величиной ω и составом роговых обманок, согласуются с выводами о существовании полиморфных модификаций в природных роговых обманках, к которым пришли А. П. Литвин и Л. П. Никитина [165] и А. П. Литвин и В. П. Орса [166] на основании многообразных расчетов типа соотношений между составом и параметрами элементарной ячейки (в том числе и ее объемом) роговых обманок из метаморфических пород.

Железо-магнезиальные слюды и в особенности биотиты являются наиболее сложными по своим кристаллохимическим особенностям группами силикатов. Эта сложность является основной причиной отсутствия данных о взаимосвязи между составом природных железо-магнезиальных слюд и общим изменением межатомных расстояний в их структуре (объемом элементарной ячейки). В то же время известно, что железо-магнезиальные слюды являются накопителями многих рудных элементов-примесей — олова, меди, цинка, ниобия, тапгала и др. При этом обнаруживаются положительные связи между петрогенными элементами и элементами-примесями. Например, в биотитах из гранитоидов олово положительно коррелируется с Fe^{3+} , цинк — с Fe^{2+} , но сильно тяготеет также и к магнию (исследования С. Т. Бадалова, В. Л. Барсукова, Л. В. Таусона и многих других). Соответственно о геохимической специализации слюд и горных пород нередко судят по составу биотитов. Широко используется состав биотитов также для различного рода петрологических сопоставлений, определений фаций метаморфизма, определений температуры минералообразования и расчетов различных термодинамических констант. При таких сопоставлениях

и расчетах состав биотита нередко определяют косвенным методом, в особенности по показателю преломления.

Приводимые далее данные о соотношении между составом железо-магнезиальных слюдов и величинами ω со всей очевидностью свидетельствуют, во-первых, что состав слюдов без учета показателя межатомных расстояний в их структуре не может служить надежным индикатором ни геохимических, ни физических и иных свойств слюдов, ни индикатором условий их образования, во-вторых, определение состава слюдов косвенными методами, без учета межатомных расстояний, также может приводить к неверным результатам.

Расчет величины ω позволяет судить о точности химического анализа и удельного веса минерала; значительные отклонения от величины ω , присущие тому или иному виду минерала, свидетельствуют, что в химическом анализе или определении удельного веса допущена ошибка. Для выявления соотношения между величиной ω и составом природных железо-магнезиальных слюдов были использованы 155 химических анализов, сопровождаемых данными об удельном весе анализируемых слюдов. Анализы заимствованы из опубликованных работ [75, 129, 290, 326]. Частота встречаемости величин ω показана на рис. 37.

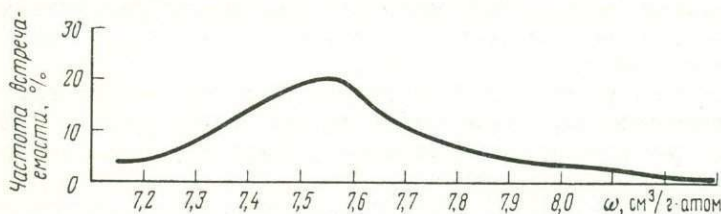


Рис. 37. Распределение средних атомных объемов ω в железо-магнезиальных слюдах по данным 155 анализов

Образцы с крайними значениями величин ω , составляющими менее 4% от общего количества, были отброшены, и в дальнейших расчетах учитывались данные по 120 анализам.

Графики, отображающие связь между величиной ω и составом слюдов, строились по методу топографических поверхностей, предложенному М. Ф. Кутыревой [156]. Суть метода такова. На график с координатными осями ω — Mg наносятся точки с соответствующими значениями ω и содержаниями магния в атомных процентах (рис. 38). У каждой точки проставляется содержание любого другого элемента и строятся линии его изосодержаний, в совокупности образующие топографическую поверхность. Такая поверхность позволяет наглядно представить одновременное влияние двух элементов на величину структурной рыхлости (и обратно) и выделить группировки внутри вида по этим трем характеристикам. По способу топографических поверхностей были построены графики для кремния, железа, титана, алюминия, марганца, калия, натрия и кальция. Здесь приведены только пять графиков (рис. 39, а — д). Рассмотрим предварительные выводы, следующие из этих графиков.

Полагают, что ряд железо-магнезиальных слюдов по составу непрерывен и граница между флогопитами, биотитами и сидерофиллитами чисто условная. К флогопитам относят слюды, в которых атомное отношение магния к железу превышает 2 : 1, к сидерофиллитам — аннитам — разновидности, предельно обедненные магнием [6]. Как видно на графике, 120 анализов железо-магнезиальных слюдов по координатам ω — Mg достаточно отчетливо разделились на три группировки, отвечающие трем перечисленным типам слюдов. Оказалось, однако, что эти группировки не сближены, а разделены полями составов, не обнаруженных среди образцов, вовлеченных в обработку. Очевидно, среди

природных железо-магнезиальных слюд очень редки или отсутствуют разновидности с содержанием магния и величинами ω , отвечающие полям I и II. Такие поля дают все основания предполагать, что между природными биотитами и флогопитом, с одной стороны, и между биотитами и сидерофиллитами — с другой, существуют определенные барьеры химической несмесимости. Или же смесимость между ними очень ограничена и осуществима только в диапазоне определенных величин межатомных расстояний, например на уровне величины

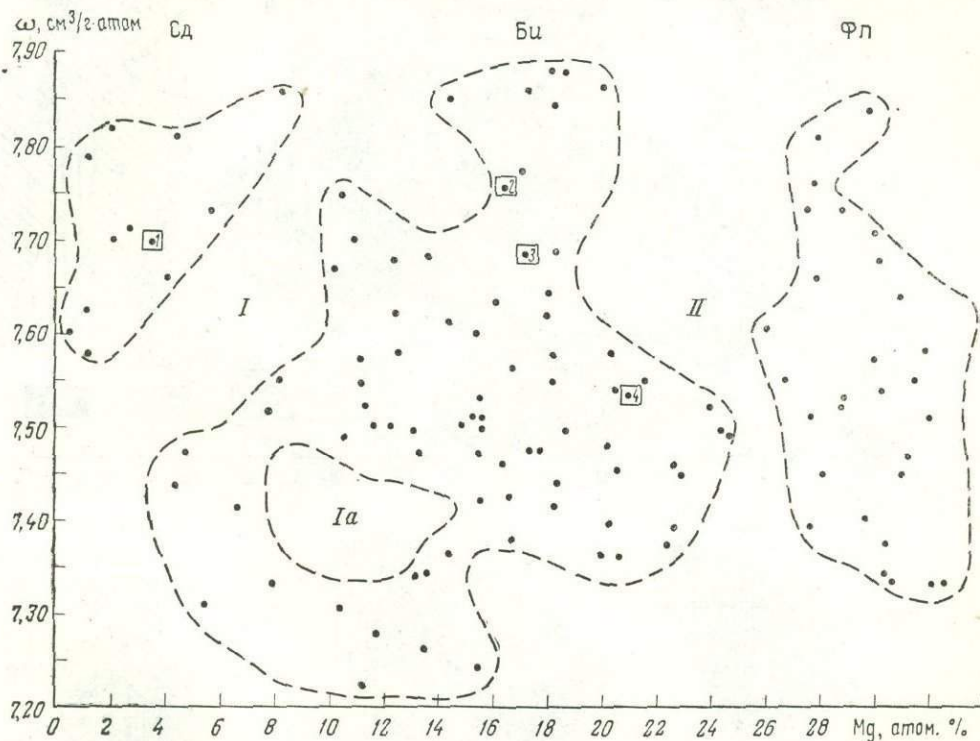


Рис. 38. Связь между средним атомным объемом ω и содержанием магния в железо-магнезиальных слюдах по данным 120 анализов.

I, Ia, II — поля составов, отсутствующих среди анализируемых слюд. 1—4 — биотиты из средних типов изверженных горных пород (рассчитано по данным С. П. Соловьева [273]): 1 — из нефелинового сиенита (18 анализов), 2 — из сиенита (6 анализов), 3 — из диорита (9 анализов), 4 — из перидотита (1 анализ)

$\omega = 7,50$ см³ для биотита и флогопита. Возможно также, что при большем количестве анализов выявятся группировки внутри каждой из намеченных групп; об этом свидетельствует поле Ia в группе биотита. Таким образом, соотношение между составом и величиной ω отчетливо свидетельствует об отсутствии непрерывности в природном ряду железо-магнезиальных слюд.

Как видно из графиков (см. рис. 39), в пределах каждой отдельно взятой группировки слюд существуют разновидности, относительно близкие по содержанию главных катионов, определяющих химический тип слюды, но сильно различающиеся по величинам ω , т. е. разновидности, относительно структурно сжатые или расширенные. Так, интервалу содержания магния от 27 до 32 атом. % отвечает флогопит почти всего диапазона ω . Группе сидерофиллитов — аннитов с большими величинами ω ($> 7,55$ см³) отвечает близкая по

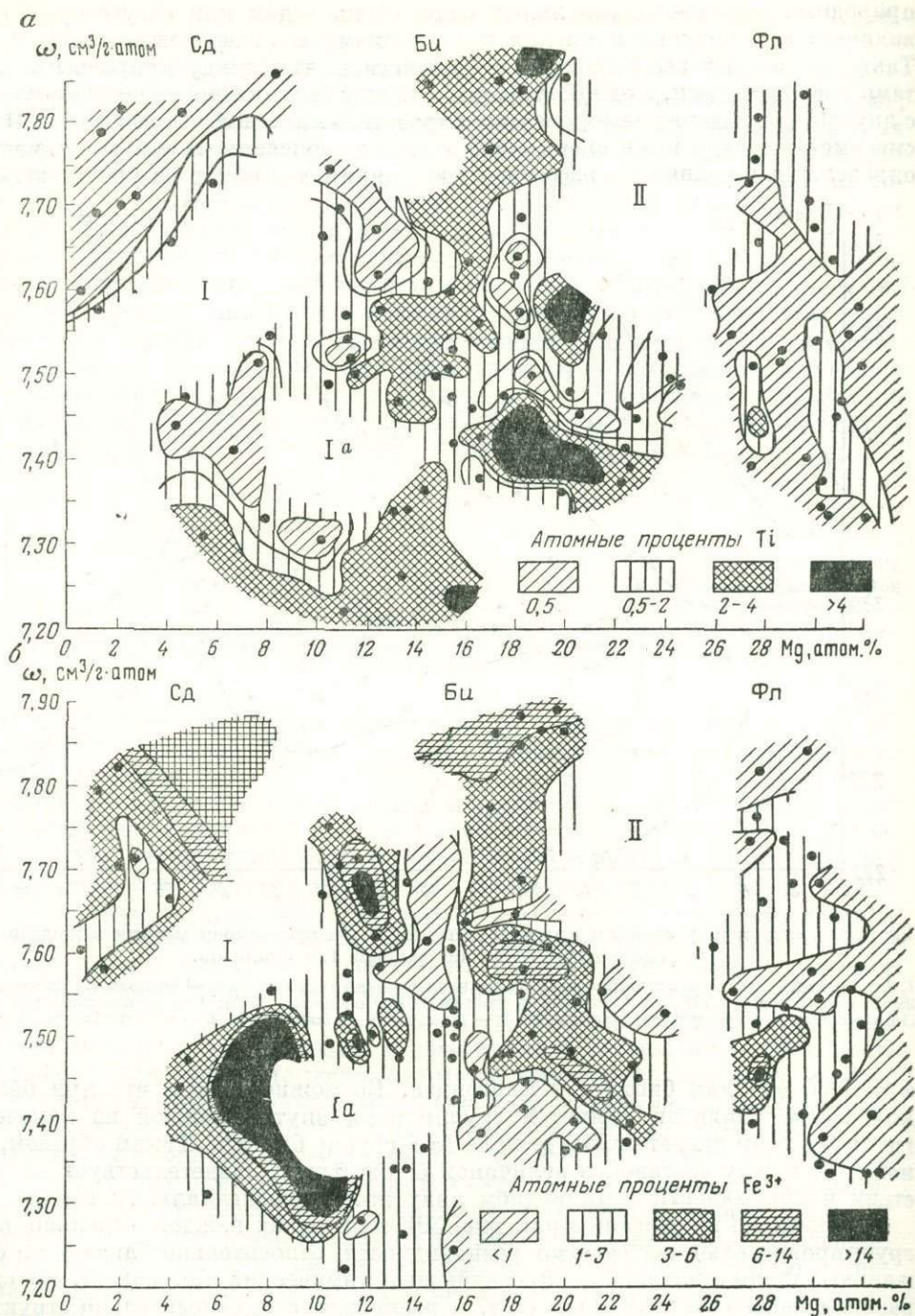
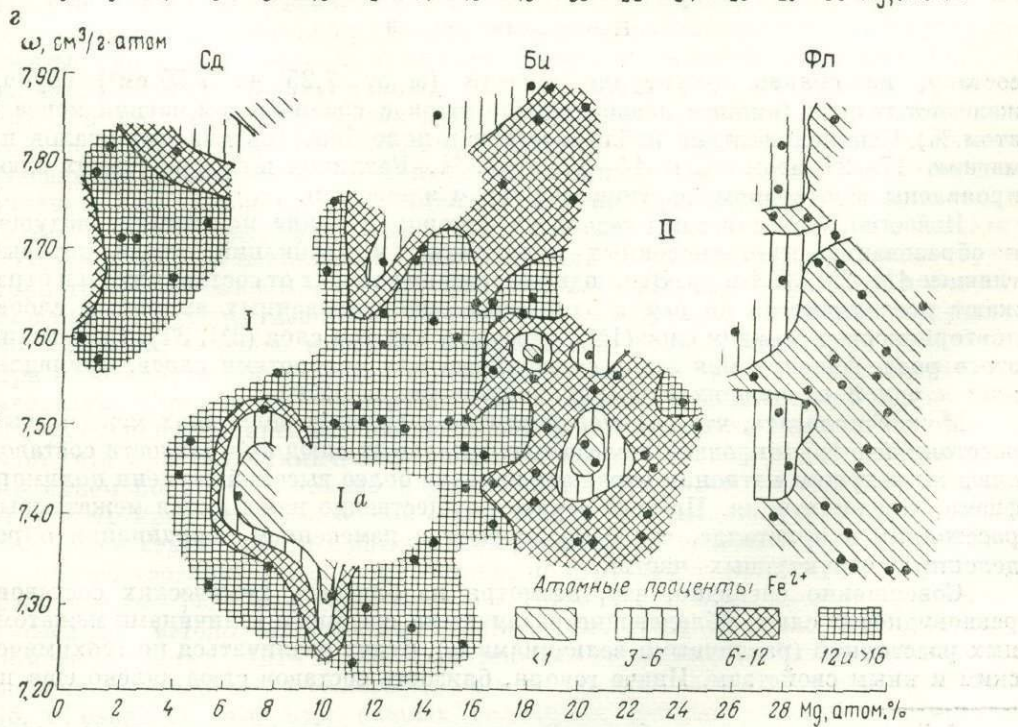
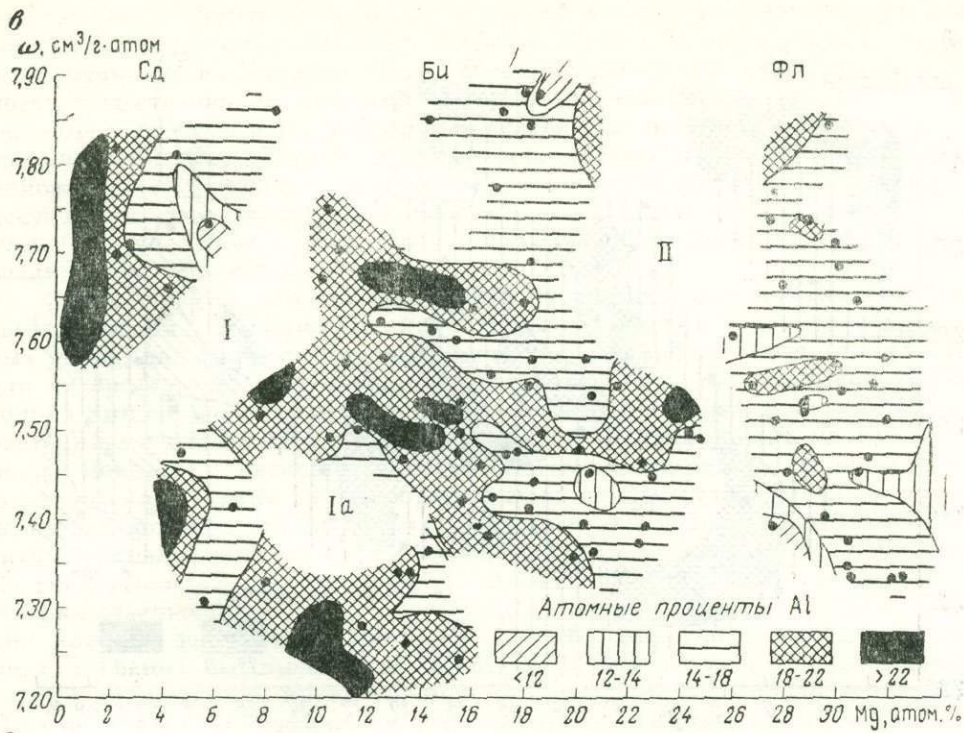
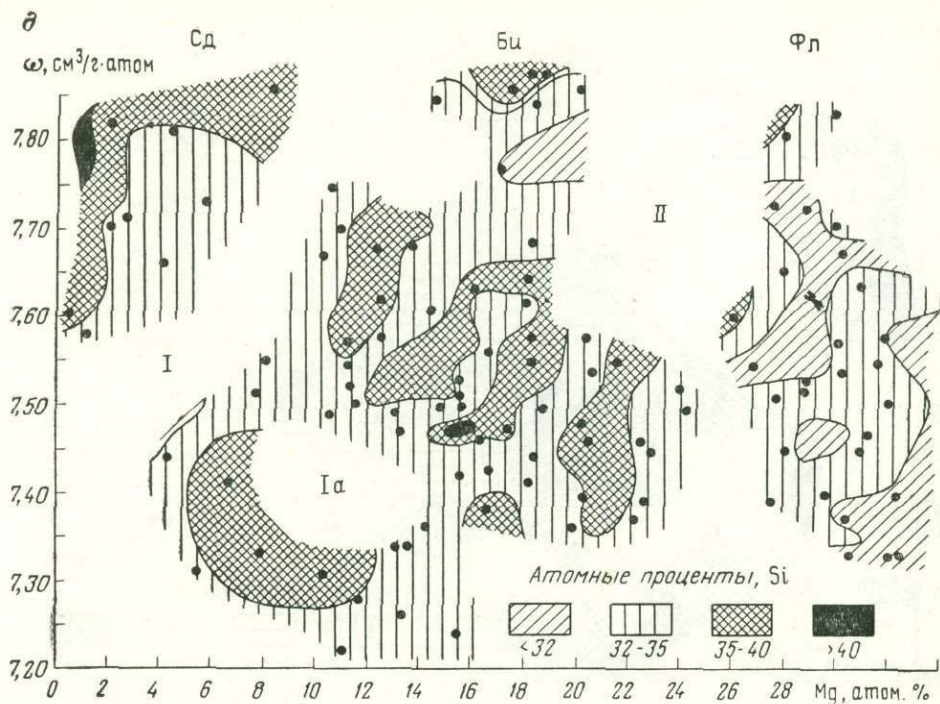


Рис. 39. Связь между средним атомным объемом ω , содержанием Mg и содержания
 а — ω -Mg-Ti; б — ω -Mg-Fe³⁺; в — ω -Mg-Al; г — ω



нием главных петрогенных элементов в железо-магнезиальных слюдах:
 $\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$; θ — ω —Mg—Si, I, Ia, II — см. рис. 38



Продолжение рис. 39

составу, но сильно структурно сжатая (ω от 7,25 до 7,50 см³) группа железистых слюд (нижнее левое поле биотитов с содержанием магния менее 9 атом. %). Сходная картина наблюдается и в поле биотитов для интервалов по магнию 17—21 атом. % и 14—17 атом. %. Различия в составе таких слюд проявлены в основном по второстепенным элементам.

Известно, что для слюд весьма характерно явление политипии, ведущее к образованию многочисленных политипных модификаций, среди которых главные 1М, 2М, 3Т* и др. Эти модификации не зависят от состава слюды и отражают повторяемость по оси z одинаково ориентированных анионных слоев: повторяемость в каждом слое (1М), через два или три слоя (2М, 3Т). Политипия этого рода, фиксируемая лишь смещениями или поворотами слоев, принадлежит к одной из низших ступеней полиморфизма [230].

Можно полагать, что сильное различие в средних величинах межкатионных расстояний в группировках железо-магнезиальных слюд при близости составов слюд по ведущим катионам отражает явление более высокой ступени полиморфизма, чем политипия. На этой ступени существенно изменяются межкатионные расстояния в кристалле, что сопровождается изменением координации определенных структурных частиц.

Совершенно очевидно, что, несмотря на близость химических составов, разновидности слюд, обладающие различными средними величинами межкатионных расстояний (различными величинами ω), будут различаться по геохимическим и иным свойствам. Иначе говоря, близость составов слюд далеко еще не

* Буквенными символами обозначены сингонии слюд, цифрами — повторяемость слоя.

означает их геохимическую тождественность, а также тождественность физических, в том числе и акустических свойств, существенно зависящих от межатомных расстояний в кристалле. При близком составе железо-магнезиальные слюды могут существенно различаться магнитными свойствами, светопреломлением, теплопроводностью и т. п. Например, исходя из обратной зависимости между средним атомным объемом и теплопроводностью для кислородсодержащих минералов [232], можно утверждать, что в каждой группировке теплопроводность структурно расширенных железо-магнезиальных слюд меньше, чем структурно сжатых. По-видимому, такое положение справедливо и для термодинамических констант слюд.

Отсюда следует, что для любых петрологических сопоставлений или оценки геохимической специализации какого-либо комплекса кристаллических горных пород, для расчетов термодинамических условий их образования, а также для интерпретации вещественного состава геофизических полей использование только химического состава железо-магнезиальных слюд (как это часто делается) без учета их структурно-плотностной (структурно-объемной) константы может повлечь к неверным выводам. Известно, например, что биотиты являются потенциальными порообразующими концентраторами олова. Эмпирически установлено, что благоприятным признаком является возрастание в биотитах трехвалентного железа, а также титана (исследования В. Л. Барсукова, Л. В. Таусона, Е. Б. Знаменского, З. И. Петровой, В. А. Легейдо и др.). Высокие содержания олова в гидротермальных сидерофиллитах, при хлоритизации которых выделяются обильные сгустки тонкокристаллического касситерита. Казалось бы, высокая железистость биотитов при низких содержаниях магния должна быть индикатором и на потенциальную оловоносность слюд. Но уже исходя из графика (см. рис. 39, б), можно утверждать, что в отличие от структурно расширенных сидерофиллитов сильножелезистые, но структурно сжатые биотиты (см. рис. 39, б, нижнее левое поле) неизбежно должны обладать иной емкостью в отношении олова. Как следует из графиков (см. рис. 39, а, б), титан и Fe^{3+} в поле биотитов преимущественно являются антагонистами, и только в структурно расширенных биотитах они накапливаются совместно. Очевидно, в биотитах титан может быть геохимическим спутником олова совместно с Fe^{3+} только при тенденции структурного расширения. Высокие содержания олова в сидерофиллитах и признаки связи олова с титаном в биотитах означают, что для накопления олова в биотитах благоприятна тенденция структурного расширения ($\omega_0 < \omega_n$). При хлоритизации сидерофиллита и биотита или при их мусковитизации — процессах, реализующих тенденцию структурного сжатия, — олово выпадает в виде касситерита. Характерно также, что при антагонистичности титана и кремния, присущей всему полю биотитов, эти элементы, а также Fe^{3+} обнаруживают тенденции к совместному накоплению в структурно расширенных биотитах (верхняя часть поля биотитов). Это означает, что кристаллохимическая общность между титаном и Fe^{3+} и титаном и кремнием появляется только в условиях структурного расширения. Относительность кристаллохимической связи между элементами и зависимость ее от тенденции структурного сжатия-расширения была отмечена ранее [118, 119].

Существование близких по составу, но структурно сжатых или структурно расширенных разновидностей железо-магнезиальных слюд означает также, что косвенные методы определения состава биотитов, например по светопреломлению, могут таить в себе значительные погрешности. Зависимость между величиной среднего атомного объема и средним показателем преломления [5, 6] означает, что при равных величинах среднего атомного объема ω ,

а, следовательно, при близких показателях преломления состав слюд может оказаться различным.

Графики дают основание утверждать, что в зависимости от тенденции структурного сжатия-расширения изменяется и тип позиции железа, алюминия, титана в структуре железо-магнезиальных слюд, т. е. тех элементов, которые именно своей способностью к изменению координации обеспечивают устойчивость состава и структуры слюд. Очевидно, что в структурно расширенных биотитах главенствующая позиция для Ti, Fe²⁺, Fe³⁺ и Al будет иная, чем в структурно сжатых слюдах. Известно, что возрастание давления, т. е. тенденции уменьшения межатомных расстояний, ведет к возрастанию координационного числа [271], что в свою очередь требует и определенных полиморфных превращений [319]. Поскольку в биотитах наиболее стабилизировано положение катионов в позиции с координацией XII, переход от структурно расширенных к структурно сжатым модификациям неизбежно должен быть сопровожден тенденцией к переходу M_{IV} → M_{VI}. По-видимому, можно утверждать, что в биотитах при тенденции структурного расширения ($\omega_0 < \omega_n$) происходит усложнение состава тетраэдрических позиций, а при сжатии ($\omega_0 > \omega_n$) — октаэдрических позиций. Подобная зависимость рассмотрена ранее для алюминия на примере полевых шпатов, слюд, топаза и полиморфов Al₂Si₂O₅ [116, 120].

Приведенные графики позволяют также увидеть новые детали в динамике изменения состава железо-магнезиальных слюд. Например, в биотитах намечается резкое, а может быть скачкообразное, изменение в содержаниях Fe³⁺ и Ti. Об этом свидетельствует крутизна склонов положительных форм рельефа топографической поверхности (см. рис. 39, а, б). На признаки скачкообразного изменения в составе биотитов указывали Л. В. Дмитриев, Р. П. Котина и др. [77]. Возможно также, что разрыв по величинам средних межатомных расстояний (ω) и составом между сидерофиллитами — аннитами и биотитами (см. рис. 39, б, в) отражает неустойчивость слюд, сильно структурно расширенных и обогащенных Fe³⁺. Снижение стабильности биотитов по мере увеличения содержания Fe³⁺ отмечено в упомянутой работе Л. В. Дмитриева и др. В то же время обогащенные Fe³⁺, но структурно сжатые слюды (левая нижняя часть поля биотитов) относительно приближены по параметру ω ко всему полю биотитов и, возможно, более устойчивы, чем сидерофиллиты. Таким образом, влияние Fe³⁺ на прочность структуры биотитов, по-видимому, относительное.

В развитие идей о связи тенденции структурного сжатия-расширения с составом минералов и составом горных пород [120, 129] нами проведен расчет величин ω биотитов из различных по составу горных пород [274]. Ряд пород от перидотитов, габбро, диоритов до гранитов (сиенитов) характеризуется возрастанием межатомных расстояний в кристаллическом веществе, т. е. отвечает тенденции структурного расширения ($\omega_0 < \omega_n$) [116]. Рассчитанные нами значения ω биотитов для пород этого ряда показывают, что тенденции структурного расширения кристаллического вещества породы в целом отвечает и тенденция структурного расширения в биотитах (см. рис. 38). Биотит нефелиновых сиенитов также структурно расширен. Характерно, что большая часть сильно структурно расширенных биотитов верхней части поля биотитов принадлежит к латитам и тералитам, т. е. к породам, возникавшим в неравновесных близповерхностных условиях и на малых глубинах. Биотиты же самой нижней, структурно сжатой группировки, рассчитанные по данным химических анализов З. Г. Ушаковой [27], характеризуют метаморфические породы глубоких фаций динамотермального метаморфизма — гиперстенсодержащие и гранат-биотитовые гнейсы и сланцы. Следовательно, налицо признаки связи

между величинами межатомных расстояний в минерале и условиями его образования, что уже ранее было показано на примере калиевых полевых шпатов [116, 118, 119].

Из приведенных данных следует, что получению информации о петрохимических, геохимических, физических, акустических и иных свойствах железомagneзиальных слюд должна способствовать такая константа, как структурная рыхлость ω (средний атомный объем). В связи с этим возникает важнейшая задача подразделения железомagneзиальных слюд на какие-либо, хотя бы на первых порах условные, структурно-объемные группировки. Приближенным решением такой задачи может быть выделение условных поясов величин среднего атомного объема ω , т. е. поясов структурного расширения-сжатия. Каков наклон этих поясов по отношению к координатным осям ω — Mg, неясно, поэтому намечены они очень схематично. Так, «средний» природный флогопит [277] имеет величину ω в пределах 7,43—7,53 см³. Приняв такой интервал как некий средний пояс величин ω для флогопитов, эту группу слюд можно подразделить еще на два пояса: верхний, структурно расширенный ($\omega > 7,55$ см³), и нижний, структурно сжатый ($\omega < 7,40$ см³). Для «среднего» биотита [132] величина $\omega \approx 7,50$ см³; соответственно средний пояс для биотита приблизительно может быть намечен в диапазоне ω от 7,35 до 7,65 см³, верхний — при $\omega > 7,65$ см³ и нижний при $\omega < 7,35$ см³. Для сидерофиллитов выделение пояса затруднено, но «средний» сидерофиллит — аннит [277] имеет величину ω в пределах 7,70—7,76 см³.

Для биотитов в среднем поясе структурного расширения в интервале 10—24 атом. % магния в целом намечается обратная корреляция между магнием и ω . Сейчас, однако, трудно сказать, плавная эта корреляция или периодичная. Так, например, в пределах среднего пояса по мере уменьшения ω намечается увеличение содержания титана и уменьшение содержания алюминия (см. рис. 39, а, в). Но в отличие от плавного уменьшения содержания алюминия содержание титана изменяется прерывисто; так же резко изменяются содержания кремния и Fe³⁺ (см. рис. 39, б, д).

Характерно, что наибольшая близость по величинам ω и составу наблюдается для биотитов и флогопитов среднего пояса. По-видимому, именно на уровне этих параметров наиболее легко осуществим переход между железомagneзиальными и магнезиальными слюдами. Вхождение магния в решетку сильно расширенных биотитов верхнего пояса ограничено довольно узкими содержаниями (~14—19 атом. %). Именно для биотитов верхнего пояса характерен разрыв и с магнезиальными и с железистыми слюдами. В целом группа слюд верхнего пояса обнаруживает тенденцию обособления от остального поля биотитов.

Несмотря на схематичность намеченных структурно-объемных поясов, можно утверждать, что сопоставление любых свойств биотитов допустимо только в пределах соответствующих поясов. Это же следует учитывать и в различных петрологических и других региональных исследованиях. Например, выделение так называемых изоград биотита в метаморфических комплексах допустимо только при уверенности в принадлежности биотитов к единому поясу величин ω ; принадлежность биотитов к разным поясам структурного расширения является признаком проявления наложенных процессов. Это положение подтверждается признаками регионального распространения определенных политипных модификаций железомagneзиальных слюд [75].

Несомненно, что приводимые графики дают новый дополнительный материал для истолкования изоморфных замещений в слюдах. Эту задачу мы здесь

не ставили, но подчеркнем, что, по-видимому, сопоставление изоморфных замещений наиболее рационально проводить в пределах соответствующих структурно-плотностных (структурно-объемных) уровней каждой кристаллохимической группы.

Таким образом, из сказанного ясно, насколько важен учет такой структурно-плотностной константы биотитов, как структурная рыхлость ω (средний атомный объем). Как отмечено, величина ω рассчитывается по данным химического анализа и удельного веса. Однако сведения об удельном весе слюд очень скудны, что ограничивает и возможность вычисления их величин ω . Поэтому для массового определения величины ω железо-магнезиальных слюд на основе их химического состава, без данных об удельном весе, нами предложена сводная диаграмма (рис. 40). Эта диаграмма дает возможность приближенного определения принадлежности слюды к тому или иному структурно-плотностному поясу. При построении диаграммы использованы кроме приведенных графиков аналогичные графики для К, Na, Ca, Mn. Методика составления диаграммы приведена ранее [156]. Значения содержания элементов, выбранные при ее построении, приведены в табл. 35.

Таблица 35

Содержания элементов, принятые при составлении сводной диаграммы группировок железо-магнезиальных слюд по величине ω и составу, атом. %

Сидерофиллиты — анциты	Биотиты	Флогопиты
Si \geq 35	35	32
Ti \geq 0,5	2	0,5
Al \geq 20	20	16
Fe ³⁺ \geq 6	3	1
Fe ²⁺ \geq 14	12	2
Mn \geq 0,4	0,4	0,1
Ca \geq 1	1	0,1
Na \geq 2	1	1
K \geq 10	10	10

Результирующий график показывает распределение участков, соответствующих определенным структурно-плотностным группам железо-магнезиальных слюд. Индексы для каждого участка показывают, какие из элементов в данной группе содержатся в количестве, превышающем критические их значения. Подчеркнем, что такая диаграмма предварительна, и новый фактический материал, несомненно, будет ее уточнять.

Как уже неоднократно отмечалось [117, 118, 119], выявление и изучение связи между тенденцией структурного сжатия-расширения и составом минералов и горных пород имеет многоплановое практическое значение. Анализ изменения геодинамических факторов, решающим образом влияющих на межатомные расстояния в кристаллическом веществе, открывает один из новых путей познания геохимической специализации и металлогении конкретных регионов и их перспективной оценки. Учет тенденции структурного сжатия-расширения дает также новую возможность в расшифровке вещественного состава глубинных геофизических полей.

Метасоматические системы и правило фаз

Правило фаз Дж. Гиббса при анализе минеральных парагенезисов впервые применил В. Гольдшмидт [329], показавший, что в равновесной метаморфической ассоциации максимальное число фаз равно числу химических компонентов ($\phi \leq K$). Д. С. Коржинский [141, 147] расширил сферу применения «правила», употребив его для расшифровки особенностей метасоматического и магматического минералообразования, которое, по его мнению, совершается в рамках открытых систем, содержащих два типа химических веществ: инертные компоненты и вполне подвижные компоненты. Факторами состояния системы являются массы инертных и химических потенциалов вполне подвижных компонентов. Модель подобной системы легко представить в виде обособленной небольшой части обширного резервуара, заключенной в оболочку, проницаемую не для всех содержащихся внутри оболочки растворенных веществ. Посредством диффузии через оболочку для веществ, проходящих сквозь оболочку, устанавливается равновесие между всей системой и резервуаром. При предельно большой величине резервуара состав раствора в нем при этом практически не меняется, величина химических потенциалов диффундирующих веществ — вполне подвижных компонентов — определяется их величиной в резервуаре (внешней среде) и не зависит от процессов внутри системы. Другие вещества, для которых оболочка трудно проницаема, — инертные компоненты — подобным свойством не обладают. Их химические потенциалы зависят от процессов в системе. На соотношение фазового и компонентарного состава влияет только число инертных компонентов: $\phi = k_{ин} + 1$ (объем системы постоянен), $\phi = k_{ин}$ (давление в системе постоянно) [147].

Представления Д. С. Коржинского, развитые В. А. Жариковым, А. А. Макарушевым, И. Д. Рябчиковым, Л. Л. Перчуком, А. С. Павленко и повторенное в большей мере Дж. Томпсоном [340] и Е-ан Зеном [344], получили широкое признание. Их привлекательность заключается в том, что они просто объясняют маломинеральность метасоматитов и меньшее сравнительно с числом участвующих в процессе компонентов количество равновесных фаз метасоматической породы.

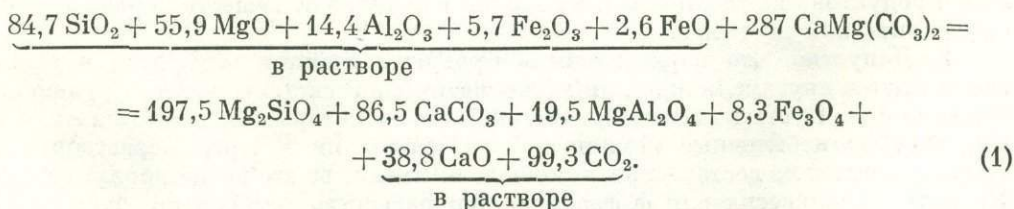
Однако многие исследователи ставят под сомнение правомерность построенной Д. С. Коржинского [36, 204—208, 343]. Некоторые из них по-иному подходят к анализу минеральных парагенезисов с точки зрения их термодинамической вероятности и правила фаз. В. А. Николаев [205—207] определил подвижность-инертность компонентов в согласии с прямым значением этих слов. Подвижными компонентами, по В. А. Николаеву, называются такие, масса которых в системе меняется, а инертными — такие, масса которых в системе постоянна. Кроме того, он употребил термины «вариантные» и «невариантные компоненты». У «вариантных компонентов» изменение массы вызывает независимое изменение величины их химических потенциалов, у «невариантных» при изменении массы химический потенциал остается постоянным или меняется в зависимости от температуры и давления. Каждый вариантный компонент увеличивает на единицу вариантность системы, число невариантных компонентов на последнюю не влияет. По соотношениям инертных, подвижных, вариантных и невариантных компонентов В. А. Николаевым и В. В. Долинов-Добровольским [78] выделено несколько типов систем. Взгляды, достаточно близкие представлениям В. А. Николаева, высказаны также А. В. Сторонкиным и А. Н. Мариничевым [278], В. А. Рудником [249], А. Г. Булахом [36], Г. Т. Остапенко [215]. Однако в практике петрологических исследований и,

в частности, в анализе метасоматического минералообразования представления и терминология В. А. Николаева не нашли применения. Это объясняется, с одной стороны, трудностями в разделении на практике компонентов на «вариантные» и «невариантные», а с другой стороны, популярностью «минералогического правила фаз» и соответствующей терминологии Д. С. Коржинского. Редко можно встретить отечественную публикацию, касающуюся проблем метасоматизма, в которой бы не употреблялось в том или ином виде это «правило». Такая популярность, казалось бы, свидетельствует о легкости перехода от теоретической модели системы с «вполне подвижными» и «инертными» компонентами к конкретным метасоматическим явлениям. В действительности же дело обстоит несколько иначе. Достаточного соответствия между моделью и реальными метасоматическими процессами нет. При анализе последних обычно не ясно, где мысленно построить изолирующую мембрану и как установить, какие именно компоненты легко проникают через нее, а какие нет. Вне рамок теоретической модели не имеется данных для суждения о том, у каких компонентов факторами состояния являются массы, а у каких — химические потенциалы. Отсутствие объективных критериев обуславливает волевое разделение компонентов на инертные и вполне подвижные, что снижает ценность подобных операций.

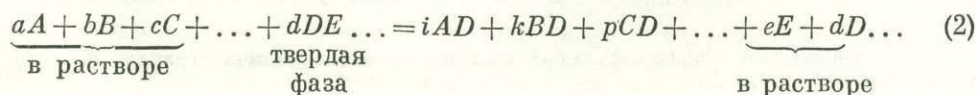
Таким образом, концепции Д. С. Коржинского и В. А. Николаева сближаются в одном качестве: будучи легко реализуемыми на теоретической модели, они гораздо хуже «работают» при анализе реальных процессов, в частности метасоматических. Между тем существует возможность иного решения обсуждаемой проблемы. Для этого необходимо рассматривать метасоматические процессы в рамках систем, модель которых строится на основании представлений непосредственно об этих процессах.

Метасоматическая система частная

Представления о конкретном метасоматическом процессе возникают в результате сопоставления исходной незамещенной породы с образовавшимся по породе метасоматитом. Зная составы субстрата и конечного продукта, можно мысленно рассматривать метасоматический процесс и записать его в виде реакции, учитывающей количественные соотношения между участвующими в процессе веществами. Записанная подобным образом реакция — это наиболее лаконичная и в то же время достаточно подробная характеристика метасоматического процесса. Например, замещение доломита форстеритовым скарном [94] описывается реакцией



В общем виде такого рода реакции можно записать следующим образом



Абстрагируясь от реальных условий, представим, что все вещество в левой части реакции (2) помещены в сосуд типа автоклава (рис. 41, а), условия внутри которого (температура, давление, присутствие воды и катализаторов) благоприятствуют течению той же реакции (2) с образованием тех же продуктов. Автоклав устроен таким образом, что растворимые продукты полностью удаляются из сферы реакции. В нем имеется особого рода перегородка, проницаемая для растворимых продуктов, поступающих из сферы реакции, но непроницаемая для них в обратном направлении. В таких условиях исходные вещества полностью реагируют и в автоклаве остаются нерастворимые продукты реакции (2), отделенные от растворимых непроницаемой перегородкой (см. рис 41, б)

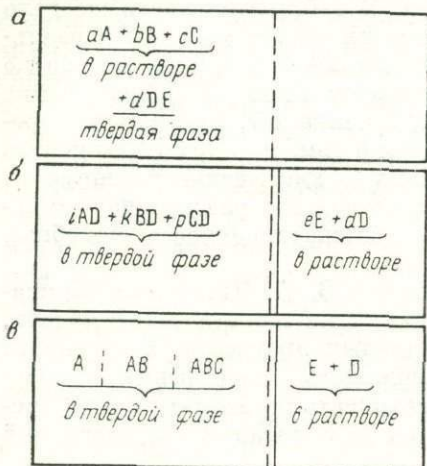


Рис. 41. Разрез гипотетического «автоклава», в котором происходят реакции типа метасоматических

а — начальный момент частной реакции; б — конечный момент частной реакции; в — конечный момент общей реакции с зональным распределением нерастворимых продуктов

нерастворимых продуктов реакции (левая часть рис. 41, б), другие — в состав растворимых продуктов или одновременно в состав и растворимых и нерастворимых продуктов (правая часть рис. 41, б). Очевидно, что все растворимые вещества из правой части автоклава являются избыточными по отношению к нерастворимым фазам. Вещества же, входящие в состав только нерастворимых продуктов, неизбыточны и их можно в отличие от веществ первой группы определить как достаточные.

2. Допустив, что нерастворимые продукты реакции находятся в равновесии друг с другом, можно для метасоматической системы вывести уравнение правила фаз. Пусть в системе K компонентов, из которых k_d достаточных, а k_n избыточных, избыточные компоненты не входят ни в одну нерастворимую фазу, а каждый из достаточных компонентов входит во все нерастворимые фазы. Условием равновесия для ϕ фаз является равенство температур, давлений и химических потенциалов k_d компонентов в каждой фазе. Отсюда общее число переменных в системе равно $(k_d + 2)\phi$, а число уравнений, связывающих эти

¹ Обязательным признаком любой системы является наличие границ, изолирующих ее от внешней среды.

переменные, будет $(k_d + 2)(\phi - 1)$. Кроме того, имеется ϕ уравнений, учитывающих, что химические потенциалы компонентов в одной фазе выражены относительными величинами. Обозначая вариантность системы через n , получаем следующее выражение правила фаз: $n = (k_d + 2)\phi - (k_d + 2)(\phi - 1) - \phi = k_d + 2 - \phi$ (3), или, что то же самое: $n = K - k_n + 2 - \phi$ (4).

Эти же выражения справедливы и для случаев, когда часть избыточных компонентов входит в состав нерастворимых фаз. Пусть в состав нерастворимых фаз входит $k_d + k^1$ компонентов, при этом $k_n = k^1 + k^2$, где k_n — избыточные компоненты, не входящие в состав нерастворимых фаз. Очевидно, что общее число компонентов $K = k_d + k^1 + k^2 = k_d + k_n$. По аналогии с уравнением (3) получаем: $n = k_d + k^1 + 2 - \phi$ (5). Но в то же время по уравнению (4) $n = K - k_n + 2 - \phi = k_d + 2 - \phi$ (6). Противоречие объясняется тем, что введение в уравнение (5) k^1 добавочных переменных требует и введения k^1 добавочных уравнений, учитывающих связь между компонентами в растворимых и нерастворимых продуктах реакции.

3. Компоненты в частной метасоматической системе имеют фиксированную массу. Это следует из определения системы и из того обстоятельства, что, не зная масс компонентов, нельзя записать какую-либо конкретную метасоматическую реакцию. Таким образом, метасоматическая система является закрытой. Этот внешне парадоксальный вывод вполне соответствует допущению об изолированности сферы реакции от внешней среды, исключающему из рассмотрения все, что не участвует в реакции.

4. К закрытой системе применима теория Дюгема, поэтому вероятность [283] метасоматической системы не может быть больше двух. Действительно, в метасоматической частной системе независимое изменение химических потенциалов компонентов невозможно. Отсюда устанавливается следующий характер связи ее фазового и компонентарного состава:

$$\begin{array}{ll} \text{при } n = 2 & \phi = K - k_n = k_d; \\ \text{при } n = 1 & \phi = K - k_n + 1 = k_d + 1; \\ \text{при } n = 0 & \phi = K - k_n + 2 = k_d + 2. \end{array}$$

5. В общем случае метасоматическая реакция совершается в некотором интервале температуры и давления ($n = 2$) и число фаз в системе меньше общего числа компонентов на число избыточных компонентов и равно числу независимых достаточных компонентов. Например, в реакции (1) всего шесть независимых компонентов, из которых два избыточных (CaO и CO_2) и четыре достаточных (SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3^*$). Число новообразованных фаз также равно четырем.

Фиксирование в системе температуры и давления ($\phi = k_d + 1$ и $\phi = k_d + 2$) может привести к появлению дополнительных фаз, которые сложены или только избыточными компонентами, или только достаточными компонентами, входящими также в состав всех других фаз.

Правило фаз для метасоматической системы отражает специфическую особенность реальных конкретных метасоматических процессов, состоящую в том, что число минералов в метасоматитах меньше числа участвующих в процессе компонентов. Оно напоминает по форме минералогическое правило фаз Д. С. Коржинского. Однако понятия «инертные компоненты» и «вполне

* Число независимых компонентов — это наименьшее число тех химических составных частей, комбинаций, сложением или вычитанием которых могут быть получены составы всех возможных фаз системы [147]. Соответственно железо, входящее только в одну фазу, образует один независимый компонент.

подвижные компоненты» принципиально отличаются от предложенных нами понятий «достаточные компоненты» и «избыточные компоненты». Обе последние группы совершенно равноценны в отношении роли их масс и химических потенциалов в системе и в этом смысле никак между собой не различаются. Вполне подвижные компоненты также избыточны, но их избыточность задана внешней средой. Она определяет течение той или иной реакции. В принятой же здесь модели рассматривается избыточность компонентов, возникающая в результате этих реакций. В первом случае, очевидно, следует говорить о внешней избыточности, во втором — о внутренней избыточности. В нашей системе внешне избыточные компоненты чаще относятся к группе достаточных.

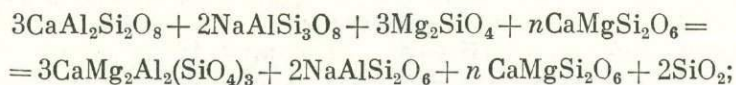
Понятия «избыточные компоненты» и «достаточные компоненты» безусловно отличаются от понятий «вариантные компоненты» и «невариантные компоненты», хотя предложенное выражение правила фаз по форме совпадает с таковым для одного из типов систем В. А. Николаева [78].

Несмотря на условность принятой модели, от нее легко перейти к реальному метасоматическому процессу. Сама зона метасоматической реакции является той полупроницаемой мембраной, которая задерживает определенные количества тех или иных компонентов. Разделение же растворимых и нерастворимых продуктов реакции (воображаемая внутренняя перегородка автоклава) осуществляется вследствие направленного движения растворов или диффузионных явлений.

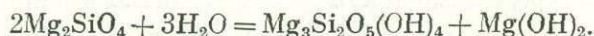
Если распространить представления об избыточных и достаточных компонентах на все природные реакционные системы, в которых в твердом состоянии происходит замена одних минеральных парагенезисов другими, то можно выделить несколько типов таких систем.

А. Системы только с достаточными компонентами.

а) достаточные компоненты изначально присутствуют в зоне реакции:

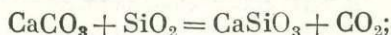


б) достаточные компоненты частично привносятся в зону реакции растворами:

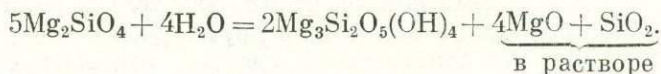


Б. Системы с достаточными и избыточными компонентами.

а) достаточные компоненты изначально присутствуют в зоне реакции:



б) достаточные компоненты частично привносятся в зону реакции растворами:



Очевидно, что система типа «Бб» — это собственно метасоматическая система. Возможность ее появления в большей мере определяется химизмом растворов, их пересыщенностью одними и недосыщенностью другими компонентами. Обычная особенность системы — отсутствие объемного эффекта идущей в ней реакции. Все прочие системы можно определить как метаморфические. Они возникают в основном в связи с изменениями температуры и давления при условии возможности изменения объема в ходе реакции.

Воспроизведя конкретную метасоматическую реакцию, установив возможность ее анализа в рамках закрытой системы, вновь обратимся к природным метасоматическим процессам и убедимся, что в природе однотипные реакции замещения приводят к образованию однотипных или даже вполне одинаковых продуктов по различающимся по составу эдуктам и при участии неодинаковых растворов. Например, достаточно однообразные минеральные ассоциации скарнов формируются по карбонатным и силикатным породам хотя и близкого, но не вполне идентичного состава в контактах с гранитоидами, довольно пестрыми и по минералогическим и по химическим особенностям. То же имеет место и при образовании грейзенов, пропилитов, аргиллизитов и т. п. Совокупности всех однотипных метасоматических процессов, приводящие к возникновению однотипных продуктов, могут быть охарактеризованы одной общей реакцией. Ее отличие от частных реакций заключается в отсутствии жестких ограничений для масс реагирующих компонентов. Закрытая система, в которой совершается подобная реакция, может быть названа общей метасоматической системой. Само собой разумеется, что в ней также имеется полупроницаемая перегородка, отделяющая нерастворимые продукты реакции от растворимых. Основные свойства общей системы следующие.

Фазовый состав системы зависит от числа достаточных компонентов и не зависит от числа избыточных компонентов. В системе реакции совершаются в некоторых интервалах значений масс компонентов, т. е. в отношении последних система так же вариантна, как и в отношении T и P , а ее вероятность больше двух. Отсюда следует, что $\phi < k_d$ или $\phi < K - k_n$.

Перейдя от анализа конкретных метасоматических реакций к анализу их совокупностей, мы, по сути дела, совершили ту же операцию, которую выполняют экспериментаторы при изучении равновесий в многокомпонентных системах. Каждая такая система характеризуется лишь после изучения процессов в большом (а в пределе бесконечно большом) числе отдельных частных систем с определенными в каждом случае массами компонентами. Соотношения фазового и компонентарного состава в таких системах выражаются в общем случае формулой $n + \phi = K + 2$. Очевидно, что и для общих метасоматических систем такое выражение справедливо в виде: $n + \phi = K_d + 2$. Таким образом, в общей k_d -компонентной метасоматической системе, как и в любой многокомпонентной системе, наиболее вероятны состояния с минимальным числом фаз, а порядок выделения фаз соответствует переходу от состояния максимальной вероятности к минимальной (от $k_d + 1$ до 0); число фаз при этом возрастает, последовательно увеличиваясь на единицу от 1 до $k_d + 2$.

Сделанные выводы позволяют понять сущность таких метасоматических процессов, в которых продукты замещений зональны (рис. 41, е). Анализ метасоматической зональности осуществим и с использованием представлений о частных метасоматических системах, когда каждая зона уподобляется частной системе и для нее определяют K , k_d и k_n . Но только используя представления об общей метасоматической системе, можно рассмотреть метасоматическую колонку в целом. Зоны последней при этом соответствуют подсистемам общей k_d -компонентной метасоматической системы, для которой на основе сказанного выше при постоянных T и P следует, что $\phi + n = k_d$. Для каждой же зоны получаем:

$$\phi_1 = k_d - n_1; \quad \phi_2 = k_d - n_2; \quad \phi_3 = k_d - n_3 \text{ и т. д.} \quad (7)$$

или, что то же самое:

$$\phi_1 = K - k_{1n}; \quad \phi_2 = K - k_{2n}; \quad \phi_3 = K - k_{3n} \text{ и т. д.} \quad (8)$$

Переход от рассматриваемого случая к более общим с непостоянными T и P несложен.

Таким образом, зональное распределение продуктов процессов замещения по метасоматической колонке с формированием в ее тылу мономинеральных зон и с последующим увеличением числа минералов в зонах на единицу отражает общую особенность кристаллизации многокомпонентных систем, заключающуюся, как показано выше, в последовательном переходе от наиболее вероятного к наименее вероятному состоянию системы. Какие именно фазы и в каком порядке должны выделяться, зависит от относительных соотношений компонентов. Наиболее вероятному состоянию должна соответствовать кристаллизация фазы, которая образована достаточным компонентом, присутствующим в системе изначально в избыточном количестве по отношению к другим компонентам, т. е. внешне избыточным компонентом.

Из выражений (7) и (8) следует, что достаточные (внешне избыточные) компоненты в рассматриваемой системе не обладают степенями свободы, тогда как избыточные (внутренне избыточные) компоненты обладают ими. Соответственно можно говорить о вариантных и невариантных компонентах, приближая тем самым метасоматическую систему к системам В. А. Николаева [78]. Физический смысл различия между вариантными и невариантными компонентами заключается в следующем: внешне избыточные компоненты входят в состав образующейся твердой фазы (фаз) и это фиксирует (при данных условиях) их химический потенциал, внутренние избыточные компоненты входят в состав растворенных фаз и подобного ограничения нет. При переходе от зоны к зоне компоненты из достаточных (внешне избыточных) могут становиться избыточными (внутренне избыточными), и наоборот, но при этом термодинамические характеристики и в том и другом случае определяются процессами внутри системы.

Из сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Метасоматическая система представляет собой заключенную в условные границы область, в которой совершается необратимая реакция превращения эдукт — продукт; растворимая часть продукта в системе полностью отделяется от нерастворимой полупроницаемой перегородкой.

2. Компоненты (K) в метасоматической системе делятся на избыточные (k_n) и достаточные (k_d). Достаточные входят в состав нерастворимых продуктов реакции, избыточные — в состав растворимых продуктов (или и растворимых и нерастворимых).

3. Метасоматическая система является закрытой. K ей применима теорема Дюгема.

4. Различаются метасоматические системы частные и общие. В частной системе массы компонентов точно определены по соотношению между эдуктом и продуктом в конкретном процессе замещения. Общая система отражает особенности совокупностей однотипных частных метасоматических процессов, и у нее нет точной фиксированности масс компонентов. Соответственно для частной системы n (вероятность) ≤ 2 , для общей $n > 2$.

5. Правило фаз для метасоматической системы записывается в виде: $n = K - k_n - \phi + 2$, или $n = k_d - \phi + 2$. При этом обычно для частной системы $\phi = k_d$, для общей системы $\phi \leq k_d$.

6. Формирование зональных метасоматических образований может анализироваться в рамках общих метасоматических систем. Закономерности строения

зональных метасоматических колонок отражают общие особенности кристаллизации в подобных системах с переходом от наиболее вероятного состояния (с минимальным числом фаз) к наименее вероятному (с максимальным числом фаз) с последовательным увеличением числа фаз от зоны к зоне на единицу (от 1 до k_d , $k_d + 1$ или $k_d + 2$).

7. Все особенности формирования и строения метасоматитов могут быть объяснены в рамках частных и общих метасоматических систем без привлечения для этой цели аксиоматических положений о том, что факторами состояния одних компонентов являются их массы, а других — химические потенциалы.

Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе

Принцип относительной подвижности компонентов [143] успешно применяется для оценки направленности и масштабов минеральных преобразований при метасоматозе [126]. Попытаемся количественно оценить подвижность компонентов как функцию их перемещения при метасоматических процессах.

В основе метода лежит сравнение содержаний компонентов (средние арифметические представительных выборок химических анализов) метасоматических зон рудных тел: начальных, промежуточных и конечных парагенезисов алюмосиликатных пород, временная связь которых достаточно определена геологическими методами.

Если содержания компонента в сравниваемых выборках равны, то отношение содержаний, естественно, равно единице. Такой компонент будет отвечать наименее подвижному, т. е. инертному, компоненту. Для иных компонентов отношения содержаний будут отличны от единицы на величину $(x_1/x_2 - 1)$. Степень подвижности компонента определится абсолютным значением величины $(x_1/x_2 - 1)^*$, а по знаку можно судить о привносе (плюс) или выносе (минус) компонента. Поскольку сравнение содержаний производится покомпонентно, никаких более сложных расчетов не требуется.

Альбитизация гранитов. Для гранитного массива Шалтас (Центральный Казахстан) характерно интенсивное проявление процессов безрудной альбитизации в апикальных зонах массива. Альбититы опробованы непрерывной бороздой (95 проб-секций длиной до 3 м). Все пробы вошли в выборку химических анализов. Сравнение состава альбититов производится с составом представительной выборки верхнегерцинских гранитов Центрального Казахстана (100 проб). Средние содержания компонентов приведены в табл. 36.

Таблица 36
Химический состав гранитов и апогранитных альбититов, %

Выборка	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
114 039	Гранит	75,67	0,17	12,99	1,04	0,32	0,79	3,40	4,194
114 042	Альбитит	70,30	0,22	18,41	0,35	0,29	1,21	8,61	0,158

* Более строго при определении подвижности компонентов в отношении их способности к миграции необходимо учитывать пористость $(x_1 \cdot d_1/x_2 \cdot d_2 - 1)$. — Прим. ред.

Для случая альбитизации гранитов характерен следующий ряд подвижности компонентов: $\text{Na}_2\text{O} (+1,75) > \text{K}_2\text{O} (-0,97) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,80) > \text{CaO} (+0,55) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,42) > \text{TiO}_2 (+0,29) > \text{MgO} (-0,10) > \text{SiO}_2 (-0,071)$. Процесс идет с сохранением первичных гранитовых структур (псевдоморфозы альбита по всем минералам гранитов, вплоть до кварца). Рудная минерализация не отмечена.

Гранитизация гранито-гнейса. Часто устанавливается апогранито-гнейсовое происхождение гранит-пегматитов Мамско-Чуйского района, дающих начало слюдоносным пегматитам. Состав гранито-гнейсов охарактеризован выборкой из 22 анализов, состав гранит-пегматитов — выборкой из 70 анализов (табл. 37).

Таблица 37
Химический состав гранито-гнейсов и гранит-пегматитов, %

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Гранито-гнейс	69,35	0,55	14,78	1,72	2,06	0,85	1,90	3,54	4,67
Гранит-пегматит	72,56	0,11	15,58	0,48	0,99	0,37	1,66	3,48	4,16

Процесс преобразования гранито-гнейса в гранит-пегматит близок к процессу равновесной перекристаллизации без существенного массообмена; относительная подвижность компонентов падает в ряду $\text{TiO}_2 (-0,8) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,721) > \text{MgO} (-0,564) > \text{FeO} (-0,52) > \text{CaO} (-0,126) > \text{K}_2\text{O} (-0,11) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,05) > \text{SiO}_2 (+0,045) > \text{Na}_2\text{O} (-0,02)$.

Формирование керамических гранитных пегматитов. Наиболее простые по составу керамические пегматиты (месторождение Куру-Ваара на Кольском полуострове) залегают среди биотитовых гнейсов и амфиболитов керетьской свиты беломорской серии. Процесс пегматитообразования начинается с формирования гранит-пегматитовых выплавок в толще биотитовых гнейсов. Гранит-пегматиты преобразуются в крупноблоковые существенно плагиоклазовые пегматиты, которые затем уже микроклинизируются [71]. При этом четко фиксируются моменты появления эпидота и периевого эпидота, граната и биотита, циркона и магнетита (минеральное выражение наиболее существенных этапов пегматитообразования). Составы сравниваемых парагенезисов приведены в табл. 38.

Таблица 38
Химический состав вмещающих пород и пегматитов месторождения Куру-Ваара, %

Окислы	Биотитовые гнейсы	Гранит-пегматиты	Плагиоклазовые пегматиты	Микроклиновые пегматиты
SiO ₂	70,75	69,12	72,84	69,60
Al ₂ O ₃	15,03	15,78	17,06	16,85
Fe ₂ O ₃	2,71	1,09	0,23	0,12
MgO	0,78	0,96	0,18	0,18
CaO	3,14	3,32	2,58	0,47
Na ₂ O	4,07	4,50	5,93	2,01
K ₂ O	2,61	2,31	1,195	10,76
Число проб	3	1	33	33

Несложные расчеты приводят к следующим рядам подвижности компонентов при превращении биотитовых гнейсов в керамические пегматиты.

1. На этапе формирования гранит-пегматита: $\text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,598) > \text{MgO} (+0,230) > \text{K}_2\text{O} (-0,115) > \text{Na}_2\text{O} (+0,11) > \text{SiO}_2 (-0,108) > \text{CaO} (+0,06) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,05)$. При этом понижается меланократовость пород, падает железистость гранатов и биотита, мусковит не образуется, но обилен биотит.

2. На этапе пегматизации гранит-пегматита: $\text{MgO} (-0,812) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,789) > \text{K}_2\text{O} (-0,482) > \text{Na}_2\text{O} (+0,320) > \text{CaO} (-0,222) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,08) > \text{SiO}_2 (+0,047)$. При этом резко снижается меланократовость породы, еще более понижается железистость гранатов и биотита, происходит деанортизация плагиоклаза (от № 28—32 до № 15—20), рост крупных лейст и пачек биотита на фоне растворения мелкого чешуйчатого (и вынос части магния в боковые породы) и окварцевание (формирование апографических структур) при незначительном привносе кремния. Видимо, существенный привнос натрия обеспечивает формирование крупных блоков альбит-олигоклаза.

3. На этапе микроклинизации плагиоклазового пегматита (этап формирования промышленных керамических пегматитов) (обстановка резко меняется): $\text{K}_2\text{O} (+8,00) > \text{CaO} (-0,817) > \text{Na}_2\text{O} (-0,66) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,478) > \text{SiO}_2 (-0,044) > \text{Al}_2\text{O}_3 (-0,012) > \text{MgO} (0)$. Железистость минералов (гранатов, биотита и полевых шпатов) еще более снижается, давящим является процесс формирования крупных блоков микроклина, замещающего плагиоклаз, рост крупных лейст биотита на стыке плагиоклазового и микроклинового пегматита, образование апатита и магнетита.

Формирование слюдоносных пегматитов за счет гранит-пегматитов. Слюдоносные пегматиты горы Риколатва имеют в качестве протоосновы гранит-пегматиты, преобразованные метасоматическими процессами в пегматитовые тела блокового строения плагиоклаз-микроклинового состава. Ориентируясь на состав исходных и конечных продуктов (табл. 39), мы находим, что процесс превращения гранит-пегматита в слюдоносный пегматит несколько напоминает процесс микроклинизации керамических пегматитов Куру-Ваара. Ряд относительной подвижности компонентов имеет вид: $\text{K}_2\text{O} (+1,70) > \text{MnO} (+0,80) > \text{FeO} (-0,72) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,52) > \text{CaO} (-0,495) > \text{MgO} (-0,44) > \text{Na}_2\text{O} (-0,132) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,12) > \text{SiO}_2 (-0,03)$. При этом привнос калия незначителен по сравнению с керамическими пегматитами, вынос железа и магния весьма существен, вынос натрия и кальция отвечает процессу микроклинизации, характерному для пегматитов горы Риколатва. Привнос алюминия не так велик, но, вероятно, значителен объем алюминия, высвобожденного из полевых шпатов в результате гидролиза, чем и определяется интенсивность мусковитообразования. Последнее отличает процессы пегматизации в условиях различных давлений (больших в случае керамических пегматитов, меньших в случае слюдоносных пегматитов).

Таблица 39

Химический состав гранит-пегматитов и слюдоносных пегматитов
горы Риколатва, %

Породы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Гранит-пегматиты (4 пробы)	74,36	14,80	0,25	0,65	0,01	0,25	2,64	4,47	1,83
Слюдоносный пегматит (30 проб)	71,90	16,56	0,12	0,18	0,018	0,14	1,33	3,87	4,93

Околорудные изменения гипербазитов. Метасоматические изменения гипербазитов Аллареченского района [104] представлены рядом зон от неизмененных оливинитов к серпентинизированным разностям, затем к амфиболизированным и, наконец, к амфибол-флогопитовой породе. Иногда отдельные зоны выпадают и метасоматическая колонка сокращается.

Объемный метод оценки баланса вещества, примененный в опубликованной работе [104], ограничен условностью постулата (изообъемность, изобаричность системы). Непротиворечивость исходного постулата еще требует доказательств, и мы полагаем, что покомпонентное сравнение парагенезисов зон метасоматической колонки предпочтительнее. Результаты определений относительной подвижности компонентов при сравнении составов зон попарно следующие:

I. При серпентинизации оливинитов ряд относительной подвижности имеет вид: $\text{Fe}_2\text{O}_3 (+1,37) > \text{TiO}_2 (+0,9) > \text{CaO} (-0,568) > \text{FeO} (-0,455) > > \text{Na}_2\text{O} (-0,305) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+0,235) > \text{K}_2\text{O} (-0,165) > \text{NiO} (-0,095) > \text{MgO} (-0,09) > \text{SiO}_2 (-0,055) > \text{CoO} (0)$.

II. Последующая амфиболизация: $\text{K}_2\text{O} (+9,8) > \text{CaO} (+8,6) > \text{TiO}_2 (+1,64) > \text{Al}_2\text{O}_3 (+1,59) > \text{Na}_2\text{O} (+0,94) > \text{FeO} (+0,63) > \text{CoO} (-0,5) > \text{NiO} (-0,482) > \text{MgO} (-0,39) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,26) > \text{SiO}_2 (+0,213)$. При этом все компоненты испытывают значительную подвижность, что крайне редко при метасоматических преобразованиях.

III. При формировании флогопит-амфиболовой породы за счет амфиболизированного гипербазита: $\text{Na}_2\text{O} (+1,47) > \text{FeO} (+0,63) > \text{TiO}_2 (-0,38) > > \text{CaO} (-0,224) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (-0,185) > \text{SiO}_2 (+0,116) > \text{K}_2\text{O} (+0,09) > \text{MgO} (-0,085) > \text{NiO} (-0,068) > \text{Al}_2\text{O}_3 (-0,055) > \text{CoO} (0)$.

IV. В случае сравнения составов исходного гипербазита и конечной амфибол-флогопитовой породы ряд подвижности иной: $\text{K}_2\text{O} (+8,85) > \text{TiO}_2 (+2,1) > > \text{Al}_2\text{O}_3 (+2,02) > \text{CaO} (+1,9) > \text{Na}_2\text{O} (+1,00) > \text{NiO} (-0,563) > \text{CoO} (-0,5) > \text{MgO} (-0,483) > \text{Fe}_2\text{O}_3 (+0,430) > \text{SiO}_2 (+0,28) > \text{FeO} (-0,055)$.

Можно рассмотреть характер подвижности компонентов на промежуточных этапах процесса, но принципиальной новизны в полученных рядах не будет.

Известно, что вода играет ведущую роль в процессе серпентинизации гипербазитов. В использованных материалах потери при прокаливании, принимаемые за содержание воды в зонах колонки, составляют соответственно (в вес. %) 1,64; 9,14; 2,23; 1,96. Наибольшие различия, естественно, характеризуют случай серпентинизации оливинита, и вода, если ее учитывать при сравнении составов, займет место впереди всех компонентов как наиболее подвижный компонент: $\text{H}_2\text{O} (\text{II})/\text{H}_2\text{O} (\text{I}) - 1 = +4,57$. Тогда амфиболизация серпентинизированного оливинита предстанет как процесс обезвоживания парагенезисов предшествующего этапа: $\text{H}_2\text{O} (\text{III})/\text{H}_2\text{O} (\text{II}) - 1 = -0,756$, но вода в подвижности будет уступать натрию, алюминию, титану, кальцию, калию.

Интересно, что простой способ покомпонентного сравнения, в котором не учтены плотностные различия пород, приводит к результатам, неотличимым от полученных более строгим способом (атомно-объемным). Порядок относительно массо-переноса (подвижности) и его масштабы и в случае сложного расчета и в случае простого сравнения сопоставимы, хотя удельное изменение плотности при переходе от оливинита к серпентиниту, конечно, велико.

Понятно, что при сравнении составов гранита и альбитита, гранит-пегматита и пегматита, плагиоклазового и микроклинового пегматита плотностные различия сводятся к минимуму (в пределах ошибки метода), покомпонентное сравнение в форме окислов надежно.

Приведенные примеры показывают, что относительная подвижность компонентов (относительный массо-перенос) может быть определена на конкретном материале с использованием среднестатистических данных о составе зон метасоматитов, что желательно изучение не только начальных и конечных продуктов метасоматизма, но и промежуточных этапов, для которых могут быть установлены нестандартные явления массо-переноса.

Резкие вариации содержаний мафических компонентов при метасоматическом преобразовании гипербазитов необъяснимы с позиций изобаричности процесса. Различная роль воды (и агента химических реакций, и среды, передающей давление) в значительной мере определяет и состав продуктов метасоматизма. Ранее было показано [72], что содержание кремнезема в равновесном парагенезисе обратно пропорционально давлению воды, а суммарное содержание окислов магния, двухвалентного железа, кальция и натрия прямо пропорционально давлению воды.

1. Алейников А. Л., Беллави О. В. О связи плотности упаковки атомов в горных породах со скоростью продольных волн. — В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968, с. 350—352.
2. Алексеев В. И. Ломоносовское магнетитовое месторождение. — В кн.: Геология и генетические особенности магнетитовых м-ний Тургайского прогиба. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 36—48.
3. Алексеев В. И., Беляшов Н. М. О связи прожилкового (пегматоидного) оруденения с залежами массивных магнетитовых руд (Тургайский прогиб.) — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья (Материалы рабочего совещания). Кустанай, 1970, с. 134—135.
4. Алексеев В. И. О генезисе грубозернистой жильной минерализации на магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. — В кн.: Современное состояние учения о м-ниях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, 537 с.
5. Андерсон О. Определение и некоторые применения изотропных упругих постоянных поликристаллических систем, полученных из данных для монокристаллов. — В кн.: Физическая акустика, т. 3 (Динамика решетки). М., «Мир», 1968, с. 62—121.
6. Андерсон О., Либерман Р. Скорости звука в горных породах и минералах. — В кн.: Физическая акустика, т. 4 (Применение физической акустики в квантовой физике и физике твердого тела). М., «Мир», 1970, с. 382—436.
7. Архангельская В. В. Щелочной магматизм и тектоника северной части Байкальской горной области. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 67—79.
8. Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Т. 1. Л., «Наука», 1961, 360 с.
9. Барабанов В. Ф. О сущности процесса околожильной грейзенизации и механизме формирования метасоматических конкреционных жил грейзенового типа. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1965, ч. 94, вып. 3, с. 258—272.
10. Баранова Н. Н. Физико-химические условия переноса свинца в гидротермальном процессе. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 193—196.
11. Барсуков В. Л., Волосов А. Г., Дурасова Н. А. Геохимические особенности формирования сульфидно-касситеритовых месторождений и возможные пути прогноза оруденения на глубину. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 74—80.
12. Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1968, с. 5—143.
13. Баюк Е. И., Волярович М. П., Ефимова Г. А. Скорость продольных волн в различных кристаллографических направлениях нефелина при высоких давлениях до 15 кбар. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, «Наукова Думка», 1971, с. 144—147.
14. Бекинг Б., Каплан И., Мур Д. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 11—84.
15. Бекмухаметов А. Е. Осветленные породы на Бенкалинском и Шагыркуль-

ском контактово-метасоматических месторождениях в Тургае. — «Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1965, т. 12, с. 180—187.

16. Бекмухаметов А. Е. Формирование скарново-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, «Наука», 1970, 206 с.

17. Бекмухаметов А. Е., Сералин Р. С. Жильный магнетит Соколовско-Сарбайского рудного района, его разновидности и генетические особенности. — В кн.: Современное состояние учения о м-ниях полезных ископаемых. Ташкент, 1971, с. 150—152.

18. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М., 1970, 276 с.

19. Белянкин Д. С., Володавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. — «Труды Петрогр. ин-та АН СССР», 1932, вып. 2, с. 45—71.

20. Белянкин Д. С., Куплетский Б. М. Горные породы и полезные ископаемые Северного побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. — «Труды Северной научно-промысловой экспедиции», 1924, вып. 18, 75 с.

21. Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. М., «Недра», 1968, с. 303—375.

22. Беус А. А. Бериллий — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы м-ний редких элементов, т. 1. М., «Наука», 1964, с. 94—132.

23. Беус А. А., Соболев Б. П. О галогенном переносе элементов в эндогенных процессах. — В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 67—75.

24. Беус А. А. О метасоматической зональности месторождений альбититовой формации. — В кн.: Материалы ко II конф. по окологорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 186—187.

25. Блох А. М. Связанная вода минеральных систем и роль вмещающих толщ как генераторов природных растворов. Автореф. докт. дисс. М., 1972, 32 с.

26. Бляссе Ж. Кристаллохимия феррошпинелей. М., «Металлургия», 1968, 184 с.

27. Богатиков С. А., Боярская Р. В., Карпова О. В. Неоднородность титаномagnetита. — В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., «Наука», 1971, с. 127—140.

28. Бокий Г. Б. Кристаллохимия. М., «Наука», 1971, 357 с.

29. Бородаевская М. Б., Бородаевский Н. И. Березовское золоторудное поле. М., Metallurgizdat, 1947, 240 с.

30. Боянов Ив., Маврудичев Б. Палеогенский магматизм в Северо-восточной Родопи. Год. на Соф. унив., БГГ ф-тет, т. 54, кн. 2, «Геология», 1961, с. 113—157.

31. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., Изд-во МГУ, 1960, 233 с.

32. Буканов В. В. К вопросу о продолжительности процесса хрусталеобразования на Урале. — «Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР», 1971, вып. 14, с. 152—154.

33. Буканов В. В. Морфология и внутреннее строение кристаллов природного кварца. — В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971, с. 170—176.

34. Буканова В. А., Буканов В. В. Два типа окологнездовых метасоматитов у хрусталеносных жил Приполярного Урала. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 191—199.

35. Буканова В. А., Никитенко И. П. Кристалломорфологические особенности акцессорного циркона из околожильных метасоматитов в кварцитах Приполярного Урала. — «Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР», 1971, вып. 15, с. 94—99.

36. Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., «Недра», 1968, 175 с.

37. Булгакова Е. Н. Температурные условия формирования Норильских дифференцированных интрузий. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1971, 30 с.

38. Булкин Г. А. Первичные ореолы выщелачивания на Никитовском рудном поле. — «Методика прогнозирования поисков и разведки скрытого ртутного и сурьмяного орудения». Сер. Методика съемки, поисков, разведки и оценки м-ний полезных ископаемых, 1967, № 1, с. 55—59.

39. Булкин Г. А., Большаков А. П. О динамометаморфизме руд Никитовского поля ртутных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1963, № 1, с. 105—109.

40. Варлаков А. С. Роль оливинизации в формировании дунитов Урала. — В кн.: Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 294—295.
41. Васильев В. И. Некоторые понятия формационного анализа. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 27—29.
42. Васильев В. И., Драгунов В. И., Плющев Е. В. Прогнозное значение систематики парагенераций и формаций. — В кн.: Основы научного прогноза м-ний рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 24—27.
43. Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281—289.
44. Васильев Л., Иванова-Панайотова В., Стайков М. Контактто-метасоматични образувания и свързаните с тях орудявания при с. Факля. Бургаско. — «Тр. върху геол. на България. Сер. геох. и пол. изк.», 1962, кн. 3, с. 179—235.
45. Василевский М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., «Недра», 1973, 278 с.
46. Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., «Наука», 1964, с. 5—21.
47. Виньковецкий Я. А. Геологические данные о генезисе вторичных кварцитов герцинид Центрального Казахстана. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1970, ч. 99, вып. 5, с. 517—526.
48. Власов К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1955, № 5, с. 54—71.
49. Власов К. А. О теории десиликации гранитных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1938, № 2, с. 297—334.
50. Власов К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных пегматитов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 65—89.
51. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972, 239 с.
52. Волостных Г. Т. Сопоставление особенностей гидротермальной аргиллизации и выветривания. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, 74 с.
53. Волченко Ю. А. Этапность формирования Гусеногорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение планитоидов и золота в ходе этого процесса. — В кн.: Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 64—68.
54. Гаврикова С. Н. Основные парагенетические ассоциации вторичных кварцитов Северного Прибалхашья и условия их образования. — «Геология рудных месторождений», 1971, т. 13, № 1, с. 44—53.
55. Галдин Н. Е. О плотности и упругих параметрах окислов и силикатов при высоких давлениях (в связи с проблемами внутреннего строения Земли). — «Геохимия», 1969, № 1, с. 40—49.
56. Галкин П. С. Некоторые вопросы геологии, вулканизма и металлогении Западного Тургай. Свердловск, 1963, с. 137—141. (Труды I Уральск. петрогр. совещ., т. 2).
57. Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия. М., «Мир», 1968, 368 с.
58. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 152—216. Авт.: В. И. Смирнова, А. И. Гинзбург, В. А. Жариков и др.
59. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л., «Наука», 1968, с. 220—223. Авт.: К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко, В. Г. Чекулаев и др.
60. Геология месторождений редких элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968, 279 с. Авт.: С. Е. Колодухина, А. А. Григорьева, Л. И. Клаповская и др.
61. Гинзбург А. И. Геохимические особенности пегматитового процесса. — В кн.: Минералогия и генезис пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—16.
62. Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования гранитных пегматитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 1, с. 45—54.
63. Гинзбург А. И. О влиянии внешнего давления на ход пегматитового процесса. — В кн.: Геология месторождений редких элементов, вып. 22. М., «Недра», 1964, с. 74—82.
64. Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении

при поисках руд рудких металлов в пегматитах. — «Докл. АН СССР», 1954, т. 98, № 2, с. 233—235.

65. Гинзбург А. И. О некоторых закономерностях размещения редкометалльных пегматитовых полей. — В кн.: Вопросы изучения структур рудных полей и м-ний. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 37—47.

66. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 176—184. Авт.: М. М. Цирюльникова, Э. К. Чегель, Л. Е. Шустова и др.

67. Говоров И. Н. Химизм минералообразующих растворов редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами. — В кн.: Физическая геохимия рудообразующих растворов. М., «Наука», 1968, с. 51—62.

68. Гордиенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л., «Недра», 1970, с. 230—236.

69. Гребенников А. М. О редкометалльной и оловянно-вольфрамовой специализации одного из гранитных массивов Забайкалья. Тезисы докладов V геол. конф. Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Чита, 1966, с. 38—39.

70. Григорьев Д. П. Закономерность образования сульфидов меди в колчеданных месторождениях Среднего Урала. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1948, ч. 77, вып. 1, с. 32—42.

71. Давиденко И. В. К вопросу о составе керамических пегматитов Курувары. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Л., «Наука», 1969, с. 90—96.

72. Давиденко И. В., Палкин В. И. О возможности определения условий давления при магнеобразовании по химическому составу изверженных горных пород. — В кн.: Применение мат. методов в геол. исследованиях Кольского полуострова. Апатиты, 1969, с. 119—135.

73. Денисенко В. К. О закономерном появлении внутрирудных даек в истории формирования месторождения Караоба. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 883—886.

74. Деригольц В. Ф. О глубинной гидросфере. — В кн.: Проблемы происхождения нефти. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 122—143.

75. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. М., Изд-во иностр. лит., 1965, с. 55—101.

76. Дмитриев Д. И., Шатилов С. В., Булах А. Г. Новые данные о геологии массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Кольский полуостров). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 6, с. 1356—1358.

77. Дмитриев Л. В., Котина Р. П., Моисеева Р. П. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Центральный Казахстан). — «Геохимия», 1962, № 3, с. 220—235.

78. Доливо-Добровольский В. В. О закономерностях фазовых равновесий в системах с подвижными компонентами. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 183—193.

79. Дортман Н. Б., Жданов В. В. Взаимосвязь петрофизических характеристик и геологического строения региона. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 5. М., «Недра», 1969, с. 136—157.

80. Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества. — В кн.: Общие закономерности геол. явлений. Л., 1965, с. 55—67 (Труды ВСЕГЕИ, вып. 1).

81. Драгунов В. И. Основные понятия о геологических формациях. — В кн.: Геологическая формация. Л., 1968, с. 21—27.

82. Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966, 168 с.

83. Дымкин А. М., Соколов Г. А. О колломорфных выделениях эндогенного магнетита в Коржункольском железорудном месторождении. — «Геология и геофизика», 1961, № 1, с. 77—85.

84. Евзикова Н. З. Метод построения проекции структуры кристалла на плоскость (hkl). — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 3, с. 266—272.

85. Евзикова Н. З. Принципы структурно-геометрического анализа граней кристаллов. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1965, ч. 94, вып. 2, с. 129—142.

86. Евзикова Н. З. О структурных плотностях минералов — «Минерал. сборник», 1966, № 20, вып. 3, с. 352—358 (Львовский ун-т).
87. Евзикова Н. З. К вопросу о поведении земного вещества при сверхвысоком давлении. — В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 37—40.
88. Евзикова Н. З. Дивергентные замещения. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 228—229.
89. Евзикова Н. З. Эмпирическая зависимость скорости прохождения упругих волн от атомного строения минералов. — «Геология и геофизика», 1972, № 8, с. 94—99.
90. Евзикова Н. З., Ицксон Г. В. Структурная плотность решетки минералов как показатель условий их образования. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, вып. 2, с. 129—149.
91. Егоров Л. С. Апатит в маймеча-котуйском комплексе ультраосновных — щелочных пород. — В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968, с. 227—232.
92. Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1950, 460 с.
93. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлынский платиноносный массив. М., «Наука», 1967, 336 с.
94. Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара. М., Изд-во АН СССР, 1959, 370 с.
95. Жариков В. А., Омельяненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 119—194.
96. Жариков В. А. Опыт классификации метасоматических образований на примере скарновых полей Западного Кармазара. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1956, т. 85, № 3, с. 344—358.
97. Жариков В. А. Парагенезисы известковых скарнов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 227—238.
98. Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 220—302.
99. Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 101—111.
100. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой серии Русской Лапландии. М., «Наука», 1966, 65 с.
101. Жданов В. В. Полиметасоматиты фундамента Русской платформы. — В кн.: Геология и формационный анализ кристаллических образований Русской платформы. Воронеж, 1972, с. 42—43.
102. Жуков Н. М. Зональность метасоматитов медноколчеданного месторождения «50 лет Октября». — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, 1969, с. 156—157 (Материалы к симпозиуму).
103. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1941, № 3, с. 36—112.
104. Зак С. И., Конев-Первухов В. И., Проскураков В. В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, «Карелия», 1972, с. 124—128.
105. Заридзе Г. М. К проблеме связи магматизма, метаморфизма и тектоники. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 50—61.
106. Заридзе Г. М. Метасоматизм и рудообразование. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 1, с. 20—29.
107. Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., «Недра», 1970, 375 с.
108. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1959, 254 с.
109. Захарченко А. И., Москалюк А. А., Гуревич М. Г. Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюорит-кварцевых жил грейзенов и пегматитов гранитного массива Кент. — В кн.: Исследования минералообразующих растворов. М., «Недра», 1966, с. 63—78.

110. Захарченко А. И. О физико-химических условиях и процессах формирования гранитных пегматитов. — «Геохимия», 1964, № 11, с. 1097—1115.
111. Зимин С. С. Ультраосновные породы и верхняя мантия Тихоокеанского пояса. — В кн.: Петрология. М., «Наука», 1972, с. 27—33.
112. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с. 26—30.
113. Иванов С. Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1950, ч. 79, вып. 2, с. 113—126.
114. Иванов С. Н., Ракчеев С. А. О происхождении сибайских обломочных зеленокаменных пород с обособлениями сульфидов. — В кн.: Труды I Уральск. петрогр. совещ. Сб. 3. Свердловск, 1963, с. 179—187.
115. Иванова-Панайотова В., Стайков М. Някой особености в зоналността и химизма на скарновите находища в Странджанския антиклинорий. — «Изв. Геол. Ин-т. Сер. рудни пол. изк.», 1969, кн. 18, с. 57—71.
116. Ицксон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 172—194.
117. Ицксон Г. В., Кутырева М. Ф. Зависимость между относительной структурной рыхлостью роговых обманок и их составом. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 6, с. 1415—1418.
118. Ицксон Г. В., Кутырева М. Ф. Структурное сжатие — расширение как фактор накопления калия, рубидия и цезия в минералах и породах. — «Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле», 1971, № 2, с. 28—42.
119. Ицксон Г. В., Кутырева М. Ф. Скачки в изменении объема структуры калинатовых полевых шпатов и их геохимическое значение. Международн. геохим. конгр. Тезисы докл., т. 2, М., 1971, с. 488—490.
120. Ицксон Г. В. Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 7—17.
121. Казарян А. Г. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. — «Изв. АН АрмССР. Сер. геол. и геогр. наук», 1968, № 6, с. 49—62.
122. Казидцын Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., «Недра», 1972, 143 с.
123. Казидцын Ю. В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л., «Недра», 1972, 280 с.
124. Казидцын Ю. В. Околорудный метасоматизм гидротермальных месторождений. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, с. 21—27.
125. Казидцын Ю. В. О необходимости выделения нового формационного типа околорудных метасоматитов. — В кн.: Материалы ко II конф. по околорудн. метасоматизму. Л., 1966, с. 57—59.
126. Казидцын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968, с. 227—238.
127. Казидцын Ю. В. Топологические аспекты формационного анализа. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 32—36.
128. Казидцын Ю. В., Ланда Э. А., Рундквист Д. В. Метасоматизм и глобальная тектоника. — В кн.: Металлогения и глобальная тектоника. Л., 1973, с. 61—65.
129. Каледонский комплекс ультраосновных — щелочных пород и карбонатов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965, 772 с. Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Э. А. Багдасаров и др.
130. Карамян К. А., Фарамазян А. С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. — «Изв. АН АрмССР», 1960, т. 13, с. 65—88.
131. Каримув Н. А. Геохимические особенности кислых эффузивов и вмещающих пород (Приполярный Урал). — В кн.: Тезисы пятой Коми республиканской молодежной конференции. Сыктывкар, 1972, с. 81—82.
132. Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968, 148 с.

133. Карякин А. Е. Вмещающие породы — источник материала для минералов хрустальных гнезд. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1955, т. 30, вып. 2, с. 118—144.
134. Карякин Л. И., Кайнарский И. С. Кристаллизация кремнезема из газовой фазы. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 86, № 3, с. 617—620.
135. Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965, 143 с.
136. Кириченко Л. А. Геологическое строение свиты Полмос на Кольском полуострове. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 245—254.
137. Кобзарь П. Н. Соколовско-Сарбайский район. — В кн.: Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых м-ний Мугуджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, 1968, 293 с. (Труды КазИМС).
138. Козлов М. Т. Некоторые черты глубинного строения Кольского полуострова и характер современных движений. — В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., «Наука», 1972, с. 40—49.
139. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М., «Наука», 1964, 303 с.
140. Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. — «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1961, вып. 19, с. 5—11.
141. Коржинский Д. С. Открытие системы с вполне подвижными компонентами и правило фаз. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 2, с. 3—14.
142. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
143. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматизме. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1936, № 1, с. 35—60.
144. Коржинский Д. С. Проблемы метасоматических процессов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 14—21.
145. Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканических данных. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 9, с. 12—17.
146. Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М., «Наука», 1969, с. 21—53.
147. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957, 104 с.
148. Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967, 298 с.
149. Котляр В. Н. Рудные фации в магматических комплексах (соотношение фаций глубинности магматизма, метасоматоза, геологической структуры и оруденения). — В кн.: Эндеогенные рудные м-ния. М., «Наука», 1968, с. 245—250.
150. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. Л., «Недра», 1972, 151 с.
151. Кудрявцев Ю. К., Семина В. А., Попов В. С. Типы гидротермально-измененных пород Северо-Западного Прибалхашья и их поисковое значение. — «Сов. геология», 1971, № 5, с. 126—132.
152. Кузнецова В. Д. Новый тип грейзенизации. — В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов. Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1969, с. 93—94 (Материалы к симпозиуму).
153. Кузнецова (Топунова) Г. А. Редкометалльные пегматиты Востока СССР. — В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов. Л., «Наука», 1965, с. 161—177.
154. Куприянова И. И. Влияние околожилых изменений на процессы рудоотложений при формировании некоторых бериллиевых месторождений. — «Минеральное сырье», 1970, № 20, с. 59—75.
155. Куприянова И. И. О метасоматических образованиях месторождений мусковит-флюорит-бериллового типа. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1968, ч. 97, вып. 4, с. 406—416.
156. Кутырева М. Ф. Метод графического выражения зависимости между струк-

турным сжатием-расширением и составом минералов (на примере роговых обманок). — «Изв. АН АрмССР. Сер. Науки о Земле», 1972, № 2, с. 26—35.

157. Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л., «Недра», 1972, 189 с.
158. Ланда Э. А. Магнетит-апатитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных — щелочных магматических комплексов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 113—133.
159. Лебедев В. И. О законе объемов в петрографии. — В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, Т. I. Л., 1963, с. 92—167.
160. Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во Ленингр. ун-та, 1957, 342 с.
161. Лебедев В. И. Ионно-атомные радиусы и их значение для геохимии и химии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1969, 156 с.
162. Летников Ф. А. Изобарные потенциалы образования минералов и применение их к геохимии. М., «Недра», 1965, 116 с.
163. Летников Ф. А. Энергетический анализ основных типов метасоматической зональности. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 30—43.
164. Лисицина Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков. — «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 5, с. 26—49.
165. Литвин А. П., Никитина Л. П. Кристаллические структуры обыкновенных роговых обманок метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. — В кн.: Давление и механическое напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 139—143.
166. Литвин А. П., Орса В. П. Параметры элементарной ячейки роговых обманок из метаморфических пород некоторых районов Украинского щита. — «Конституция и свойства минералов», 1970, № 4, с. 9—25.
167. Магадеев Б. Д., Исмагилов М. И. Меднопорфировые месторождения Башкирии. — В кн.: Геология меднопорфировых месторождений. Алма-Ата, 1971, с. 34—36 (Тезисы докладов второго совещания по меднопорфировым месторождениям, г. Балхаш, 1971).
168. Магакьян И. Г., Мкртчян М. М., Пиджян Г. О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М. Изд-во АН СССР, 1962, с. 321—325.
169. Макневский С. И. Стратиграфия северо-запада Кольского полуострова. — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 152—160.
170. Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 51—20.
171. Маслеников В. А. Абсолютный возраст свит Полмос и Порос. — В кн.: Граниты Кольского полуострова и Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 86—88.
172. Маслеников В. А. Абсолютная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 60—77.
173. Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилова Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., «Наука», 1968, с. 99—102.
174. Металлогенетические особенности щелочных формаций Балтийского щита. Л., «Недра», 1971, 277 с. («Труды Ленингр. об-ва естествоиспытателей», т. 72, вып. 2). Авт.: А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др.
175. Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., «Наука», 1971, с. 5—23. Авт.: В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, Н. И. Московченко и др.
176. Метасоматизм и его роль в истории геологического развития земной коры. — В кн.: Проблемы метасоматизма М., «Недра», 1970, с. 7—14. Авт.: Э. А. Багдасаров, М. М. Василевский, Ю. В. Казицын и др.

177. Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, 378 с.
178. Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972, 283 с. (Краткие тезисы к конференции 16—20 мая 1972 г.).
179. Минерализованные зоны Комсомольского района. М., «Наука», 1967, 116 с. Авт.: Е. А. Радкевич, П. Г. Коростылев, А. М. Кокорин и др.
180. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либрийского щита. М., «Недра», 1969, с. 172—178.
181. Михайлов Б. М. Гипергенез в аридных тропиках Восточной Африки. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 4, с. 3—26.
182. Мкртчян С. С., Карамян К. А., Аревшатян Т. А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изд-во АН АрмССР, 1969, с. 327—328.
183. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Урала. М., «Наука», 1967, 280 с.
184. Москалева С. В. К проблеме генезиса гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации Урала. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1969, ч. 98, № 3, с. 257—274.
185. Москалева С. В. О метасоматических габбровых породах Баранчинского массива на Урале. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 7, с. 81—87.
186. Москалева С. В. О формациях основных и ультраосновных пород Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 4, с. 67—77.
187. Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании хромита и хромитсодержащих пород. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 64—81.
188. Москалева С. В. Роль метасоматоза в образовании некоторых пород габброидного и гипербазитового состава на Урале. Труды XXI сессии МГК, проблема 13, 1960, с. 240—249.
189. Москалева С. В. Роль процессов метасоматоза в образовании полезных ископаемых гипербазитовых формаций складчатых областей. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 283—299.
190. Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунит-широксенит-габбровой формации Урала. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 38—56.
191. Москалюк А. А., Захарченко А. И. Результаты изучения газожидких включений в кристаллах флюорита и кварца пегматитов Каибского гранитного массива. — В кн.: Термометрические и барометрические исследования минералообразующих растворов. М., «Наука», 1966, с. 37—51.
192. Мясников В. С., Боярская Р. В. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронно-микроскопическое их исследование. — «Геология рудных месторождений», 1965, т. 7, № 5, с. 7—17.
193. Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., «Наука», 1963, с. 169—171.
- ✓ 194. Наковник Н. И. Вторичные кварциты и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1964, 338 с.
- ✓ 195. Наковник Н. И. О некоторых закономерностях метасоматических процессов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 1, с. 92—97.
- ✓ 196. Наковник Н. И. О новом взгляде на вторичные кварциты, о гидротермально измененных породах и вопросах, с ними связанных. — «Изв. АН АрмССР. Сер. геол.», 1959, № 1, с. 36—49.
- ✓ 197. Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1958, вып. 4, с. 401—417.
- ✓ 198. Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1954, ч. 83, вып. 2, с. 85—94.
199. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., «Недра», 1964, 123 с.
200. Нарвайт Г. Э. Метаморфизм и метасоматизм вмещающих пород месторождения Боцекуль (Северо-Восточный Казахстан). — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 131—137.

201. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). — «Сов. геология», 1970, № 9, с. 3—18. Авт.: В. А. Бровновой, В. А. Иванов, Ю. И. Ким и др.
202. Некоторые данные о формах миграции свинца и цинка в термальных рассолах Челекена. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 5, с. 1189—1190. Авт.: Ю. Ю. Бугельский, Л. М. Лебедев, И. Б. Никитина и др.
203. Никитин В. Д., Садовский Ю. А., Филиппов В. А. Природа янгобо-танталовой минерализации в редкометалльных пегматитах. — «Зап. Ленингр. горн. ин-та», 1959, т. 35, вып. 2, с. 3—28.
204. Николаев В. А. Об одном из основных уравнений термодинамики и его применении к открытым системам. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1954, ч. 83, вып. 4, с. 305—318.
205. Николаев В. А. К вопросам теории равновесных процессов и их значении в генезисе магматических и метаморфических пород. — «Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР», 1955, вып. 5, с. 44—96.
206. Николаев В. А. Равновесные процессы и вариантность закрытых и открытых систем. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 177—295.
207. Николаев В. А. Об уравнениях, выражающих изменения потенциала закрытых и открытых систем. — «Докл. АН СССР», 1956, т. 106, № 1, с. 93—94.
208. Николаев В. А. О вариантности природных систем и применении к ним правила фаз. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1958, ч. 87, вып. 3, с. 253—268.
209. Нурбаев З. М., Полетаев А. И. Новые данные о геологическом строении Коунрадского меднопорфирового месторождения. — В кн.: Геология, геохимия и минералогия меднопорфировых м-ний Казахстана. Алма-Ата, 1969, с. 97—110.
210. Овчинников Л. Н. Состав и внутреннее строение рудообразующих растворов. — В кн.: Материалы II конф. по окологорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 10—12.
211. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Состав, внутреннее строение и некоторые свойства гидротермального рудообразующего раствора. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 366—368.
212. О кубическом кубаните и кубическом калькопирите. — «Геология рудных месторождений», 1966, № 1, с. 41—54. Авт.: А. Д. Генкин, А. А. Филимонова, Т. Н. Шадлун и др.
213. Омельяненко Б. И., Алехин Ю. В. О возможных пределах значения рН среды при образовании кальцита в гидротермальных условиях. — «Геология рудных месторождений», 1966, т. 8, № 6, с. 31—41.
214. Оптоев Д. О. О колломорфных образованиях магнетита и своеобразных пластичатых и табличатых выделениях пирита в магнетитовых рудах. — «Труды Минерал. музея АН СССР», 1959, вып. 9, с. 74—85.
215. Остапенко Г. Т. К вопросу классификации компонентов по их подвижности и вариантности. — «Геохимия», 1965, № 4, с. 494—496.
216. Павленко А. С., Орлова Л. П., Филинов Л. В. Геохимия палингенных формаций складчатых областей. — В кн.: Междунар. геохим. конгр., 1971. Т. 3, кн. 2, М., 1972, с. 26—28.
217. Павлова И. Г. Региональные и локальные закономерности размещения меднопорфировых месторождений. Л., 1970, 56 с. (Разработка основ научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых, вып. 6).
218. Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—14.
219. Панайотов В., Иванова-Панайотова В. Младата интрузия от Манастирските височини и свързаните с нея орудявания. — «Год. УГП», 1954, т. 4, с. 221—279.
220. Панов Б. С. О гидротермальных изменениях вмещающих пород Никитовского рудного месторождения. — «Труды Донецкого политехн. ин-та», 1960, т. 50. Сер. геол., вып. 3, с. 27—32.
221. Панов Б. С. О новом типе кристаллов киновари Никитовского месторождения. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, вып. 3, с. 351—362.
222. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972, 208 с. Авт.: А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, О. М. Розен и др.

223. Перри В. Д. Генезис трубообразных брекчиевых рудных тел (пер. с англ.). ВИЭМС, 1962, 18 с. (Сер. геол. и полезн. ископ., вып. 19).
224. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963, 447 с.
225. Плющев Е. В. Взаимосвязь разнотипных эндогенных проявлений молибденовой минерализации в каледонидах Казахстана. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1971, ч. 100, вып. 3, с. 241—256.
226. Плющев Е. В., Ушаков О. П. Приповерхностный гидротермальный метаморфизм в девонских вулканогенных породах Центрального Казахстана. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1967, ч. 96, вып. 6, с. 652—661.
227. Плющев Е. В., Ушаков О. П. Структурно-вещественный принцип классификации метасоматитов. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.
228. Плющев Е. В., Ушаков О. П. Структурно-вещественный принцип диагностики и классификации метасоматитов. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., 1972, с. 40—41.
229. Поваренных А. С. К вопросу о влиянии не участвующих в связи электронов на свойства кристаллов. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1961, ч. 90, вып. 2, с. 220—225.
230. Поваренных А. С. Кристаллографическая классификация минеральных видов. Киев, «Наукова думка», 1966, 547 с.
231. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. Взаимосвязь усредненных упругих констант породообразующих минералов с их внутренним строением. — В кн.: *Конституция свойств минералов*. Вып. 5. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 46—54.
232. Поваренных А. С., Продайвода Г. Т. Связь теплопроводности минералов с их структурными особенностями. — «Геол. журнал», 1972, т. 32, № 1, с. 41—47.
233. Полетаев Ф. И. Геолого-генетические особенности Медного Коунрада. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1970, 25 с.
234. Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфизма в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: *Петрология докембрия Русской платформы*. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 262—265.
235. Поротова Г. А., Болгурцев Н. Н. Глубинное строение восточной части Балтийского кристаллического щита и некоторые вопросы связи с ним магматизма. — В кн.: *Проблемы магматизма Балтийского щита*. Л., «Наука», 1971, 372 с.
236. Поселов Т. Л. Некоторые вопросы флюидогенного структурирования горной массы на молекулярном и субмолекулярном уровнях. — В кн.: *Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем*. М., «Наука», 1972, с. 7—72.
237. Превращение мусковита при высоких давлениях и температурах. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1970, № 8, с. 35—41. Авт.: И. С. Делицын, В. К. Марков, Ю. Н. Рябинин, В. П. Петров.
238. Прияткина Л. А., Дагелайский В. Б. Метаморфизм свит Полмос и Порос. — В кн.: *Граниты Кольского полуострова и Карелии*. Л., Изд-во АН СССР, 1963, с. 72—73.
239. Проблемы метасоматизма. Л., 1969, 443 с. (Материалы к симпозиуму).
240. Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, 392 с. (Труды II конф. по околорудному метасоматизму).
241. Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, 335 с. («Труды ВСЕГЕИ», т. 177, нов. сер.).
242. Продайвода Г. Т. Зависимость между упругими модулями и среднеатомным объемом в связи с поведением минералов и горных пород при высоких давлениях. — В кн.: *Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах*. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 178—179.
243. Рамдор П. Рудные минералы и их сроставия. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 1132 с.
244. Рашков Р. Диспорови вторични кварцити в землището на с. Слахиево, Хасковско. — «Сп. на Бълг. геол. д-во», 1962, год. 23, кн. 3, с. 263—374.
245. Рехарский В. И. Гидротермально-метасоматические формации и оруденение молибденовых месторождений. — «Геология рудных месторождения», 1970, № 6, с. 16—29.
246. Рехарский В. И., Розбианская А. А. Экспериментальные исследования условий соосаждения молибдена кремнезема из сероводородных растворов. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 2, с. 428—430.

247. Родионов Г. Г. Типы пегматитовых поясов и их особенности. — В кн.: Геология м-ний редких элементов. Вып. 22. М., «Недра», 1964, с. 60—74.
248. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
249. Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию. Л., «Недра», 1966, 118 с.
250. Рудник В. А., Беляев Г. М., Терентьев В. М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 261—274.
251. Рудник В. А. Гранитообразование и его роль в формировании гранитного слоя земной коры в докембрии. Автореф. докт. дисс., Л., 1972, 56 с.
252. Рудник В. А., Терентьев В. М. Щелочные метасоматиты зон региональных разломов — новый тип околорудных измененных пород. — В кн.: Материалы ко II конф. по околорудному метасоматизму. Л., 1966, с. 174—177.
253. Рудоносность и генезис камафоритов. Алма-Ата, 1969, 353 с. (Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов»). Авт.: Л. С. Бородин, А. Г. Жабин, А. В. Лапин и др.
254. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М., «Недра», 1971, 313 с.
255. Рундквист Д. В. Накопление металлов и эволюция генетических видов месторождений в истории развития земной коры. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968, с. 212—225.
256. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы научного прогноза м-ний рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 27—35.
257. Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях развития месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 266—299.
258. Рундквист Д. В. Явления метасоматоза при формировании кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений. — «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», 1964, ч. 93, вып. 4, с. 373—389.
259. Сальдау Э. П. Изменение размеров ячейки при окислении иоцита в магнетит и маггемит. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1957, ч. 86, вып. 3, с. 323—335.
260. Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. — «Бюлл. Моск. об-ва исп. природы. Отд. геол.», 1970, № 5, с. 115—131.
261. Сиянков В. И. Микротвердость магнетита из месторождений различного генезиса. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 4, с. 929—932.
262. Скарни и руды в ореола на Малко-Тырновский плутон, Странджа пл.-Сб. в чест на акад. Й. Йовчев. С., 1964, с. 277—348. Авт.: Л. Васильев, М. Стайнов, В. Г. Иванова-Панайотова и др.
263. Скрипченко Н. С. Типы рудогенеза в согласных медноколчеданных месторождениях. — В кн.: Эндогенные рудные м-ния. М., «Наука», 1968, с. 197—211.
264. Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 152—153.
265. Смирнов В. И. Порядок эндогенной рудной зональности. — В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1, Прага, 1963, с. 62—68.
266. Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., Госгеолтехиздат, 1964, с. 111—118.
267. Смирнов В. И., Гончарова Р. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2, с. 57—68.
268. Смирнова В. А. Об ореолах выщелачивания вокруг хрустальных гнезд Приполярного Урала. — «Труды ВНИИП», 1958, т. 2, вып. I, с. 81—88.
269. Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968, 478 с.
270. Соболев В. И., Добрецов Н. Л., Хлестов В. В. Режим H_2O и CO_2

при прогрессивном региональном метаморфизме. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 166, № 2, с. 451—454.

271. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-та, 1949, 328 с.

272. Соботович Э. В., Рудник В. А. Космогеохимические аспекты формирования Земли. — В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 51—116.

273. Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных руд СССР. — В кн.: Железородная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 34—49.

274. Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, 311 с.

275. Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометаллических гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 234 с.

276. Справочник по расчетам равновесий металлургических реакций. М., 1963, 416 с. Авт.: А. Н. Крестовников, А. П. Владимиров, В. С. Гуляницкий, А. Я. Фишер.

277. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка мл. М., «Мир», 1969, 542 с.

278. Сторонкин А. В., Мариничев А. Н. Особенности применения правила фаз к многокомпонентным многофазным частично закрытым системам с химическими превращениями. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 41—46.

279. Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы основного фронта. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 29—49.

280. Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. — «Вестн. ЛГУ», 1959, № 6, с. 51—62.

281. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964, 550 с.

282. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958, 598 с. Авт.: А. Г. Бетехтин, А. Д. Генкин, Т. Н. Шадлун и др.

283. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 592 с.

284. Тесаловский М. Д., Потапенко Б. П. Весеннее месторождение меди и его генетические особенности. — «Разведка и охрана недр», 1969, № 3, с. 5—7.

285. Токарев В. А. О древнем подвижном поясе Колмозеро — Воронье и Хибинском разломе на Кольском полуострове. — В кн.: Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 61—69.

286. Токарев В. А. Круговые разломы Мурманского блока. — В кн.: Исследования строения и современных движений земной коры на Кольском геофизическом полигоне. М., «Наука», 1972, с. 81—88.

287. Точилин М. С. О связи пегматитов с региональным метаморфизмом. — В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 150—157.

288. Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969, с. 276—300.

289. Успенский Н. М. Негранитные пегматиты. М., «Недра», 1965, 336 с.

290. Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971, 342 с.

291. Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1969, 264 с.

292. Федорчук В. П., Никифоров Н. А. Об использовании перурдного пирита в качестве индикатора при поисках низкотемпературных месторождений закрытого типа. — «Разведка и охрана недр», 1958, № 5, с. 1—10.

293. Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1940, 712 с.

294. Филимонова А. А. Изменение формы халькопирит-сфалеритовых сростаний под влиянием нагрева. — «Геология рудных месторождений», 1964, № 3, с. 115.

295. Фролов А. А. Структура и условия образования формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — В кн.: Геология м-ций редких элементов. Вып. 35. М., «Недра», 1972, с. 7—36.

296. Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли. — «Природа», 1960, № 9, с. 15—21.
297. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. Т. 1. М., «Недра», 1971, 548 с.
298. Халгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., «Мир», 1967, с. 169—180.
299. Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. — «Труды Лабор. вулканологии СССР», 1961, вып. 19, с. 34—44.
300. Хитаров Н. И. Информация о некоторых экспериментальных работах в области глубинных процессов. — «Геохимия», 1964, № 6, с. 1132—1140.
301. Чалый В. П., Лукачина Е. Н. Фазовые превращения в системе гидрооксидов М (II) и Fe (III). — «Изв. АН СССР. Сер. неорг. матер.», 1970, т. VI, № 6, с. 1141—1146.
302. Чередниченко А. Н. Тектонофизические условия минеральных преобразований. Киев, «Наукова думка», 1964, 184 с.
303. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955, 672 с.
304. Шабынин Л. И. О магнезиальноскарновой рудной формации. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных м-ний. М., «Наука», 1966, с. 88—100.
305. Шангпрев Х. Г. Особенности распределения элементов-примесей в магнетитовых рудах и некоторые вопросы генезиса Соколовского месторождения. — В кн.: Геология и генет. особенности магнетитовых м-ний Тургайского прогиба. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 96—114.
306. Швец И. Н., Шапошникова В. А. К вопросу о взаимодействии магнитных свойств, межатомных расстояний и энергии кристаллической решетки минералов. — В кн.: Конституция и свойства минералов. Вып. 5. Киев, «Наукова думка», 1971, с. 54—61.
307. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968, 230 с.
308. Шейнманн Ю. М. Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли. — «Геотектоника», 1970, № 4, с. 31—32.
309. Шерстюк А. И. Слюдитовые комплексы и их классификация. — ЭВМО, изд. 2-е, М.—Л., «Наука», 1965, с. 62—70 (Доклад на Всесоюз. минерал. съезде).
310. Шерстюк А. И., Логинов В. Н., Зверева Г. Ф. Слюдитовые образования грейзеновой формации Южного Зауралья. Материалы совещ. «Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья». Кустанай, изд. УФАН СССР и Министерства геологии КазССР, 1970, с. 166—168.
311. Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965, с. 152—266.
312. Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968, с. 5—59.
313. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968, 179 с.
314. Щерба Г. Н. Грейзеновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных м-ний. М., «Недра», 1968, с. 378—400.
315. Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса (по материалам Казахстана). Алма-Ата, «Наука», 1970, 181 с.
316. Щерба Г. Н. Месторождения атасуйского типа в Казахстане. — В кн.: Эндогенные рудные м-ния. М., «Наука», 1968, с. 185—196.
317. Щерба Г. Н. О двух гипотезах образования полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1954, № 5, с. 122—124.
318. Щербак В. М. Геолого-структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Елтайско-Коржункольского рудного района. — В кн.: Геология и генет. особенности магнетитовых м-ний Тургайского прогиба. Алма-Ата, «Наука», 1969, с. 49—65.
319. Щербина В. В. О влиянии давления на изоморфные замещения. — В кн.:

Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 61—67.

320. Щ е р б и н а В. В. Формы переноса химических элементов в процессе минералообразования и условиях их концентрации. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 72—82.

321. Э п и г е н е з и его минеральные индикаторы. Под ред. Л. Г. Коссовской. М., «Наука», 1974, 170 с.

322. Э ш к и н В. Ю. Гидротермальные изменения карбонатных пород около хрустале-носных жил. — «Зап. Всесоюз. минерал. об-ва», 1963, ч. 92, вып. 1, с. 3—14.

323. Ю ш к и н Н. П. Механические свойства минералов. Л., «Наука», 1971, 282 с.

324. В е е в е r s I. R. A chemical investigation into the role of sorption processes in ore genesis. Minister for National Development. Commonwealth of Australia. 1966, N 106, p. 60—63.

325. B i l t z W. Raumchemie der Pesten Stoppe. Leipzig, 1934, 285 S.

326. D ö l t e r, L e i t m e i e r H. Handbuch der Mineralchemie, H. 3. 1925, 558 S.

327. D u - T o i t A. L. Plumosite (corundum apilite) and titaniferous magnetite rock from Natal-Trans. Geol. — Soc. S. Africa, 1919, p. 53—75.

328. G a r d n e r R. L. A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. — «Amer. miner.», 1970, vol. 55, N 7—8, p. 75—79.

329. G o l d s c h m i d t V. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiage-Biet. Vidensk. Skrift. Math-naturv., H 1, N 1, 1911, 483 S.

330. G u b s e r R., L a v e s F. On X-ray properties of Adularia (K—Na) $AlSi_3O_8$. — «Min. u. Petr. Mitt.», 1967, 47, 177 S. Schweiz.

331. K e n t s P. Hydrothermal developments on the Andes. — «Encon. Geol.», 1963, vol. 58, N 7, p. 1110—118.

332. K l e b e r W., J o s t K. H., Z i e m e r B. Zur Koordination des Magnesiums im Pyrop und Untersuchungen über dessen termische Zersetzung. — «Kristall und Technik.», 1969, Bd. 4, S. 12—31.

333. K r a n c k E. H. Turjaite and the ijolite of Turia Kola. — «Fennia», 1928, vol. 51, N 5, p. 100—102.

334. L o w e l l J. D., G o l b e r t C. M. Lateral and vertical alternation-mineralization zoning in porphyry ore deposits. — «Econ. Geol. and the Bull. of the Soc. of econ. Geol.», 1970, vol. 65, N 4, p. 373—408.

335. P e t e r s o n N. P., G i l b e r t C. M., Q u i c k G. L. Hydrothermal alternation in the Castile Dome copper deposits Arisona. — «Econ. Geol.», 1946, N 8, p. 821—840.

336. R u i z C. F. Geologia y Yacimientos Metaliferos de Chile Instituto de Investigaciones Geologicas. Chile, 1965, 305 p.

337. S c h w a r t z G. M. The nature of primary and secondary mineralization in porphyry copper deposits. — In: Geology of the porphyry copper deposits Southwestern. N. America. Univ. Arisona press, 1968, p. 41—50.

338. S i n c l a i r P. D. Bicarbonate and carbonate complexes as potential transporting agents for leab in hydrothermal solutions. — «Abst. Progr. A. Meet.», 1972, vol. 4, N 7, p. 51—58.

339. S t r u c t u r a l g e o l o g y of Canadian ore deposits. Montreal 1948, 948 p.

340. T h o m p s o n J. B. The thermodynamic basis for the mineral facies concept. — «Am. J. Sci.», 1955, vol. 251, N 2, p. 65—108.

341. V e l a s c o J. R. Geology of the Cananea district. — In: Geology of the porphyry copper deposits Southwestern N. America. Univ Arisonapress, 1968, p. 245—266.

342. W a g e r L. R., D e e r W. A. The petrology of the Skaergeard intrusion. Kangerdlugssuaq east Greenland. — «Meddeliser om Gronland», vol. 105, N 4, 1939, 352 p.

343. W e i l l D. F., F y f e W. S. On equilibrium thermodynamics of open systems and the phase rule. — «Geochimica et Cosmochimica acta», 1967, vol. 31, N 7, p. 38—51, London.

344. Z e n E - a n. Components, phases and criteria of chemical equilibrium in rocks. — «Am. J. Sci.», 1963, vol. 261, N 10, p. 941—942.

- Автометасоматизм 13, 177
 Автоскарны 177
 Агрегатное состояние агентов гранитизации 48
 Адуляриты 9
 Адуляр-берtrandит-сульфидная стадия 161
 Алунитовая фация 120
 Алунит-кварцевая фация 9, 120
 Альбитизация 67, 124
 Альбитизированные граниты 128
 Альбититы 51, 255
 Алюмосиликатная среда 128
 Амфиболиты метасоматические 87
 Андалузитовая фация 120
 Андезин-олигоклазовая зона 161
 Апатит-магнетитовые породы 168
 Апатитовое оруденение 195
 Аргиллизиты 83
 Аргиллизитовая формация 83, 136
 Аргиллитовые метасоматиты 140
- Базальтовый слой 45, 213
 Березиты 84
 Березитовая формация 84, 136
 Биотит-калишпатовые изменения 132
 Биотит-кварцевая формация 136
 Боксит 19, 71
 Борная минерализация 199
- Вермикулитовые руды 186
 Вертикальная зональность 221
 Внеинтрузивные грейзеновые месторождения 160
 Внутрирудные дайки 186
 Внутрирудный магматизм 151
 Вторичные кварциты 14
- Геогенетический закон 8
 Геологическая формация 12, 81
 Гидротермально-метасоматическая формация 82, 141
 Гидротермально-метасоматический процесс 214
 Гидротермальные растворы 145
 Гипербазитовый этап 185
- Гипербазиты 34
 Гипергенез 71
 Гомогенизация 47
 Гранатовые скарны 103, 105
 Гранитизация 9, 46
 Гранитный слой 45
 Грейзеновая формация 116
 Грейзенизация 125
 Грейзены 9, 14, 82
 Гумбеиты 84
- Декрепитация 47
 Диаспор-кварцевая фация 109
 Диаспоровая фация 120
 Диффузионные явления 167
 Домагматический метасоматизм 14
 Доминантный продукт 234
 Дорудный метаморфизм 162
- Закон Линдгрена 19
 Золото-серебряное оруденение 156
 Зональность 81
 Зона монтмориллонит-каолининовых изменений 132
 Зона серицит-кварцевых изменений 132
 Зоны гипергенеза 19, 71
 Зоны пропилитовых изменений 132
- Известковые скарны 82, 115
 Изумрудоносные рудопроявления 219
 Инфильтрационные скарны 200
 Инфильтрационный метасоматоз 167
- Калиевый метасоматизм (метасоматоз) 177
 Калишпатизированные граниты 128
 Калишпатовые метасоматиты 115
 Кальцит-диоксид-роговообманковые метасоматиты 178
 Каолинизация 160
 Кора выветривания 72

- Карбонатит 82, 173, 178, 186
 Карбонатизация 12
 Карбонатитовый этап 185
 Квазиаддитивность объемных соотношений 228
 Кварцевожильно-грейзеновая формация 135
 Кварц-плагиоклазовая стадия 161
 Кварц-серицитовая фация 120
 Кварц-серицитовая формация 136
 Кварцевая фация 120
 Кираса бовальная 72
 Колчеданное оруденение 202
 Комплекс метасоматических формаций 135
 Компоненты вариантыные 248
 Компоненты вполне подвижные 248
 Компоненты достаточные 250
 Компоненты избыточные 250
 Компоненты инертные 248, 255
 Компоненты невариантные 248
 Конвергентные реакции 228
 Контактный метаморфизм 202
 Концентрация элемента 51
 Концентрация об уровнях организации вещества 24, 81
 Корундовая фация 120
 Кремнещелочные метасоматиты 115
- Латеритная кора 72
 Листвениты 18
 Ложные жилы выполнения 151
- Магнезиальные скарны 9, 199
 Магнетитовое оруденение 97
 Магнетитовые руды 97
 Медное оруденение 199
 Медно-молибденовое оруденение 136
 Меднопорфирировые месторождения 131
 Медно-сульфидное оруденение 199
 Межатомные расстояния 236
 Метакристаллы 152
 Метаморфизм 8
 Метасоматизм (метасоматоз) 7
 Метасоматизм автоформационный 12
 Метасоматизм аллоформационный 12
 Метасоматиты 4
 Метасоматическая гранитизация 9
 Метасоматическая зональность 29, 97
 Метасоматическая колонка 115, 131
 Метасоматическая система общая 253
 Метасоматическая система частная 249
 Метасоматические амфиболиты 87
 Метасоматические процессы 7, 195
 Метасоматический петрогенез 7
 Мигматизация 212
 Микроклинит 51, 128
 Мобилизация рудного вещества 6
 Монокварцевая фация 109
 Мусковитизация 151, 166
- Натриевый метасоматоз 177
 Нуклеарная стадия 213
- Околожильный метасоматоз 165
 Околоскарновые метасоматиты 113
 Околорудный метасоматоз 202
 Оксеталиты 9, 86
 Оксифторный тип метасоматоза 127
 Опалиты 9
- Парагенезис минералов 55
 Пегматитовые поля 210
 Перекристаллизация 13, 210
 Пироксеновые скарны 103
 Пирофиллитовая фация 120
 Плагиоклаз-пироксеновая зона 200
 Полевшпат-кварцевая формация 126
 Полиметаллическое оруденение 156
 Полиформационное месторождение 156
 Порфириды 67, 241
 Послемагматические кремне-натриевые растворы 111
 Постмагматическая деятельность 219
 Постмагматическая минерализация 103
 Постмагматические процессы 114
 Правило фаз 248
 Правило фаз минералогическое 249
 Предрудный метасоматоз 146
 Приконтактная зона 200
 Принцип Ле-Шателье 185, 230
 Пропилитизация 157
 Пропилиты 9, 28, 85, 157
 Протопороды 25
 Профиль коры выветривания 72
- Региональная базификация 49
 Региональный метаморфизм 46, 211
 Региональное скарнирование 49
 Редкометалльная минерализация 121
 Редкометалльные пегматиты 269
 Рецессивный продукт 231
 Роговообманковая формация 136
 Ртутно-теллур-висмутовая минерализация 156
 Ртутные месторождения 146
 Рудная зона 97
 Рудная минерализация 14, 140
 Рудное поле 97, 146
- Серицитизация 151
 Серицит-кальцит-хлорит-альбитовая фация 109
 Серицит-кварцевая фация 109
 Серицит-хлорит-альбитовая фация 109
 Серпентинизация 36, 258
 Серпентиниты 82
 Синмагматический метасоматизм 13
 Синультраматоморфический метасоматизм 13
 Скаполитизация 116
 Скаполитовая минерализация 116

Скарново-рудные зоны 97, 105, 116
Скары 14, 82
Скары биметасоматические 200
Собирательная кристаллизация 147, 181
Спилитизация 20
Средний атомный объем 226, 237
Структуры геологических формаций 61
Структурная рыхлость 227
Структурное сжатие-расширение 236
Структурно-объемные пояса 245
Структурно-плотностные константы 243
Субвулканические пропилиты 158
Сурьмяно-ртутная рудная формация 146

Тектоно-флюидитный цикл 11
Тектоно-флюидитный этап 11
Телескопированность парагенезисов 151
Теплота образования 235
Термальный метаморфизм 203
Тремолит-талъковая зона 162
Турмалин(альбит)-хлоритовые метасомати-
ты 83
Турмалин-кварцевая формация 136

Ультраметаморфизм 54

Фельдшпатолит 86
Фенит 16, 87, 178
Флюидиты 11
Формация вторичных кварцитов 83, 120

Форстерит-магнетитовые породы 168
Форстеритовая зона 199
Фумарольно-сульфатарная деятельность
111, 156

Хрусталеносные жилы 214

Цеолитовая минерализация 97
Цикличность и направленность геологиче-
ских процессов 7
Цикличность процессов 7

Щелочной метасоматоз 51
Щелочной этап 185
Щелочные метасоматиты 15

Эдукт 25, 250
Экзогенный этап 185
Элементарная ячейка 227
Эндогенная минерализация 213
Эндоскарновая зона 201
Эпигенез 71
Эпигенетические руды 94
Эпидот-актинолитовая фация 69
Эпидот-альбитовая формация 136
Эппорода 25
Эппорода калишпат-альбитовая 28
Эппородное тело 25, 32

Предисловие. Ю. В. Казыцын, Э. А. Ланда	3
Список сокращений минералов	6
Историко-геологическое направление в учении о метасоматизме	
Об историко-геологическом направлении в учении о метасоматизме. Ю. В. Казыцын, Э. А. Ланда	7
Метасоматические процессы в геосинклинальном цикле. Г. М. Заридзе	20
Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества. Е. В. Плющев, О. П. Ушаков	24
Геологические и геохимические тенденции глубинного метасоматизма в гипербазитах. С. В. Москалева	34
Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры. В. В. Жданов	44
О цикличности проявления метасоматических процессов в раннем докембрии (на примере Алданского щита). Г. М. Беляев	54
К соотношению диафтореза и метасоматоза в зонах смятия (на примере Байкало-Патомского нагорья). М. П. Лобанов, Г. М. Педяш	65
Метасоматизм в зоне гипергенеза. В. А. Броневой	71
Зональность околорудных метасоматитов	
Значение зональности гидротермально измененных пород для выделения метасоматических формаций. Д. В. Рундквист, И. Г. Павлова	81
Метасоматическая зональность и рудообразование в Аллареченском никеленосном районе. В. И. Кочнев-Первухов, С. И. Зак, В. В. Проскураков, В. А. Тюремнов, О. Г. Столова	91
О метасоматической зональности магнетитовых месторождений Соколовско-Сарбайского рудного поля. И. А. Кочергин, М. А. Савушкина	97
Типы зональности в Ломоносовском и Талкульском магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба. В. И. Алексеев, А. Е. Бекмухаметов	102
Зональность и генезис измененных пород Спахиевского рудного поля (Болгария). Т. Г. Радонова	107
Рудоконтролирующее значение метасоматитов	
Главнейшие рудоносные метасоматические формации Казахстана и закономерности их образования. К. А. Абдрахманова, А. Д. Каипов, А. П. Гуляев, А. Е. Бекмухаметов, Е. В. Пучков, А. В. Кудряшов, Т. Ч. Чолпанкулов	113
Типы метасоматоза и редкометалльное оруденение в связи с гранитными интрузиями. А. В. Кудряшов, Г. Н. Щерба, Ф. Г. Габайдулин, Р. В. Масгутов	122
Гидротермально измененные породы как критерий отличия меднопорфировых месторождений различных формационных типов. И. Г. Павлова, В. С. Якубович	131

Гидротермально-метасоматические образования и связь с ними оруденения на Каджаранском месторождении. <i>В. И. Рехарский, Ю. Н. Пашков, Ю. Т. Сухорук, Г. Г. Аветисян</i>	135
Роль метасоматоза в образовании ртутных месторождений Никитовского рудного поля. <i>А. П. Большаков</i>	146
Явления метасоматоза при формировании Джидинского молибден-вольфрамового месторождения (Западное Забайкалье). <i>В. К. Денисенко</i>	150
Кальевый метасоматоз и гидротермальное оруденение Карпатской рудоносной области. <i>В. Секи-Фукс</i>	156
Рудоотложение и окожильные изменения на некоторых бериллиевых месторождениях штокверкового типа. <i>И. И. Курьянова</i>	160
Геологические особенности и минеральные парагенезисы апатит-магнетитовых пород и карбонатов Центрального массива на Турьем полуострове. <i>А. В. Лапин</i>	167
Метасоматиты щелочных массивов Турьего полуострова. <i>А. Г. Булах, А. А. Кухаренко</i>	176
О структурных особенностях, элементном и фазовом составех титаномagnetитов щелочно-ультрасиновых пород Кольского полуострова. <i>Э. А. Багдасаров</i>	179
Роль магматических и метасоматических процессов при формировании Ковдорского массива и связанных с ним полезных ископаемых. <i>В. И. Терновой, Б. В. Афанасьев, Б. И. Сулимов</i>	185
Влияние метасоматических процессов на образование апатита в габброидных массивах Кузнецкого Алатау. <i>Л. Т. Жирова, Е. Л. Данилин</i>	195
Некоторые особенности магнезиально-скарновых месторождений Юго-Восточной Болгарии. <i>Вера Г. Иванова-Панайотова</i>	198
Соотношение колчеданного оруденения, околорудного метасоматоза и контактового метаморфизма на примере месторождения Весеннего. <i>М. И. Исмагилов, М. З. Исмагилова</i>	202
Особенности магнетитов метасоматических руд железорудных месторождений Тургая. <i>Р. Д. Шангиреева</i>	206
О механизме образования редкометалльных пегматитов в связи с процессами региональной гранитизации. <i>Н. И. Тихомирова</i>	209
Метасоматиты, сопровождающие хрусталеносные гнезда Приполярного Урала. <i>В. А. Буканова</i>	214
Соотношение процессов авто- и аллометаморфизма с изумрудоносностью и использование хром-титановых и других индикаторных отношений при оценке перспективности месторождений. <i>А. И. Шерстюк</i>	219

Вопросы теории метасоматизма

Дивергентные замещения. <i>Н. З. Евзикова</i>	226
Связь между структурным сжатием-расширением и составом железо-магнезиальных слюд. <i>Г. В. Ициксон, М. Ф. Кутырева</i>	236
Метасоматические системы и правило фаз <i>Э. А. Ланда</i>	248
Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе. <i>И. В. Давиденко</i>	255
Список литературы	260
Предметный указатель	275

МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Редактор издательства З. И. Башмакова.

Переплет художника К. В. Голикова

Технический редактор В. Л. Прозоровская

Корректор Э. И. Капульская

Сдано в набор 18/IX 1974 г. Подписано в печать 15/IV 1975 г.
Т-06364. Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага № 1. Печ. л. 17,5.
Усл. п. л. 22,75. Уч.-изд. л. 22,58. Тираж 3600 экз.
Заказ № 1260/11798-4. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном Комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

2р.50к.

1270

НЕДРА