

В. Н. Семушин

НИЗКО-
ТЕМПЕРАТУРНЫЕ
ОКОЛОРУДНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
В ВУЛКАНИТАХ



« НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
Геологический институт

В. Н. Семушин

НИЗКО-
ТЕМПЕРАТУРНЫЕ
ОКОЛОРУДНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
В ВУЛКАНИТАХ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. Г. КУШЕВ



МОСКВА
"НАУКА"
1985



4347

Семушин В.Н. Низкотемпературные околорудные метасоматиты в вулканитах. — М.: Наука, 1985. — 127 с.

Рассматриваются различные типы низкотемпературных околорудных изменений вулканогенных пород. Приводится общая характеристика метасоматитов, излагаются проблемные вопросы их изучения и намечаются пути их разрешения. На большом фактическом материале демонстрируются конкретные методические приемы полевого и лабораторного исследования метасоматических образований и приводятся результаты этих исследований. Анализ низкотемпературных метасоматитов предваряет петрографическая и петрогеохимическая характеристика исходных пород. В работе детально рассмотрены процессы березитизации, кварц-альбитового метасоматоза и гидротермальной аргиллизации; определено их место во времени и пространстве и взаимоотношения с оруденением; конкретизирована геохимическая сущность каждого процесса и установлен баланс вещества в ходе метасоматического преобразования вулканитов кислого и основного состава. На основании рентгеноструктурного изучения метасоматических минералов показана возможность использования результатов измерений межплоскостных расстояний этих минералов для разбровки рудоносных и безрудных метасоматитов.

Табл. 27. Ил. 35. Библиогр. 120—126 с. (165 назв.).

Рецензенты: А.Г. Миронов, Е.В. Плющев

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе рассматриваются различные типы низкотемпературных окolorудных изменений вулканогенных пород на различных месторождениях (колчеданных, полиметаллических, вольфрамовых, уран-молибденовой формации и некоторых других). Изучение окolorудных изменений в связи с оруденением имеет теоретическое и практическое значение. Процессы окolorудного изменения пород, пространственно и хронологически связанные с оруденением, во многом определяют его особенности и закономерности размещения рудных концентратий, а сами измененные породы являются косвенным поисковым признаком.

Гидротермальное оруденение, как правило, сопровождается окolorудными изменениями вмещающих пород, ореолы которых характеризуются большими размерами в сравнении с параметрами рудных тел. В связи с этим всестороннее изучение метасоматических преобразований имеет решающее значение при поисковых работах. Главные моменты этого исследования — детальное изучение-минералогии метасоматитов, выявление временной последовательности и пространственного распределения метасоматических парагенезисов и их соотношений с оруденением.

В современной литературе накоплен обширный материал, касающийся геологии, минералогии, геохимии и генезиса гидротермальных месторождений меди, вольфрама, молибдена, урана, ртути, колчеданных и свинцово-цинковых руд [Волостных, 1972; Гречишников и др., 1974; Казанский и др., 1974; Мельников, 1977; Никитин, 1977; Омеляненко, 1966; Омеляненко, Мясогутов, 1969; Рафальский, 1973а, б; Стадийность..., 1979; Тугаринов, 1972; Чекваидзе, 1981; Щербань, 1975; Яковлев, 1969, 1970, 1975; Яковлев, Малютин, 1975]. Вместе с тем ряд вопросов остается малоработанным или находится на стадии обсуждения. Прежде всего это относится в целом к изучению окolorудных изменений в вулканогенных породах на гидротермальных месторождениях, и в частности уран-молибденовых, к принципам картирования метасоматических изменений и к диагностике дисперсных минералов, характерных для метасоматитов этого типа. К числу вопросов, требующих разрешения, относятся баланс вещества при метасоматическом преобразовании вулканитов, типоморфизм метасоматических минералов в зависимости от их положения относительно рудных зон и в ходе процесса рудообразования.

При работе над монографией автором были поставлены следующие основные задачи исследований: 1) типизация и изучение после-

довательности метасоматических процессов и выявление места рудообразования в этой последовательности; 2) изучение пространственного размещения метасоматических парагенезисов, построение карт и разрезов околорудных изменений; 3) установление признаков отношения метасоматических парагенезисов к рудоносным или безрудным на основе детального минералогического изучения метасоматитов.

В ходе исследования возникла необходимость выяснения ряда конкретных частных вопросов, направленных на решение основных задач: 1) детальное крупномасштабное картирование околорудно измененных пород и построение карт и разрезов изменений для конкретных рудопроявлений; 2) разработка методики дифрактометрического рентгеноструктурного анализа минералов в петрографических шлифах, которая необходима для изучения и диагностики специфических метасоматически измененных пород, выделение моnofракций из которых затруднено или невозможно; 3) изучение метасоматических минералов из различных парагенезисов с помощью рентгеноструктурного анализа; 4) изучение баланса вещества и геохимических особенностей метасоматических процессов в вулканитах.

Отдавая себе отчет в том, что не все вопросы геологии могут быть в одинаковой мере полно отражены, автор сознательно ограничил рамки исследования изучением низкотемпературных околорудных метасоматитов в вулканитах в связи с конкретным типом оруденения. Эти исследования проводились на месторождениях уран-молибденовой рудной формации, как наиболее доступных для объемного изучения и являющихся в этом смысле эталонными. При необходимости привлекались литературные данные по другим классам месторождений.

На разных этапах работы автор пользовался постоянным вниманием и поддержкой В.Г. Кушева, И.В. Гордиенко, полезными советами и рекомендациями Е.В. Плющева, Б.И. Омеляненко, Ф.А. Летникова, Ю.В. Комарова, Е.К. Васильева, В.Е. Руденко, И.Е. Каменцева, А.Г. Миронова, С.М. Жмодика. Неоценимую помощь в аналитических работах оказали Г.И. Булдаева, В.А. Иванова, В.А. Егорова, Л.М. Щербакова. Автор выражает всем названным товарищам искреннюю благодарность.

ПОЛОЖЕНИЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СОВРЕМЕННЫХ КЛАССИФИКАЦИОННЫХ СХЕМАХ

Первым прообразом современных классификаций метасоматитов была схема Д.С. Коржинского [1955], основанная на концепции кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов. Деление метасоматических процессов в этой классификации производится по стадиям магматического и постмагматического процессов. В магматическую стадию происходит подъем изотерм, т.е. повышение температуры пород, происходит магматическое замещение или растворение магмой боковых пород. Отличительным признаком метаморфизма и метасоматоза магматической стадии служит их прогрессивный характер с наложением более высокотемпературных минеральных ассоциаций на менее высокотемпературные. Послемагматический метаморфизм и метасоматоз протекают в условиях общего опускания изотерм, и поэтому послемагматические процессы в основном носят регрессивный характер с наложением низкотемпературных процессов и минеральных ассоциаций на более высокотемпературные. Классификация метасоматических процессов Д.С. Коржинского [1955] принята в следующем виде:

- I. Метасоматические процессы магматической стадии
- II. Послемагматические процессы ранней щелочной стадии:
 - 1) процессы простого метасоматоза,
 - 2) процессы контактово-реакционного метасоматоза
- III. Послемагматические метасоматические процессы кислотной и последующей поздней щелочной стадии:
 - 1) процессы приконтактового выщелачивания,
 - 2) процессы регионального (площадного) послемагматического метасоматоза,
 - 3) процессы низкотемпературного околотрещинного метасоматоза.

Под околотрецильным или околотрещинным метасоматозом Д.С. Коржинский [1955] понимает замещение боковых пород вдоль стенок трещинных жил. Метасоматическое замещение боковой породы распространяется на расстояние от нескольких сантиметров до нескольких метров в сторону от трещины. При наличии системы близко расположенных трещин околотрецильное изменение может захватывать большие массы породы в десятки метров в поперечнике. Минералогическим признаком перехода от среднетемпературной к низкотемпературной стадии принято разложение среднетемпературных силикатов кальция (эпидота, пренита, пумпеллиита, актинолита, тремолита); при этом устойчивой становится ассоциация карбонатов с кварцем.

В последствии на основании термодинамических и экспериментальных данных [Щербань, 1971] положение температурной границы между низко- и среднетемпературными формациями метасоматически измененных пород было существенно уточнено и конкретизировано. При давлении углекислоты от долей атмосферы до 500 атм температурный интервал колебания границы перехода формации листовитов-березитов в формацию бескарбонатных кварцево-мусковитовых пород типа грейзенов составляет 200—300°С, формации гумбеитов и альбит-анкеритовых пород в формацию калишпатизированных и альбитизированных пород, несодержащих карбоната, — 225—450°С, доломит-кварцево-хлоритовых пород в формацию их бескарбонатных аналогов — 300—450°С. Граница между формациями гидротермально аргиллизированных пород с формацией вторичных кварцитов должна проходить, согласно экспериментальным данным, при температуре около 300°С.

Дальнейшее развитие идей Д.С. Коржинского о метасоматической зональности и кислотно-основной эволюции гидротермальных растворов отражено в работах В.А. Жарикова [1966; Жариков, Омеляненко, 1978] и Б.И. Омеляненко [1970, 1972, 1978]. Согласно представлениям этих авторов, первичным элементом классификации следует считать метасоматическую фацию, или совокупность пород, образованных в различных зонах метасоматической колонки в результате воздействия растворов определенного типа при определенных внешних условиях (температура, глубинность, ряд подвижности, концентрация вполне подвижных компонентов). Основным интегральным элементом классификации продуктов метасоматоза — метасоматическая формация, или совокупность метасоматических фаций, образованных в результате одного петрогенетического процесса и различающихся температурой и глубинностью образования, исходным составом пород и концентрацией вполне подвижных компонентов.

В классификационной схеме низкотемпературных метасоматитов, где в качестве основного классификационного признака принят характер глиноземистого минерала, устойчивого во внутренней зоне метасоматической колонки (каолинит, серицит, альбит, ортоклаз), Б.И. Омеляненко [1970, 1972] выделяют формации околожильных аргиллизитов, березитов, низкотемпературных натриевых метасоматитов и низкотемпературных калиевых метасоматитов, а для вулканических и субвулканических комплексов выделяются еще кварц-серицитовые метасоматиты [Омеляненко, 1978].

В совместной классификации В.А. Жариков и Б.И. Омеляненко [1978] различные низкотемпературные метасоматиты, связанные с гранитоидным магматизмом (в широком понимании этого термина), отнесены по глубинности образования к двум зонам — малых и умеренных глубин. В малоглубинных условиях в связи со стадией кислотного выщелачивания и сопряженного отложения формируются кварц-адуляр-серицитовые метасоматиты и аргиллизиты. Наиболее широким разнообразием формационных типов низкотемпературных метасоматитов пользуются зоны умеренных глубин. Здесь для стадии кислотного выщелачивания и сопряженного отложения характерны

гумбеиты, березиты и аргиллизиты, а для заключительной стадии (соответствующей, по Д.С. Коржинскому, "второй половине" поздней щелочной стадии и заключительной стадии прежнего подразделения) — карбонат-ортоклазовые метасоматиты и эйситы.

В отличие от физико-химического направления в изучении метасоматитов, развиваемого последователями Д.С. Коржинского, намечен и другой, геолого-исторический подход, нацеленный на региональное изучение метасоматических образований. В основе этого подхода лежит структурно-вещественный принцип систематизации метасоматических пород, базирующийся на выделении статистически устойчивых ассоциаций новообразованных минералов, связанных между собой определенными структурными соотношениями [Плющев, Ушаков, 1972; Методика..., 1981]. Ведущие группы статистически устойчивых ассоциаций гидротермальных минералов — кварц-светлослюдистая, темноцветная и полевошпатовая. В пределах указанных групп выделяются аргиллизиты, разнообразные березиты, вторичные кварциты, грейзены (кварц-светлослюдистая группа), различные пропилиты и скарны (темноцветная группа), всевозможные фельдшпатиты и фельдшпатолиты (полевошпатовая группа). В предложенной классификации [Методика..., 1981], помимо статистически устойчивых ассоциаций новообразованных минералов, нашли отражение минералы-индикаторы, структурные особенности метасоматитов и степень кристалличности минеральных индивидов. Неоценимое достоинство данной классификации — возможность однозначного отнесения изучаемого парагенезиса к определенному метасоматиту с помощью петрографических методов.

В классификации локально-метасоматических формаций [Методика..., 1981], построенной в координатах, термодинамические ступени условий метасоматоза — его типы, низкотемпературные метасоматиты занимают строго фиксированное положение. Исходя из внешних условий процесса рассматриваемые метасоматиты относятся к приповерхностным — малоглубинным (0 — 3—4 км), образующимся в температурном диапазоне от 50—100 до 200—300°С, по характеру воздействующих растворов — к кислотному, кислотному + субщелочному и щелочному подтипам.

Сопоставление положения определенных метасоматитов в петрологической классификации локальных метасоматических формаций и структурно-вещественной классификации позволяет осуществлять переход от природных объектов к их схематизированным физико-химическим моделям.

Многолетний опыт картирования и изучения метасоматических образований в различных регионах и обобщение литературного материала [Плющев, 1978; Принципы и методика ..., 1979] позволили выдвинуть качественно новое геологическое подразделение гидротермально-метасоматических образований — региональные метасоматические формации (РМФ), видовые признаки которых обуславливаются внедрением плутонов, становлением вулканических массивов или перестройкой тектонического плана территории.

В истории геологического развития фанерозойских подвижных

областей намечается закономерная последовательность проявления региональных метасоматических формаций [Методика ..., 1981].

1. Для периодов формирования поздних геосинклинальных прогибов и инверсионных поднятий проявляются три РМФ, первая из них (пропилит-серицитолитовая) соответствует стабилизации тектонического режима, вторая и третья завершают становление инверсионных гранитоидов. В инверсионных поднятиях в этот момент развивается калишпат-пропилитовая РМФ, а в прилегающих геосинклинальных прогибах — скарн-пропилитовая.

2. С формированием наложенных интрузивно-вулканических поясов связано становление калишпатофир-аргиллизитовой и фельдшпатолит-грейзеновой РМФ. Первая тяготеет к депрессионным звеньям, выполненным порфировой формацией с широким участием игнимбритов, вторая, плутогенная, развивается в купольных звеньях в связи с внедрением интрузий гранодиорит-гранитовой формации.

3. С периодом стабилизации тектонического режима после затухания активного вулканизма и заложения субплатформенных впадин связано образование пропилит-березитовой РМФ. Она развивается вне видимой связи с магматическими образованиями в зонах влияния крупных разломов, разграничивающих блоки с различной историей геологического развития.

4. С очаговой магматической активизацией, проявляющейся в жестких блоках инверсионных поднятий, сопряжено формирование многих плутогенных РМФ: фельдшпатолит-грейзеновой, оксеталитовой, альбитит-щелочнопропилитовой и скарн-пропилитовой.

Формирование каждой РМФ связано с определенным дискретным геологическим событием, имеющим не только фиксированное место в истории развития территории, но и собственную длительность и внутреннюю эволюцию; последнее находит свое отражение в закономерностях внутреннего строения РМФ. Учитывая геологическую определенность условий образования и наличие отличительных признаков, все виды РМФ объединены в три генетических класса: плутогенные, вулканогенные, тектоногенные [Методика ..., 1981].

На известных и неоднократно ранее обсуждавшихся принципах [Жариков, 1966] построена классификация низкотемпературных околорудных метасоматитов И.П. Щербанем [1975]. В отличие от существующих систематик данная схема базируется на оригинальном минералого-петрографическом и физико-химическом материале. На диаграмме, отражающей классификацию метасоматитов, по вертикальной оси отложена температуры, по горизонтальной — главные формации метасоматитов с указанием состава исходных пород, типичных продуктов метасоматоза, а также интервалов рН их образования. Согласно этой классификации, верхний температурный предел формирования аргиллизитов ($pH < 4-5$) при минимальных давлениях углекислоты находится около $160^{\circ}C$; температурная граница между формациями лиственитов-березитов ($pH = 6-8$) и кварц-мусковитовыми метасоматитами при содержании 0,03% углекислоты соответствует приблизительно $200^{\circ}C$, а при парциальном давлении углекислоты, равном 1000 атм, поднимается до $400^{\circ}C$. Гумбеиты и

альбит-карбонатные метасоматиты ограничены температурной 220° С, а кварц-доломитовые метасоматиты — 300° С.

В заключение следует отметить, что систематизация метасоматитов на классификационной основе является отражением принципиальных генетических их особенностей, специфики эволюции метасоматизирующих гидротермальных растворов и в конечном итоге металлогенической специализации конкретных метасоматических формаций.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАН-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ТИПЫ И ПОЛОЖЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

На территории Советского Союза в фанерозойских складчатых областях установлены три крупные эпохи гидротермального уранового минералообразования [Казанский, Лаверов, 1974]: 1) раннепалеозойская (380—360 млн. лет), 2) позднепалеозойская (270—240 млн. лет) и 3) позднемезозойская (150—130 млн. лет). Все известные в настоящее время месторождения, сформировавшиеся в эти эпохи, обнаруживают связь с континентальным магматизмом средних, кислых и щелочных пород. Для раннепалеозойской эпохи характерна ассоциация уранового оруденения с андезит-диоритовой формацией, а для позднепалеозойской — с липарит-гранитной. В позднемезозойскую эпоху активизации древних платформ формировались месторождения урана, связанные с трахит-сиенитовой формацией, а при активизации складчатых областей — с трахит-липаритовой [Казанский, Лаверов, 1974].

В зависимости от регионально-структурных особенностей выделяются [Вольфсон и др., 1966] ураноносные провинции: 1) древних щитов, 2) активизированных платформ, 3) краевых прогибов, 4) срединных массивов, 5) интрагеоантиклинальных зон.

Гидротермальное уран-молибденовое оруденение обычно приурочено к интрагеоантиклинальным блокам и срединным массивам с геоантиклинальным режимом тектонического развития. Крупные тектонические блоки, вмещающие месторождения, как правило, сложены образованиями трех структурных этажей; каждый этаж представляет собой комплексы пород законченного тектоно-магматического цикла. Нижний структурный этаж (кристаллический фундамент) представлен глубоко метаморфизованными интенсивно дислоцированными толщами в большинстве случаев докембрийского возраста. Средний (геосинклинальный этаж), состоящий из двух или трех структурных ярусов, отражает различные стадии геосинклинального развития территории (начальную, среднюю и позднюю). В составе среднего этажа, помимо осадочных и вулканогенно-осадочных пород, принимают участие и магматические образования. Границы между ярусами проводятся по поверхностям размыва, несогласий с учетом мощностей, фациального состава отложений, петрогенетических осо-

бенностей, возраста пород и особенностей магматической деятельности. Верхний полуплатформенный или платформенный этаж слагают слабо дислоцированные терригенные образования, локализующиеся в пределах мульд и других отрицательных форм палеорельефа.

Границы между крупными тектоническими блоками совпадают с зонами разломов глубокого заложения и длительного развития, которыми контролировались размещение областей осадконакопления и сноса, распределение осадочных, интрузивных и эффузивных образований. Для блоков с геоантиклинальным режимом развития характерны сокращенные мощности, разнообразие фациального состава осадков, выпадение из разреза отдельных свит и даже целых ярусов. Интенсивная магматическая деятельность представлена многофазными гранитоидными интрузиями повышенной основности (в конце ранней стадии геосинклинального развития), сменяющимися гранитоидными интрузиями среднего и кислого состава, малыми интрузиями и дайками. К концу геосинклинального периода различия в индивидуальных чертах развития отдельных тектонических блоков сглаживаются, а после завершения складкообразования и магматической деятельности происходит общее воздымание и переход складчатой области к платформенному этапу развития.

Особенности геотектонического развития отдельных блоков определяют положение рудных полей и месторождений в региональных структурах. Уран-молибденовые гидротермальные месторождения в фанерозойских складчатых областях, как правило, локализованы либо в вулканотектонических депрессиях и вулканических куполах орогенного яруса, либо в основании орогенных вулканотектонических депрессий; в пределах областей мезозой-кайнозойской активизации они располагаются в вулканогенно-осадочных формациях наложенных прогибов или в сложных вулканических сооружениях [Гидротермальные месторождения ..., 1978]. В соответствии с геолого-структурными особенностями выделяются месторождения в слоистых толщах вулканогенных депрессий, в массивных породах вулканических жерл и субвулканических интрузивов, в складчатых геосинклинальных комплексах. В пределах вулканотектонических депрессий выделяются [Константинов, 1981] три группы месторождений: фундамента, или нижней зоны депрессии, средней и верхней зон депрессии. Месторождения объединяются в пять подгрупп: в терригенной молассе, в эффузивно-осадочных образованиях, в палеовулканических аппаратах и субвулканических интрузиях, в гранитоидных, в осадочных и метаморфических породах геосинклинального комплекса. Более подробная систематика уран-молибденовых месторождений приводится П.Д. Яковлевым [1969, 1970], в частности, им выделяются месторождения, приуроченные: 1) к вулканическим полям и пологозалегающим покровам; 2) к вулканическим куполам и вулканотектоническим брахиантиклиналям; 3) к кальдерам; 4) к линейным вулканическим сооружениям, связанным с глубинными разломами; 5) к сложным вулканическим сооружениям; 6) к полям развития малых интрузий, субвулканических тел и корневых частей вулканических аппаратов. Другими исследователями детально рассматриваются месторождения в погребенных куполах

фельзитов [Баюшкин и др., 1968; Модников и др., 1975], неках фельзитов [Косяков, 1970], депрессиях проседания, кальдерах обрушения и в линейных приразломных вулканических постройках [Модников и др., 1978].

По мнению А.Б. Каждана [1967], наиболее общие закономерности, характеризующие размещение молибден-уранового оруденения в вулканогенно-осадочных комплексах, следующие.

1. Независимо от геологического возраста складчатого пояса и гидротермальных месторождений уран-молибденовой формации они располагаются исключительно в пределах блоков с геоантиклинальным режимом тектонического развития.

2. Месторождения развиты только в тех геоантиклинальных блоках, в которых гранитоидный магматизм средних и поздних стадий проявился многофазно, причем не только в интрузивной, но обязательно в эффузивной и субвулканической формах.

3. В пределах перспективных блоков рудные поля располагаются в пологих прогибах, выполненных вулканопирокластическими образованиями преимущественно кислого состава, которые представляют собой депрессионные структуры остаточных геосинклиналей. Наиболее крупные месторождения тяготеют к краевым частям этих прогибов или к более широким зонам взаимопереходов остаточных депрессий. Рудные поля и отдельные месторождения располагаются в участках сочленения, расщепления и пересечения тектонических нарушений древнего заложения и длительного развития, которыми определяются и границы остаточных прогибов, а также размещение магматических образований в верхних частях земной коры.

4. В тех случаях когда рудные поля, месторождения или рудные тела располагаются в эффузивно-пирокластических породах верхнего структурного яруса, они контролируются структурами древних вулканических аппаратов, породами жерловой фации или зонами малых интрузивов и дайк.

5. Урановая гидротермальная минерализация — более поздняя по отношению ко всем проявлениям кислого магматизма, гранитоидным интрузиям, малым интрузиям и дайкам, в том числе и по отношению к наиболее молодым региональным дайкам среднего и основного состава.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Специфическая особенность руд уран-молибденовых месторождений — ассоциация настурана с сульфидами молибдена (молибденитом, нордизитом, фемолитом¹). В переменных количествах в рудах присутствуют разнообразные сульфиды: галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, арсенопирит, бравоит, блеклые руды, бурнонит,

¹ По данным И.В. Мельникова [1977], выделение фемолита как минерала ошибочно: специально проведенными исследованиями так называемого фемолита установлено, что это железистый молибденит, содержащий до 6% преимущественно двухвалентного железа.

нередко встречается гематит. Из урановых минералов, кроме настурана, руды содержат коффинит и титанаты урана. Нерудные минералы представлены кварцем, серицитом, гидрослюдами, кальцитом, анкеритом, альбитом, калиевым полевым шпатом, хлоритом, каолинитом, монтмориллонитом, баритом, флюоритом, турмалином, биотитом.

В подавляющем большинстве случаев формирование уран-молибденового оруденения осуществляется в три крупные последовательные стадии гидротермального процесса: кварц-карбонат-сульфидную, молибденит-настуран-сульфидную и барит-флюорит-карбонатную [Каждан, 1967]. В первую (кварц-карбонат-сульфидную) стадию образуются кварцевые, кварц-карбонатные или карбонатные жилы и прожилки, иногда с пиритом и другими сульфидами. Выделения молибденит-настуран-сульфидной стадии отчетливо пересекают сформированные кварц-карбонат-сульфидные прожилки; они часто группируются в серии, образуя штокверковые зоны, или слагают рудные брекчии и микробрекчии. Наиболее поздние (барит-флюорит-кальцитовые) образования представлены в основном нерудными минералами или в отдельных случаях с редкими вкрапленниками клейофана, галенита, пирита, халькопирита и еще реже с киноварью и пираргиритом. Прожилки, с пострудными парагенезисами пересекают все ранее сформированные ассоциации.

Настуран в уран-молибденовых месторождениях присутствует преимущественно в виде колломорфных, реже волокнистых и пластинчатых выделений [Каждан, 1967; Гидротермальные месторождения ..., 1978]. Во вкрапленных и прожилковых рудах он часто обладает сферической, реже неправильной формой, размеры выделений варьируют от сотых до тысячных долей миллиметра. Отдельные обособления настурана срastaются между собой в мелкие агрегаты или рассеяны в измененной вмещающей породе и среди гидротермальных рудных и нерудных минералов. Нередко настуран в виде кайм нарастает на ранние минералы или отлагается на стенках трещин, мощность таких выделений колеблется от долей до нескольких миллиметров, в редких случаях до нескольких сантиметров. Настуран в рудах может быть представлен несколькими генерациями, образующимися в разное время и ассоциирующими с разными минералами.

Сульфиды молибдена, как правило, представлены тонкочешуйчатыми агрегатами, окаймляющими почки и корки настурана, в некоторых случаях образуя с ними совместные выделения, состоящие из чередующихся кайм молибденита и настурана [Тишкин, 1966; Гидротермальные месторождения ..., 1978].

Пирит — самый распространенный рудный минерал в рассматриваемом типе месторождений. Характерная особенность выделений пирита — многообразие форм его проявлений и широкий диапазон отложений во времени. Наиболее ранние (дорудные) пириты образуют мелкую равномерную вкрапленность в породе и скопления, приуроченные к гнездам гидрослюдисто-хлорит-кальцитового состава. Пириты стадии рудоотложения обычно представлены правильными кубическими или пентагондодекаэдрическими кристаллами размером до

первых миллиметров в поперечнике, нередко пирит этой стадии залечивает зоны брекчий, отлагается в прожилках и на стенках трещин. Пирит поздних кварц-карбонатных прожилков имеет тонкопластинчатые или волокнистые формы выделения.

Галенит — широко распространенный минерал как рудной, так и пострудной ассоциаций [Тананаева, 1968]. Однако есть указания [Гидротермальные месторождения ..., 1978] на образование галенита до выделения настурана и молибденита. Чаще встречаются аллотриоморфные его зерна и сростки, реже мелкие кубические кристаллы. По времени выделения среди сульфидов кварц-сульфидной ассоциации галенит, как правило, самый поздний; он замещает пирит, сфалерит, настуран, молибденит, выполняет полости в межзерновых пространствах рудных агрегатов. Остальные рудные минералы распространены незначительно.

Несмотря на некоторые существующие различия в последовательности отложения минералов на различных уран-молибденовых месторождениях, наиболее типичен следующий ряд: настуран + дисульфиды молибдена и железа → настуран + галенит + сфалерит + халькопирит → настуран + кальцит. Эти ассоциации совмещаются или обособляются в разных частях рудных тел.

Наиболее типичные текстуры в уран-молибденовых месторождениях — вкрапленные, дисперсные, брекчиевые, прожилковые и некоторые их сочетания.

В настоящее время в зарубежной и отечественной литературе накоплен значительный фактический материал, касающийся вопросов изучения околорудных изменений на месторождениях уран-молибденовой рудной формации. В большинстве работ приводятся детальные характеристики типов, этапов и стадий преобразования околорудных и рудных парагенезисов, их взаимоотношений и условий возникновения.

К одной из первых попыток систематизации околорудных изменений на гидротермальных урановых месторождениях относится работа П.Ф. Керра [1958]. Для месторождений западных штатов США им рассматриваются ожелезнение, флюоритизация, хлоритизация, аргиллизация, алунитизация, доломитизация и окремнение. В частности, им подмечено, что при ожелезнении (по-видимому, имеется в виду гематитизация) интенсивность окраски измененных пород варьирует в зависимости от количества урановой смолки. В целом же, выделение типов изменений у П.Ф. Керра построено на минералогических признаках и носит схематический характер.

Наиболее полно и всесторонне околорудные изменения охарактеризованы в отечественной литературе. Начиная с середины 60-х годов и до настоящего времени количество публикаций по данному вопросу составляет существенную долю в объеме геологической литературы. Фундаментальными в этом отношении являются обобщающие сводки [Геология гидротермальных урановых месторождений ..., 1966; Геология месторождений ..., 1966; Геология и вопросы ..., 1968; Гидротермальные месторождения ..., 1978]. Не менее важным для понимания вопросов, связанных с изучением около-

рудных изменений, являются исследования разных лет А.Б. Каждана, В.М. Константинова, Н.П. Лаверова, И.В. Мельникова, А.А. Никитина, Б.И. Омеляненко, В.И. Рехарского, П.Д. Яковлева и др.

Под термином "околорудные изменения" в данной работе вслед за Б.И. Омеляненко [1978] принимается совокупность изменений, происходящих под воздействием процессов, с которыми генетически связано образование руд. О генетической связи измененных пород и руд свидетельствует совокупность следующих признаков: единые геологические условия локализации, временная близость, пространственная связь, наличие в измененных породах и рудах одних и тех же минералов, статистическая устойчивость приуроченности определенного типа рудной минерализации к метасоматитам данного типа.

Околорудные изменения могут происходить до, одновременно или после отложения руд. В соответствии с этим выделяют предрудный (наиболее значительный по масштабам), рудосопровождающий и пострудный метасоматоз, или дорудную, рудную и пострудную стадии гидротермального минералообразования. Под стадией минералообразования здесь понимается "интервал минералообразующего процесса, выделяемый в этапе минерализации, отделенный от предыдущих и последующих интервалов тектоническими подвижками и характеризующийся образованием одного или нескольких качественно сходных минеральных комплексов. Состав последних определяется химизмом и эволюцией соответствующей порции гидротермального раствора, условиями ее локализации и влиянием рудовмещающей среды" [Геологический словарь ..., 1973, с. 261]. Перечисленные три стадии околорудных изменений не обязательно всегда должны присутствовать на гидротермальных месторождениях. Оруденению могут предшествовать две и более стадий предрудного изменения, различающиеся по характеру минеральных ассоциаций [Петросян, Бунтикова, 1977]. Это свойственно и рудной и пострудной стадиям. Некоторые месторождения могут отличаться отсутствием изменений пострудной стадии.

Из большого разнообразия формационных типов метасоматических изменений [Жариков, Омеляненко, 1978] к числу сопровождающих гидротермальное уран-молибденовое оруденение относятся четыре: березитизация, гидротермальная аргиллизация, кварц-альбитовые и кварц-полевошпатовые метасоматиты. Последний из выделяемых типов изменений практически не имеет значения при рассмотрении уран-молибденового оруденения в вулканогенных породах, так как ураноносные калиевые метасоматиты имеют весьма ограниченное распространение [Омеляненко, 1978], а на ряде молибденит-настурановых месторождений не были установлены совсем, что в первую очередь относится к месторождениям, приуроченным к эффузивным породам [Рехарский, 1966, 1974].

Критерием разделения метасоматитов на типы служат устойчивость или неустойчивость кварца в центральной зоне изменения и характер глиноземистого минерала. В зависимости от величины рН соотношения калия и натрия в воздействующем гидротермальном растворе и температуры во внутренней зоне метасоматической ко-

лонки устойчив определенный минерал: в березитах — серицит, в аргиллизитах — каолинит, в кварц-альбитовых и кварц-полевошпатовых метасоматитах — соответственно альбит и ортоклаз. Все эти процессы низкотемпературные и относятся, по Д.С. Коржинскому [1955], к стадии кислотного выщелачивания. Ниже приводится краткая характеристика типов околорудных метасоматитов.

Процессы березитизации в связи с урановым рудоотложением детально изучены Б.И. Омеляненко [1966, 1968, 1970, 1978]. Они осуществляются в позднеорогенный этап развития территории после завершения магматической деятельности; как правило, контролируются тектоническими нарушениями и пространственно связаны с субвулканическими и вулканическими образованиями липаритового состава. В общем случае березитизация выражается в образовании во внутренних зонах ореола изменения кварц-серицитовых ассоциаций с пиритом в кислых породах и кварц-серицит-анкеритовых с пиритом — в основных. Типичная метасоматическая колонка березитов по гранодиоритам может быть представлена в следующем виде: кварц, ортоклаз, олигоклаз, биотит, роговая обманка — кварц, ортоклаз, альбит, серицит, кальцит — кварц, ортоклаз, альбит, серицит, анкерит — кварц, ортоклаз, серицит, анкерит — кварц, серицит, анкерит — кварц, серицит. Геохимическая сущность процесса выражается в высокой активности углекислоты и сульфидной серы, инертности глинозема и титана, высокой подвижности калия и натрия с четко выраженной тенденцией к увеличению калий-натриевого отношения в березитизированных породах.

Размеры ореола березитизированных пород соразмерны с величиной раствороподводящих структурных элементов и на известных месторождениях, как правило, изменяются от десятков сантиметров в основных породах до сотен и даже тысяч метров в кислых. Березитизация предшествует урановому рудоотложению, рудные тела преимущественно локализируются в промежуточных или внутренних зонах метасоматической колонки и обычно не выходят за пределы измененных пород. В целом эволюция урановорудного процесса выражается в проявлении основной дорудной стадии — березитизации, дополнительной дорудной стадии — пиритизации, собственно рудной настурановой стадии, сопровождающейся хлоритизацией, карбонатизацией, иногда гематитизацией и пострудной карбонатной или кварцевой стадиям. Нередко березитизацию некоторые исследователи классифицируют как кварц-серицитовый метасоматоз [Константинов, Якунин, 1973] или указывают в этом же типе дорудных изменений парагенезисы и процессы, называемые по минералогическим признакам. Н.Т. Соколова [1969] выделяет два типа изменений: покраснение (хлоритизация, карбонатизация, гематитизация) и осветление (образование флюорита, глинистых минералов и хлорита), В.М. Константинов и его соавторы [1980] относят сюда хлорит-пиритовые изменения. В.И. Рехарский [1974] в березитовой формации выделяет собственно березиты и кварц-альбитовые метасоматиты. Относительно минерализованных зон первые развиты в нижних их частях, а кварц-альбитовые метасоматиты в верхних. По всей видимости, этот факт

является отражением зональности одного и того же процесса. По мнению В.И. Рехарского [1974], подавляющее количество уран-молибденовых месторождений парагенетически связано с березитовой формацией, реже — с гидротермальной аргиллизитовой.

Формация гидротермальных аргиллизитов широко представлена на американских, европейских и некоторых отечественных месторождениях. Так же как и березитизация, процессы гидротермальной аргиллизации протекают после завершения магматической деятельности. Аргиллизированные породы — средне-низкотемпературные метасоматиты ранней кислотной, щелочной и поздней кислотной стадий постмагматической гидротермальной деятельности в гипабиссальных и приповерхностных условиях разнообразных структурно-геологических зон. Аргиллизация проявляется в породах кислого, среднего, основного и ультраосновного состава на всех возможных уровнях удаления от магматических тел [Волостных, 1972]. В составе гидротермальных аргиллизитов принимают участие глинистые (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, диккит) и смешанно-слоистые (гидрослюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит) минералы, карбонат, кварц, хлориты, окислы, гидрокислы и сульфиды железа. Для урановых провинций установлены три типа метасоматических колонок: каолинит-монтмориллонитовый, каолинит-гидрослюдистый и гидрослюдистый [Гидротермальные месторождения ..., 1978].

Строение метасоматической колонки можно проиллюстрировать на примере каолинит-гидрослюдистого типа, представленного на ряде отечественных месторождений: (гранит) кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз, биотит — кварц, калиевый полевой шпат, альбит, гидрослюда, хлорит — кварц, калиевый полевой шпат, альбит, гидрослюда — кварц, калиевый полевой шпат, гидрослюда, каолинит — кварц, гидрослюда, каолинит — кварц, каолинит. Для большого числа месторождений установлена тесная связь рудных тел с гидродизированными породами.

Химизм процесса аргиллизации сводится к полному выносу натрия, кальция, магния, значительному выносу железа и небольшому калия; привносу воды и перераспределению кремнезема. В итоге центральные зоны измененных гранитов обогащены водой, кремнекислотой или глиноземом. При аргиллизации пород среднего и основного состава, помимо выноса натрия, кальция и магния, устанавливается вынос из промежуточных зон кремнекислоты и привнос углекислоты. Во внутренних зонах замещение карбонатов кварцем приводит к резкому возрастанию содержания кремнекислоты и полному выносу углекислоты. Значительные осложнения в минеральном и химическом составе аргиллизитов обусловлены наложением рудосопровождающих процессов: шамозитизации или карбонатизации. Мощность ореолов аргиллизированных пород колеблется до сотен метров и определяется пористостью, проницаемостью, трещиноватостью и ее узором. Контуры рудных полей в первом приближении совпадают с контурами аргиллизированных пород.

Низкотемпературные кварц-альбитовые метасоматиты, относимые

к формации эйситов [Омельяненко, 1978; Омельяненко и др., 1978; Гидротермальные месторождения ..., 1978], развиты в пределах значительных по размерам ураноносных территорий. Метасоматические изменения проявляются на поздних стадиях развития геосинклинальных областей, после полного завершения магматической деятельности, и контролируются зонами глубинных разломов. Особенности пространственного размещения ураноносных метасоматитов и их временные соотношения с интрузивными и вулканогенными образованиями не позволяют их связывать с конкретными магматическими телами. Главнейшая особенность процесса — тенденция к образованию альбититов и пылевидных гематитовых частиц, что свидетельствует о щелочном характере воздействующих растворов.

4347
Наиболее распространены следующие типы метасоматических колонок эйситов: (гранит) кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, магнетит — кварц, альбит, серицит, микроклин, хлорит, гематит — кварц, альбит, хлорит, кальцит, гематит — кварц, альбит, кальцит, гематит — кварц, альбит, гематит (или альбит, кальцит, гематит); (диорит) андезин, роговая обманка, магнетит — альбит, хлорит, кальцит, серицит, гематит — альбит, хлорит, кальцит, гематит — альбит, анкерит, гематит — альбит, гематит. В зависимости от исходного состава пород и химической активности карбонат-иона выделяются фации: кварц-альбитовая, хлорит-альбитовая и анкерит-альбитовая, а при высокой активности фосфора и апатитсодержащие фации. Химизм процесса определяется привнесением натрия и углекислоты, частично кальция, выносом калия и кремнекислоты, низкой активностью сульфидной серы и высоким натрий-калиевым отношением в измененных породах. Образующиеся при кварц-альбитовом метасоматозе ореолы измененных пород характеризуются зональным строением. В наиболее крупных ореолах измененных диоритов выделяются зоны: внутренняя (кварц или кварц + альбит или альбит), промежуточная (альбит, паранкерит, гематит с кварцем или без него) и внешняя (альбит, кальцит, гематит, хлорит с кварцем или без него) [Лисицына, Раудонис, 1970].

Дорудные кварц-альбитовые изменения широко проявлены и в кислых вулканогенных образованиях: в фельзитах некков [Косяков, 1970], в покровных трахидацитах и фельзитах [Мельников, Берзина, 1973], в кварцевых порфирах [Рехарский, 1974], в эффузивных липаритовых порфирах и игнимбритах [Константинов, Якунин, 1973] и других образованиях [Яковлев, 1975]. Существенная особенность эйситизации — положительный объемный эффект реакций, в результате чего происходит закупорка трещин и пор в измененной породе, поэтому размеры ореолов изменения определяются размерами раствороподводящих каналов. В этой связи значительный практический интерес приобретают зоны интенсивного дробления и трещиноватости пород, которые могут составлять десятки и сотни метров. В целом эволюция урановорудного процесса может быть представлена следующим рядом: эйситизация — апатитизация (не повсеместно) — карбонатизация — рудоотложение с рудосопровождающей хлоритизацией — образование пострудных жил и прожилков.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Месторождения уран-молибденовой рудной формации встречаются только в пределах складчатых областей, в блоках с геосинклинальным тектоническим режимом, для которых типичны проявления многофазного гранитоидного магматизма в интрузивной, эффузивной и субвулканической формах. Месторождения, расположенные непосредственно в эффузивно-пирокластических породах, контролируются структурами древних вулканических аппаратов, породами жерловой фации, телами или зонами субвулканических интрузивов и даек. Если они располагаются в породах нижних структурных ярусов, значение основных рудоконтролирующих структур приобретают участки сопряжения различных долгоживущих разломов, которыми определяются пути проникновения эффузивно-субвулканических образований, малых интрузий и даек в верхние части земной коры.

2. Месторождения моложе всех проявлений магматической деятельности данного тектоно-магматического цикла.

3. Основная особенность минерального состава руд — тесная связь настурана с сульфидами молибдена: молибденитом и иордитом.

4. Для процесса формирования руд характерна многостадийность. В первую стадию могут происходить процессы березитизации или гидротермальной аргиллизации или кварц-альбитовых изменений; за ней следует кварц-карбонатно-сульфидная стадия, далее главная молибденит-настуран-сульфидная и поздняя барит-флюорит-карбонатная стадии с сульфидами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

РАЙОН ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Район с уран-молибденовым оруденением расположен в пределах геосинклинального поднятия, имеющего сложноблоковое строение. В структуре выделяются три этажа, соответствующие различным этапам геологической истории региона [Модников и др., 1971].

Нижний структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизированными кристаллическими сланцами и гранито-гнейсами докембрийского возраста, обнажающимися на поверхности в глубоко эродированных блоках (рис. 1).

Средний структурный этаж представлен комплексом осадочных и вулканогенно-осадочных образований, сопровождающихся субвулканическим и интрузивным магматизмом. В пределах этажа выделяются три структурных яруса.

Нижний структурный ярус включает кембрийские, ордовикские и силурийские образования и представляет собой толщу переслаивания сероцветных песчаников, алевролитов, конгломератов с покровами андезито-базальтов, туфов основного состава, местами с

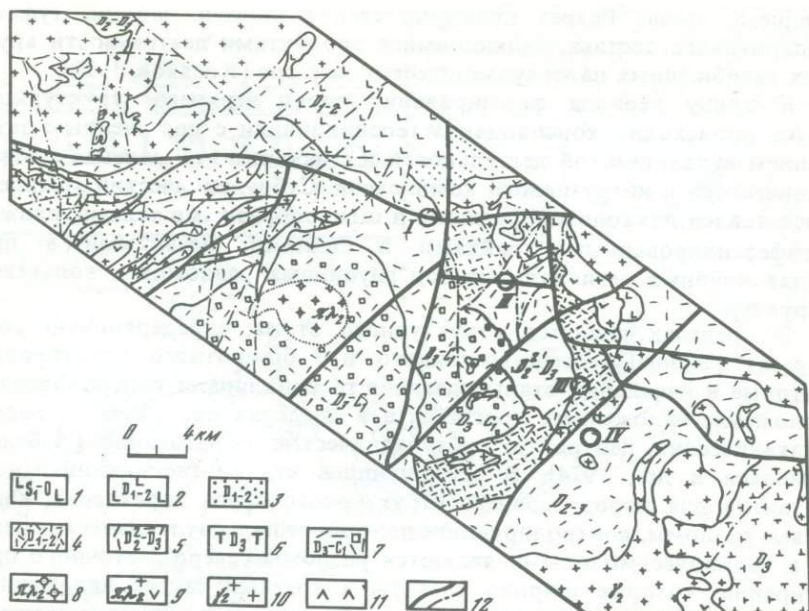


Рис. 1. Схематическая геологическая карта геосинклинально-складчатой области. Составлена автором по материалам экспедиции Мингео СССР

Средний структурный этаж, нижний структурный ярус: 1 — песчаники, алевролиты, конгломераты, покровы андезито-базальтов, туфы основного и кислого состава; средний структурный ярус: 2 — покровные андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, 3 — туфоконгломераты, песчаники, алевролиты, 4 — риолиты, их игнимбриты, дацитовые порфиры; верхний структурный ярус: 5 — туфы, лавы кислого состава и их пирокластические разновидности, 6 — туфолавы и лавы риодацитов и дацитовых порфиров, их пирокластические разновидности; образования кальдеры обрушения: 7 — туфы кварцевых порфиров, 8 — кварцевые порфиры, 9 — субвулканические образования кислого и среднего состава; 10 — гранитоиды; 11 — субвулканические образования основного состава; 12 — тектонические нарушения. Объяснение цифр I—IV см. в тексте

кислыми породами, залегающими на породах нижнего структурного этажа с резким угловым несогласием. Породы смяты в брахиформные складки северо-западного и субширотного простирания. Размещение отложений нижнего яруса и положение интрузивных образований контролируется зонами глубинных разломов северо-западного — субширотного простирания.

Средний структурный ярус сложен лагунно-континентальными отложениями вулканогенно-молассовой формации ниже- и среднедевонского возраста. Ярус представлен изменчивыми по фациальному составу андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами, переслаивающимися с туфоконгломератами, песчаниками и алевролитами при резко подчиненной роли липаритовых порфиров и игнимбритов в низах разреза и дацитовых порфиров в его верхних частях. Субвулканические интрузии перекрыты кварцевыми порфирами и их туфами.

Верхний структурный ярус представлен образованиями липаритовой формации от среднедевонского до турнейского возраста, залегающими со стратиграфическим несогласием на отложениях

среднего яруса. Разрез преимущественно сложен лавами, туфами липаритового состава, являющимися продуктами деятельности крупных разобщенных палеовулканических центров [Косяков, 1970].

К концу периода формирования пород верхнего структурного яруса происходит консолидация геосинклинали с постепенным затуханием вулканической деятельности и с началом становления субвулканического и интрузивного комплексов. Субвулканический комплекс представлен лакколитообразными и штокообразными телами, сложно дифференцированными дайками и силлами, развитыми в пределах крупных региональных зон глубинных разломов и кольцевых структур.

В пределах среднего структурного этажа определяющую роль играют разломы северо-восточного и субширотного простирания, которые в начальные этапы развития геосинклинали контролировали положение наложенных прогибов, а в пределах последних — палеовулканических центров и субвулканических образований [Лебедев-Зиновьев и др., 1974]. В завершающей стадии геосинклинального развития для пород верхнего структурного яруса характерны кольцевые разломы, контролирующие положение палеовулканических центров. Наиболее молодыми являются разломы северо-восточного простирания, которые широко развиты в краевых частях наложенных прогибов. Они характеризуются неоднократным приоткрыванием, о чем свидетельствует наличие в разломах различных по составу и времени даек субвулканического и интрузивного комплексов.

Верхний структурный этаж представлен слабо дислоцированными платформенными континентальными песчано-глинистыми и углисто-сланцевыми отложениями нижнего карбона, слагающими отдельные мульды. Породы залегают с резким угловым несогласием на подстилающих образованиях.

Рудопроявления района приурочены к средним частям верхнего яруса среднего структурного этажа; на рис. 1 показано их положение в структуре района.

РАЙОН ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Исследуемый район находится в пределах центральной части области тектоно-магматической активизации. На рассматриваемой территории известны лишь образования палеозоя (рис. 2), представленные вулканогенными породами, гранитоидами, субвулканическими и дайковыми образованиями, относимыми к трахилипаритовой формации. Вулканическая деятельность в районе максимально проявилась в верхнепермское время, когда сформировалась мощная толща излившихся и пирокластических образований; мощность этих отложений по отдельным разрезам колеблется от 550 до 5400 м.

В наиболее полном из изученных разрезов свиты установлено отчетливо выраженное двучленное строение: нижняя, более мощная часть свиты сложена преимущественно вулканитами кислого состава, а верхняя — вулканитами смешанного состава с прослоями осадочных пород. Основание свиты уничтожено гранитоидами. Поле вулкано-

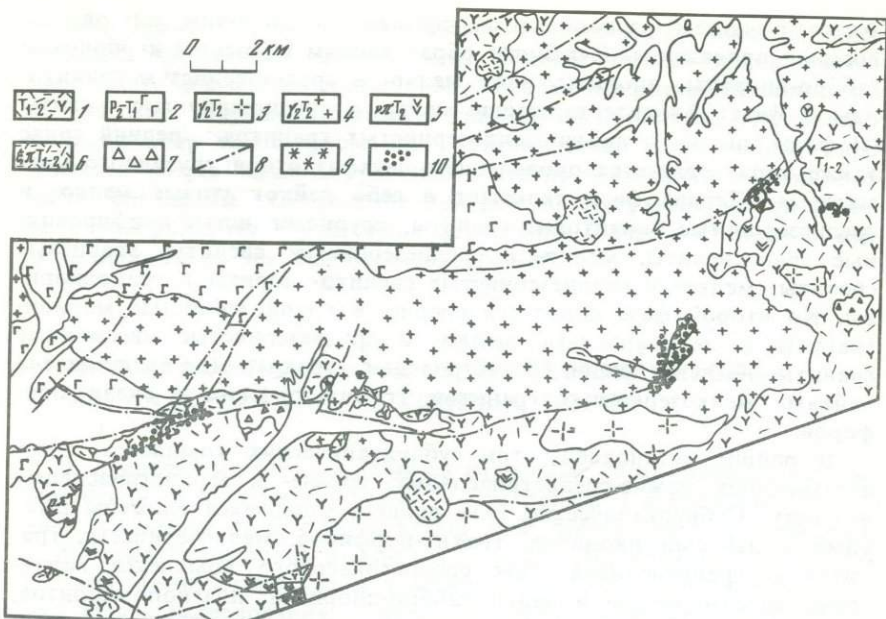


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части области тектономагматической активизации. Составлена автором по материалам экспедиции Мингео СССР

1 — вулканогенно-осадочные образования; 2 — вулканогенные образования; 3 — крупнозернистые порфировидные граниты; 4 — мелкозернистые гранитоиды; 5 — субвулканический комплекс T_{1-2} ; 6 — субвулканический комплекс T_{1-2} ; 7 — образования жерловой фации; 8 — тектонические нарушения; 9 — участки гематитизации пород; 10 — участки березитизированных пород

генных пород приурочено к южному крылу крупной горст-антиклинальной структуры, вытянутой в северо-восточном направлении и сформированной на сводовом поднятии в связи с возобновлением в конце палеозоя — начале мезозоя тектонической активности. Вулканиды здесь имеют моноклинальное залегание с падением на юго-запад ($200-250^\circ$) под углом $30-60^\circ$. В состав нижней части вулканогенной свиты входят риолиты, кварцевые порфиры, реже кварцевые альбитофиры, ортофиры (трахиты) и туфы перечисленных пород. При этом пирокластические образования преобладают над излившимися. Туфогенно-осадочные породы — туфоалевриты, туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты — слагают небольшие горизонты и линзы, достигающие в отдельных случаях мощности $200-300$ м и прослеживающиеся по простиранию на несколько километров. Чаще же мощности отдельных линз не превышают первых десятков метров.

Вещественный состав вулканических продуктов (преимущественно риолиты и их туфы) свидетельствует о том, что формирование толщи происходило в континентальных условиях в результате деятельности вулканов центрального типа.

Интрузивная деятельность в рассматриваемом районе характери-

зуется большим разнообразием составов и широким интервалом времени проявления. К ранним образованиям относятся карбоновые габбро-диориты, диориты, реже мелко- и среднезернистые гранитоиды (I фаза), биотитсодержащие мелко- и среднезернистые граниты (II фаза), штоки и дайки мелкозернистых гранитов. Средний триас также характеризуется проявлением двухфазного интрузивного магматизма. Первая фаза включает в себя лейкократовые мелко- и среднезернистые биотитовые граниты, крупнозернистые порфировидные граносиениты, мелко- и среднезернистые сиениты, кварцевые сиениты, мелко- и среднезернистые сиенито-диориты и гранодиориты. Ко второй фазе относятся средне- и крупнозернистые морионграниты и лейкократовые мелко- и среднезернистые письменные граниты. Жильная фация среднетриасовых гранитоидов представлена дайками мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров.

В районе установлены три субвулканических комплекса, соответствующих ниже-среднетриасовому, средне- и верхнетриасовому возрасту. Субвулканические тела раннего комплекса сложены штоками и дайками риолитов, трахит-порфиров, мелкозернистых гранитов и граносиенитов. Для среднетриасового комплекса характерны штоки, силлы и дайки габбро-диоритов, плагиопорфиров, диабазов, андезитовых порфиритов и трахидолеритов. Самый поздний субвулканический комплекс представлен штоками и дайками риолитов, сиенит-порфиров, кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

К дайковому комплексу, относимому к верхнему триасу, принадлежат дайки микродиоритов, диоритовых порфиритов, спессартитов и керсантитов, имеющих преимущественно северо-восточную ориентировку.

Участок рудопроявления находится в центральной части исследуемой площади в пределах вулканотектонической структуры, ограниченной с севера и юга региональными разломами.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Первый из рассматриваемых районов расположен в пределах геоантиклинального поднятия, имеющего сложноблоковое строение. В его структуре выделяются три этажа: нижний (кристаллический фундамент), средний (геосинклинальный) и верхний (платформенный). Месторождения и рудопроявления приурочены к верхним частям геосинклинального этажа.

2. Геосинклинальный этаж представлен комплексом осадочных и вулканогенно-осадочных образований девонского возраста, сопровождающихся субвулканическим и интрузивным магматизмом. В пределах этажа определяющую роль играют разломы северо-восточного и субширотного простирания, которые в начальные этапы развития геосинклинали контролировали положение наложенных прогибов, а в пределах последних — палеовулканических центров и субвулканических образований.

3. Второй район расположен в пределах области, претерпевшей

в конце палеозоя — начале мезозоя тектоно-магматическую активизацию. Отложения представлены мощной толщей излившихся и пирокластических образований, сопровождаемых разнообразными гранитоидами, субвулканическими и дайковыми породами, относимыми к трахилипаритовой формации. Тектонический план района определяется разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного простирания. Оруденение приурочено к верхним частям разреза и контролируется участками сочленения северо-восточных и субмеридиональных тектонических нарушений.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИСХОДНЫХ ПОРОД

В пределах изучаемых районов различные типы гидротермальных изменений затронули огромные массы пород, и в большинстве случаев мы имеем дело с продуктами этой деятельности — породами, в которых произошли изменения в минералогическом, химическом составе и(или) структуре и текстуре. Как говорилось выше, основная задача исследования — всестороннее изучение метасоматических процессов, их последовательности, пространственного размещения, соотношения с рудным процессом. Прежде чем перейти к этим вопросам, необходимо остановиться на особенностях изначальных пород, дать им петрографическую и петрогеохимическую характеристику. Из всего многообразия пород и их литологических разновидностей рассмотрим наиболее распространенные и играющие определенную роль в дальнейший построениях.

РАЙОН ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Для наглядности и краткости изложения петрографическая характеристика приводится в табл. 1. Порядок перечисления пород в ней соответствует последовательности их формирования. Для вулканогенных пород количество вкрапленников указано в процентах от объема породы; в тех случаях когда основная масса породы перекристаллизована и ее первичная структура не распознается, название вторичной структуры приводится в скобках.

Кислые вулканогенные породы района, вмещающие оруденение, по химическому составу и петрохимическим характеристикам [Заварицкий, 1950] относятся к риолитам, риодацитам и дацитам (рис. 3—6); причем последние присутствуют в подчиненном количестве (рис. 7; табл. 2). В сравнении со средними содержаниями (по Р. Дэли) породообразующих окислов в аналогичных породах они характеризуются повышенными содержаниями кремнезема (69—77%), глинозема (до 15%), суммы щелочей (до 9%) и пониженными магнезии (0,18—0,37%, редко до 0,51%, $m' = 5,5—12$ до 14,8) и полевошпатовой извести ($C = 0,3—2,1$). Соотношение натрия и калия в составе щелочей для подавляющего большинства порфиров и их пирокластических разновидностей близко к

Таблица 1. Петрографическая характеристика исходных пород района геосинклинально-складчатой области

Порода	Состав		Структура	Текстура	Участок распространения (рис. 1)
	вкрапленников (или обломков)	основной (или цементирующей) массы			
1	2	3	4	5	6
Андезитовые микропорфиры	Лабрадор, пироксен (?), ортоклаз; 10%	Анортит, моноклиновый пироксен, девитрифицированное основное вулканическое стекло, биотит, ортоклаз	Порфировая; основная масса — микролитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая, витрофировая	Массивная, трахитоидная	III, IV
Дацитовые порфиры массивные	Андезин, моноклиновый пироксен, биотит, кварц; 50%	Андезин-олигоклаз, моноклиновый пироксен, биотит, девитрифицированное вулканическое стекло	Порфировая; основная масса — микрофельзитовая, (пойкилитовая)	Массивная	III, IV
Дацитовые порфиры обломочные	Андезин, ортоклаз, авгит (?), кварц; 20—25%	Андезин, биотит, амфибол, кварц	Порфировая; основная масса — микрофельзитовая	Брекчиевая, массивная	III, IV
Туфобрекчии дацитовых порфиров	Обломки: андезитовые порфиры, дациты, риолитовые лавы, вулканическое стекло	Пепловый туф	Брекчиевая	Массивная	I—IV
Туфы дацитовых порфиров (см. рис. 3)	Ортоклаз, андезин, темноцветные минералы, кварц, риолиты, дациты; 50%	Ортоклаз, темноцветные минералы, пепловый материал	Кристаллокластическая; цементирующая масса — реликтовопепловая	"	I—IV
Риолитовые игнимбриды	Калий-натровый полевой шпат, риолиты, кислые лавы	Кварц, калий-натровый полевой шпат, рудный минерал	Пепловая, (кристаллокластическая)	Флюидальная	I—IV
Риодацитовые туфолавы (см. рис. 4)	Ортоклаз, олигоклаз, темноцветный минерал, кварц; 3%	Кварц, ортоклаз (темноцветный минерал)	Витрокластическая; цементирующая масса — витрофировая, пепловая, микрофельзитовая, (микропойкилитовая)	Волнисто-флюидальная	I—II
Риолитовые лавы со скорлуповатой отделенностью	Альбит-олигоклаз, ортоклаз, темноцветные минералы; 5—10%	Кварц, ортоклаз	Порфировая; основная масса — фельзитовая, микропойкилитовая	Флюидальная, реликтово-флюидальная	I—II
Риодацитовые туфы	Ортоклаз, олигоклаз, рудный минерал, рели-	Ортоклаз, кварц, реликты вулканического стекла	Литокристаллокластическая; цементирующая	Массивная	I—II

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
		кты темноцветных минералов, лавы кислого состава; 60%		масса — пепловая	
Риолиты игнимбритоподобные (см. рис. 5)	Ортоклаз, биотит, пирит; 10—15%	Кварц, калий-натровый полевой шпат, фьямеподобные просечки кварца с гребенчатой структурой	Порфировая; основная масса — фельзитовая, микропойкилитовая	Флюидальная, такситовая	I—IV
<i>Вулканогенные породы некка</i>					
Риолиты жерловой фации		Калий-натровый полевой шпат, кварц, темноцветные минералы	Афировая, (микропойкилитовая, микрогранобластовая)	Волнисто-флюидальная	II
Туфобрекчии взрывной фации	Туфы риолитов и дацитов, олигоклаз, кварц; 80%	Мелкие обломки риолитовых и дацитовых порфиров, их туфов, кварц, плагио-клаз	Брекчиевая, кристаллокластическая	Массивная, местами флюидальная	II
<i>Экструзивный комплекс</i>					
Риолиты	Альбит, ортоклаз, кварц; 10%	Кварц, калий-натровый полевой шпат, (темноцветный минерал)	Порфировая; основная масса — пойкилитовая, (микрогранитовая), микропойкилитовая	Массивная	I—II
<i>Гранитный комплекс</i>					
Гранит роговообманковый	Кварц — 30—35%, ортоклаз — 15%, олигоклаз — 25—30%, роговая обманка — 15—20%, биотит — 10%	Кварц, калий-натровый полевой шпат	Гранитовая	"	III—IV
Гранит	Кварц — 35%, альбит-олигоклаз — 35%, ортоклаз — 20%, биотит — 10%	Кварц, калиевый полевой шпат	"	"	III
Дайки кварцевых порфиров (см. рис. 6)	Кварц—25%, калиевый полевой шпат	Кварц, калиевый полевой шпат	Порфировая; основная масса — субграфическая	Массивная	I, III, IV
Дайки микрогранит-порфиров	Кварц—25—30%, ортоклаз — 25—30%	То же	Порфировая; основная масса — микрогранитовая, сферолитовая	"	III, IV
<i>Дайковый комплекс</i>					
Диабазовые порфиры	Лабрадор—15%, гиперстен—10%, рудный минерал	Лейсты лабратора, темноцветный минерал, пирит, титаномагнетит	Порфировая; основная масса — офитовая, пойкилоофитовая, апогиалопилитовая	"	I—V

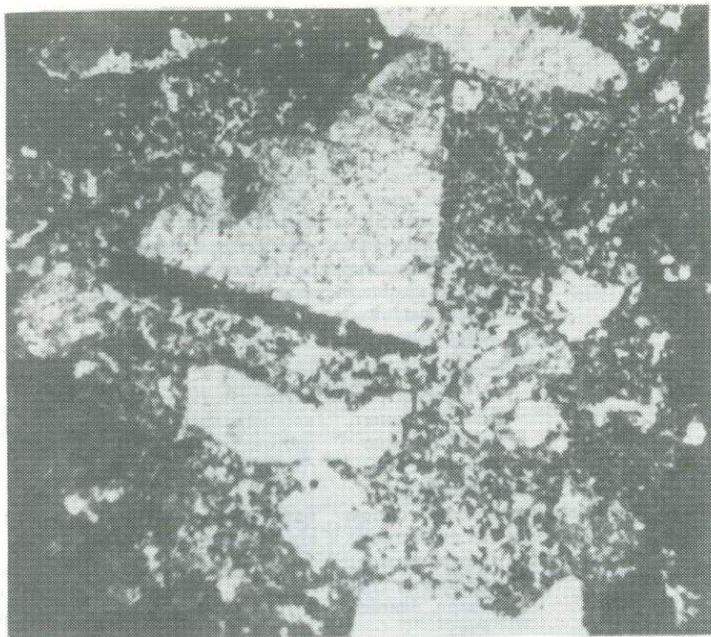


Рис. 3. Туф дацитовых порфиров. Николи +, увел. 65

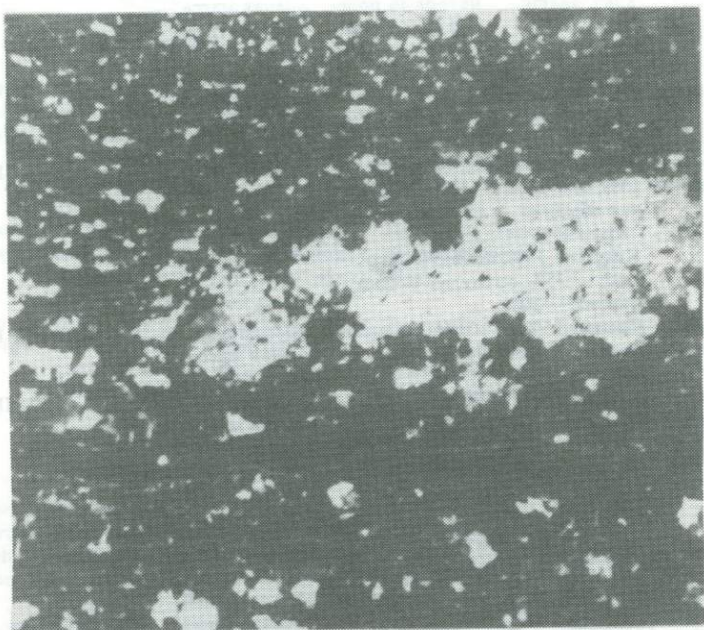


Рис. 4. Туфолава риодацитов. Николи +, увел. 65



Рис. 5. Риолит игнимбритоподобный. Николи +, увел 65

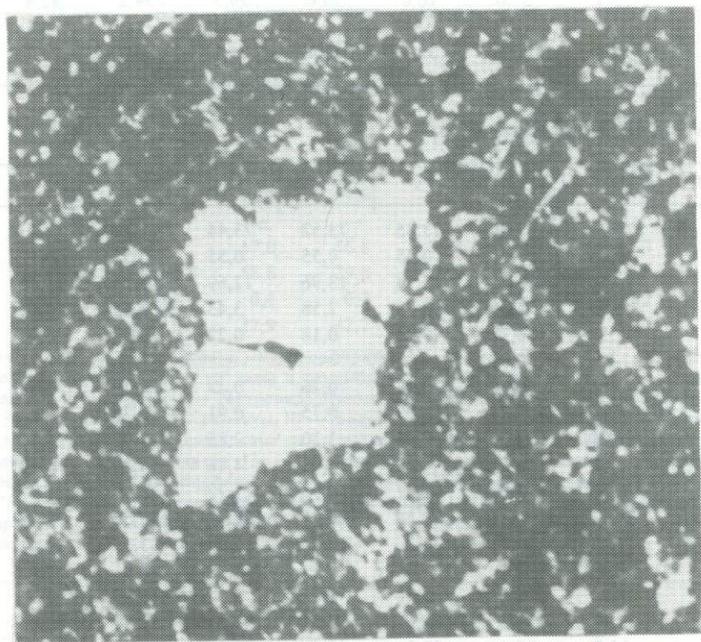


Рис. 6. Кварцевый порфир. Николи +, увел. 65

Таблица 2. Химические составы и петрохимические характеристики вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород района геосинклинально-складчатой области

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	58,40	71,46	71,62	71,79	71,92	73,22	71,12	71,50
TiO ₂	1,14	0,23	0,05	0,20	0,20	0,08	0,20	0,23
Al ₂ O ₃	15,59	13,62	14,19	14,19	13,58	14,23	14,55	12,95
Fe ₂ O ₃	0,37	2,65	3,19	3,01	2,04	2,47	3,22	2,58
FeO	4,27	1,24	1,24	1,05	1,18	0,29	1,39	1,56
MnO	0,10	0,03	Сл.	Сл.	—	—	—	0,03
MgO	4,50	1,17	1,81	0,34	0,37	0,30	0,18	0,30
CaO	4,96	0,40	0,35	0,55	0,74	1,25	1,00	1,04
Na ₂ O	3,90	2,93	2,60	2,60	3,60	2,80	3,60	3,91
K ₂ O	1,43	4,69	4,00	4,20	4,25	3,80	5,40	4,80
П.п.п.	4,57	0,91	0,60	1,04	0,90	0,85	0,76	0,56
Сумма	99,23	99,33	99,65	98,97	98,78	99,29	101,42	99,46
<i>a</i>	11,2	12,7	11,5	11,4	13,6	11,3	15,2	15,7
<i>c</i>	5,2	0,4	0,4	0,6	0,9	1,5	1,2	0,3
<i>в</i>	13,6	8,9	13,7	9,6	5,6	7,1	5,5	4,7
<i>s</i>	70,0	78,0	81,4	78,4	79,8	80,1	78,4	79,3
<i>s'</i>	—	42,6	49,0	58,4	40,0	60,4	22,8	—
<i>φ'</i>	34,6	36,1	28,6	36,1	49,5	33,0	71,2	78,2
<i>m'</i>	58,6	21,3	22,5	5,5	10,5	6,6	6,0	10,2
<i>c'</i>	6,8	—	—	—	—	—	—	—
<i>л</i>	80,8	48,5	50,0	48,3	56,0	53,0	50,5	53,6
<i>φ</i>	3,1	32,0	20,0	26,4	29,5	29,2	42,4	44,5
<i>t</i>	1,4	0,2	—	—	0,3	0,3	0,1	0,3
<i>Q</i>	12,4	30,2	32,4	33,4	31,6	36,4	25,1	26,9

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	74,01	69,88	73,35	73,52	73,44	75,22	72,67	71,18
TiO ₂	0,05	0,69	0,55	0,55	0,55	0,55	0,19	0,46
Al ₂ O ₃	13,36	13,29	12,14	13,96	12,69	13,23	13,46	14,51
Fe ₂ O ₃	1,53	4,15	3,28	2,58	3,43	1,55	1,62	2,86
FeO	1,58	0,72	0,26	0,18	0,22	0,22	0,94	0,46
MnO	—	0,04	—	—	—	—	0,05	0,08
MgO	0,51	0,38	0,18	0,26	0,22	0,29	0,30	0,23
CaO	1,80	1,74	1,07	0,75	0,91	0,70	0,88	0,48
Na ₂ O	2,80	2,04	2,60	3,20	2,85	3,50	4,10	4,70
K ₂ O	3,70	4,25	4,00	4,90	4,46	4,30	4,10	4,00
П.п.п.	0,33	2,93	2,11	0,95	1,72	0,99	1,43	0,68
Сумма	99,67	100,11	99,54	100,85	100,49	100,55	99,74	99,64
<i>a</i>	11,1	10,7	11,3	13,7	12,4	13,3	14,6	15,6
<i>c</i>	2,1	2,1	1,3	0,9	1,1	0,8	1,1	0,6
<i>в</i>	5,4	7,6	5,4	5,1	5,3	3,8	3,6	5,1
<i>s</i>	71,5	79,6	82,0	80,5	81,2	82,1	80,8	78,8
<i>a'</i>	35,8	36,6	38,3	47,5	42,8	50,0	23,9	41,6
<i>φ'</i>	49,4	55,4	55,5	44,9	50,2	38,0	61,3	50,6

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
m'	14,8	8,0	6,2	7,6	7,0	12,0	14,8	7,8
c'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	53,5	42,0	50,0	50,0	50,0	50,0	60,6	64,4
ϕ	22,2	46,4	51,7	41,1	46,4	32,8	35,7	45,5
t	0,3	—	0,8	—	—	—	0,3	0,5
Q	38,6	35,7	40,0	32,5	36,3	36,5	31,4	25,7

Таблица 2 (окончание)

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	77,13	76,52	69,71	76,65	77,45	72,53	75,64	51,81
TiO ₂	0,09	0,10	0,40	0,17	0,01	0,35	0,23	0,92
Al ₂ O ₃	12,52	12,36	15,16	11,78	11,74	13,75	12,43	17,95
Fe ₂ O ₃	1,20	1,28	3,25	1,60	0,81	1,19	1,03	6,46
FeO	0,11	0,22	0,29	0,83	1,15	0,49	0,71	1,04
MnO	—	—	0,01	—	—	0,04	0,02	0,08
MgO	0,26	0,22	сл.	0,25	0,14	0,64	0,94	1,75
CaO	0,22	0,48	1,72	0,68	0,67	1,13	0,59	6,3
Na ₂ O	1,93	1,85	4,40	3,40	3,20	3,61	3,64	0,90
K ₂ O	5,00	5,00	3,30	3,60	4,00	6,03	4,11	4,10
П.п.п.	0,60	0,60	1,79	0,71	0,89	0,51	0,99	9,59
Сумма	99,06	98,63	100,03	99,67	100,06	100,27	100,33	100,90
a	10,9	10,9	14,4	11,5	12,2	14,7	13,4	9,5
c	0,3	0,6	2,0	0,8	0,8	1,3	0,6	8,9
v	6,1	5,4	4,7	4,4	3,1	3,7	4,1	12,0
s	82,7	83,1	78,9	83,1	83,6	80,3	81,9	69,6
a'	77,7	70,7	35,7	44,8	39,6	10,7	28,6	6,7
ϕ'	16,0	23,2	64,3	46,9	54,2	60,7	34,9	64,3
m'	6,3	6,1	—	9,3	6,2	28,6	36,5	28,8
c'	—	—	—	—	—	—	—	—
n	37,3	31,5	67,0	56,8	55,4	52,3	57,3	25,4
ϕ	14,9	19,5	58,6	29,8	20,8	25,0	19,0	55,0
t	0,1	0,1	0,4	0,2	—	0,2	0,2	1,2
Q	43,5	43,9	27,9	42,7	42,6	29,8	36,6	—

Примечание. 1 — андезитовые микропорфиры; 2 — дацитовые порфиры с вкрапленниками зонального плагиоклаза; 3, 4 — их лавы и игнимбриты; 5 — риодациты с такситовой текстурой; 6, 7 — их лавы и игнимбриты; 8 — пестроокрашенные дацитовые порфиры; горизонт порфиров с характерной лиловой окраской; 9 — риолиты, 10 — тонкополосчатые лавы риолитов, 11 — флюидальные лавы риолитов, 12 — тонкофлюидальные лавы риолитов с микропйклитовой структурой; горизонт игнимбритоподобных риолитов; 13 — лавы риолитов, 14 — риолитовые литокристаллокластические туфы; 15 — дацитовые порфиры; 16 — риодациты; образования кальдеры; 17 — кварцевые порфиры, 18 — туфы кварцевых порфиров; субвулканические и интрузивные породы; 19 — сферолитовые порфиры, 20 — туфолавы кварцевых порфиров, 21 — кварцевые порфиры; 22 — биотит-роговообманковые граниты; 23 — аляскитовые граниты; 24 — диабазовые порфиры.

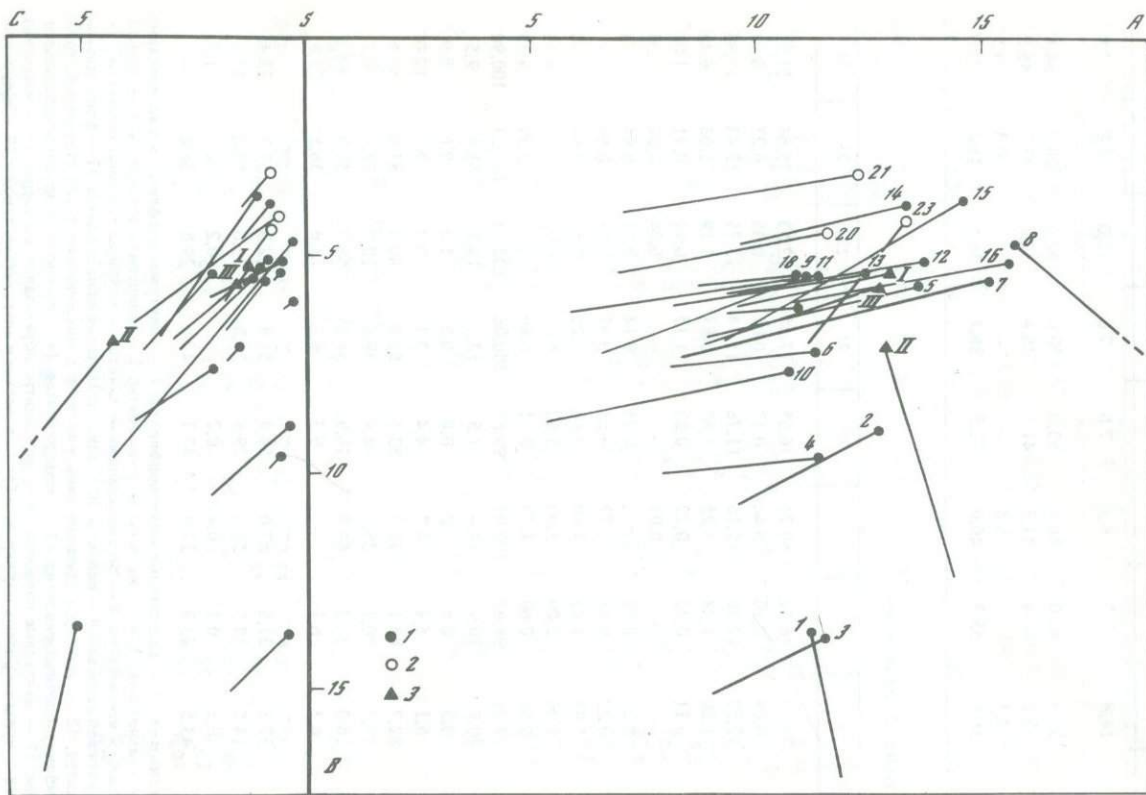


Рис. 7. Диаграмма химических составов вулканогенных (1), субвулканических и интрузивных (2) пород района геосинклинально-складчатой области; средние по Р. Дэли (3):

I — липарит, II — дацит, III — кварцевый порфир. Номера точек на диаграмме соответствуют химическим анализам в табл. 2

Таблица 3. Средние содержания (\bar{X}), кларки концентрации (КК) урана, тория (в г/т) и калия (в %) и торий-урановое отношение в вулканогенных и интрузивных породах района геосинклинально-складчатой области

Порода	Количество анализов	Уран		Торий		Калий		Th/U
		\bar{X}	КК	\bar{X}	КК	\bar{X}	КК	
Андезитовые порфириты	3	1,0	2,05	15,1	5,0	1,1	1,3	15,1
Дацитовые порфиры с зональным плагиоклазом	5	3,8	2,1	9,9	1,4	3,95	1,7	2,6
Их лавы и игнимбриты	4	4,4	2,4	8,2	1,2	3,95	1,7	1,9
Дацитовые порфиры, пестроокрашенные	3	3,7	2,0	9,0	1,3	5,6	2,4	
<i>Горизонт лиловоокрашенных порфиров</i>								
Риолиты	11	4,2	1,2	18,4	1,0	4,3	1,3	4,4
Риолиты тонкополосчатые	5	4,2	1,2	25,4	1,4	4,1	1,2	6,0
Лавы игнимбрилоподобных риолитов	7	2,9	0,8	18,2	1,0	4,3	1,3	6,2
Риолитовые туфы	15	5,25	1,5	21,4	1,2	3,7	1,1	4,1
Граниты биотит-роговообманковые	4	11,5	3,3	30,6	1,7	3,1	0,9	2,2
Диабазовые порфириты	7	4,5	9,0	14,1	4,7	1,6	2,0	6,3



Рис. 8. Диаграмма распределения радиоактивных элементов (в кларках концентрации) в породах района геосинклинально-складчатой области

а — андезитовые микропорфиры; *б* — дацитовые порфиры с зональным плагиоклазом; *в* — их лавы и игнимбриты; *г* — пестроокрашенные дацитовые порфиры; горизонт порфиров с характерной лиловой окраской; *д* — риолиты, *е* — тонкополосчатые риолиты, *ж* — лавы игнимбритоподобных риолитов, *з* — их туфы; *и* — биотит-роговообманковые граниты; *к* — диабазовые порфиры; 1 — уран; 2 — торий; 3 — калий

единице ($n = 42-53$), но иногда n достигает 64,4. Кислые вулканыты могут быть отнесены к щелочно-земельному ряду пород, пересыщенных кремнекислотой ($Q = 32-44$).

Для неизменных пород района составлена табл. 3 средних содержаний и построена диаграмма распределения радиоактивных элементов (рис. 8). С целью максимальной информативности содержания элементов даются в кларках концентрации [Смыслов, 1974]. Анализ табл. 3 и диаграммы (рис. 8) свидетельствует о том, что все главные комплексы пород характеризуются повышенными кларками концентрации радиоактивных элементов (>1). По сравнению с аналогичными образованиями других районов, в которых отсутствует гидротермальное уран-молибденовое оруденение [Мионов, Ножкин, 1978], породы рассматриваемого района характеризуются повышенными содержаниями урана и калия (в среднем в 1,5 и 1,3 раза соответственно) и пониженными — тория (в 2—6 раз). Достаточно высокие значения урана и тория обнаруживают молодые образования района — интрузивные гранитоиды и дайки диабазовых порфиритов (соответственно уран — 3,3 и 9; торий — 1,7 и 4,7). Тенденция накопления радиоактивных элементов в поздних магматических дифференциатах находится в соответствии с выводами, получаемыми многими исследователями для различных регионов [Фомин, Черепнин, 1972; Рихтер, Салтыков, 1972; Леонова и др., 1972, 1975].

РАЙОН ОБЛАСТИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ АКТИВИЗАЦИИ

Для целей всесторонней характеристики метасоматических образований данного района предварительно было проведено петрографическое и петрогеохимическое изучение всех неизменных литологических разновидностей, отмечаемых в пределах площади. В полевых условиях

Таблица 4. Петрографическая характеристика пород района тектономагматической активизации

Порода	Состав, %		Структура	Текстура
	вкрапленников (или обломков)	основной (или цементирующей) массы		
1	2	3	4	5
<i>Покровная фация</i>				
Туфы кварцевых порфиров	Кварц, ортоклаз, риолиты; 15—20%	Кварц, ортоклаз, альбит, биотит, риолиты	Литокристаллокластическая, кристаллокластическая	Массивная, такситовая
Туфы риолитов	Ортоклаз, кварц, плагиоклаз; 10%	Ортоклаз, кварц	Кристаллокластическая; основная масса — пепловая	Массивная
Туфы трахириолитов	Ортоклаз, плагиоклаз, кварц; 10—15%	Ортоклаз, плагиоклаз (кварц)	Кристаллокластическая; цементирующая масса — пепловая, (микропойкилитовая)	Такситовая, массивная
Туфы дацитовых порфиров	Андезин—олигоклаз, ортоклаз, кварц, андезитовые порфириты; 40%	Андезин, амфибол (?), биотит, калий-натровый полевой шпат, девитрифицированное вулканическое стекло	Литокристаллокластическая; цементирующая масса — пепловая	То же
Туфопесчаники	Андезин, кварц, ортоклаз, риолиты, андезитовые порфириты; 85%	Кварц, термоцветный минерал, рудный минерал, андезин (карбонат, хлорит), пепловый материал	Псаммитовая, кристаллокластическая	Такситовая, полосчатая
<i>Жерловая фация</i>				
Игнимбриды дацитовых порфиров	Андезин, калий-натровый полевой шпат, обломки основных и средних пород; 20%	Ортоклаз, девитрифицированное вулканическое стекло, темноцветные и рудные минералы, кварц	Кристаллокластическая; цементирующая масса — пепловая (?)	Псевдофлюидальная (?)
Туфы дацитовых порфиров	Туфы риолитов и трахириолитов, туфоалевролиты, андезин, полевой шпат, кварц; 60—70%	Кварц, ортоклаз, темноцветные минералы	Литокластическая, цементирующая масса — пепловая	То же
<i>Субвулканическая фация</i>				
Гранит-порфиры	Кварц, калий-натровый полевой шпат, альбит-олигоклаз, биотит; 15%	Кварц, ортоклаз, альбит, биотит	Порфировая; основная масса — микрогранитовая, микрогранобластовая	Массивная
Кварцевые порфиры	Кварц, ортоклаз; 10—15%	Кварц, ортоклаз	Порфировая; основная масса — микропойкилитовая, пойкилитовая	"

Таблица 4 (окончание)

1	2	3	4	5
	<i>Гранитовый комплекс</i>			
Гранит	Кварц 30—35%, альбит—олигоклаз 30%, калийнатровый полевой шпат 20%, роговая обманка — менее 5%		Гранитовая	Массивная
	<i>Дайковый комплекс</i>			
Андезитовые порфириды	Лабрадор; 30%	Биотит, амфибол, эпидот (кварц), девитрифицированное основное вулканическое стекло (полевой шпат)	Порфировая; основная масса — гиалопилитовая	Трахитоидная, миндалекаменная
Диабазовые порфириды	Лабрадор, моноклиновый пироксен; 25—30%	Лабрадор, моноклиновый пироксен, рудный минерал, биотит, полевой шпат	Порфировая; основная масса — долеритовая, офиговая	Массивная

проводились маршрутные и детальные работы на участке V, при этом образцы и шлифовый материал отбирались из коренных обнажений, делювиальных россыпей и имеющих поверхность горных выработок. В лабораторных условиях проводились химические атомно-абсорбционные, гамма-спектрометрические анализы и петрографическое изучение шлифов с привлечением рентгеноструктурных определений. Ниже приводятся результаты этих исследований (табл. 4).

Вулканогенные породы изучаемого района на основании геологического картирования отнесены к покровной, жерловой и субвулканической фациям. Как указывалось выше, покровная фация включает в себя туфы кварцевых порфиров, туфы и туфобрекчии риодацитов и риолитов, туфы и туфолавы дацитовых порфиров, туфопесчаники и туфогравелиты. Жерловая фация объединяет игнимбриты дацитовых и трахидацитовых порфиров. К субвулканическим образованиям отнесены главным образом гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Граниты и граносиенты образуют гранитоидный комплекс, андезитовые и диабазовые порфириды — дайковый.

В сравнении со средними содержаниями петрогенных компонентов (по Р. Дэли) в аналогичных породах образования покровной фации (и особенно риолитового и риодацитового состава) характеризуются повышенными содержаниями кремнезема (67—77%), суммы щелочей (до 8,5%), низкими значениями параметра c (0,1—2,0). В частности, туфы кварцевых порфиров рассматриваемого района отличаются от типичных пород (по Р. Дэли) повышенными параметрами a (14,4), φ' (48,1), и n (62,4) (табл. 5).

Для риолитовых туфов характерно повышенное значение a (до 16,6), b (до 8,0), φ' (до 85,2), n (до 93,2). Пирокластические образования дацитового и трахидацитового состава отличаются повышенными a (16,8) и n (70,5) и пониженными c (до 0,7) и m' (до 11,9).

Таблица 5. Химические составы и петрохимические характеристики вулканогенных, субвулканических и интрузивных пород области тектоно-магматической активизации

Компонент	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	71,99	71,91	71,70	68,03	67,57	73,73	69,19	65,89
TiO ₂	0,37	0,32	0,88	0,58	0,48	0,48	0,52	0,66
Al ₂ O ₃	14,00	14,77	14,49	15,77	17,14	12,92	15,14	15,97
Fe ₂ O ₃	0,66	2,05	0,80	1,09	0,68	1,04	0,73	1,33
FeO	2,08	1,01	1,87	3,03	2,06	1,98	2,02	2,62
MnO	0,08	0,05	0,06	0,11	0,10	0,10	0,14	0,13
MgO	0,54	0,14	0,34	0,95	0,41	0,31	0,56	1,00
CaO	0,81	0,41	1,69	1,69	0,80	0,12	0,75	1,80
Na ₂ O	4,23	4,23	5,96	5,68	5,25	4,74	4,34	4,89
K ₂ O	3,86	4,36	0,69	1,23	3,79	3,23	5,06	3,68
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,07	0,14	0,11	0,08	0,12	0,21
CO ₂	He опр.	0,23	0,23	0,23	0,45	0,22	0,45	0,45
П.п.п.	0,59	0,78	0,69	0,86	0,83	0,38	0,68	0,94
С у м м а	99,30	100,30	99,47	99,39	99,67	99,33	99,70	99,57
<i>a</i>	14,4	15,1	13,8	14,0	16,5	14,4	16,6	16,1
<i>c</i>	0,9	0,5	2,0	2,0	0,9	0,1	0,9	2,2
<i>b</i>	5,2	5,5	4,2	8,0	7,2	5,0	5,0	6,3
<i>s</i>	79,5	78,9	80,0	76,0	75,4	80,5	77,5	75,4
<i>a'</i>	35,4	54,8	28,6	33,3	55,5	36,8	29,7	15,2
<i>φ'</i>	48,1	42,9	53,7	47,5	35,2	53,9	51,4	57,6
<i>m'</i>	16,5	2,3	12,7	19,2	9,3	9,3	18,9	27,2
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	62,4	59,1	93,2	87,6	67,7	69,1	56,5	66,9
<i>φ</i>	10,1	28,6	15,9	11,7	7,4	15,8	10,8	17,4
<i>t</i>	0,4	0,3	0,9	0,7	0,5	0,5	0,5	0,8
<i>Q</i>	29,3	27,1	30,4	22,0	16,9	32,1	20,9	16,4

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	75,4	71,65	77,06	64,29	66,66	66,97	68,00	68,36
TiO ₂	0,30	0,48	0,30	0,59	0,66	0,66	0,65	0,52
Al ₂ O ₃	11,25	15,14	12,20	17,52	16,90	16,56	13,38	16,16
Fe ₂ O ₃	1,87	0,98	1,15	1,85	1,40	1,36	2,17	0,69
FeO	1,56	0,88	1,40	2,47	2,39	2,67	2,27	2,30
MnO	0,04	0,04	0,21	0,13	0,15	0,14	0,16	0,08
MgO	0,12	0,39	0,41	0,95	0,95	0,82	1,02	0,77
CaO	0,04	0,82	1,15	2,58	1,60	1,56	3,16	1,31
Na ₂ O	2,78	4,28	3,58	4,95	5,10	4,95	3,88	4,62
K ₂ O	4,27	4,18	1,70	2,91	3,31	3,45	4,43	3,68
P ₂ O ₅	0,02	0,08	0,07	0,16	0,15	0,15	0,16	0,15
CO ₂	He опр.	He опр.	0,23	0,68	0,45	0,45	0,28	0,23
П.п.п.	1,66	0,51	1,10	1,01	0,56	0,57	1,05	1,01
С у м м а	99,31	99,43	100,56	100,09	100,28	100,31	100,61	99,88
<i>a</i>	14,1	15,0	9,8	15,3	15,6	15,5	14,6	15,1
<i>c</i>	0,1	0,9	1,3	3,2	1,9	1,9	1,4	1,5
<i>b</i>	3,5	4,9	6,0	7,5	7,7	7,6	8,1	7,1

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	33	34	35	36	37	38	39	40
<i>s</i>	82,3	79,2	82,9	74,0	74,8	75,0	75,9	76,3
<i>a'</i>	7,4	54,1	51,1	27,3	34,8	33,3	—	43,4
<i>φ'</i>	85,2	32,4	38,3	51,8	45,2	49,1	50,8	38,7
<i>m'</i>	7,4	13,5	10,6	20,9	20,0	17,6	20,5	17,9
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	28,7	—
<i>n</i>	57,0	60,5	76,3	72,1	70,1	69,0	57,3	65,5
<i>φ</i>	44,4	16,2	14,9	20,0	15,6	15,8	22,9	7,5
<i>t</i>	0,3	0,5	0,3	0,7	0,8	0,8	0,8	0,5
<i>Q</i>	36,3	27,5	44,9	14,2	16,5	17,1	22,2	20,9

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	69,83	66,70	58,50	65,35	69,55	63,08	60,64	61,49
TiO ₂	0,66	0,98	1,12	0,85	0,46	1,10	1,36	1,36
Al ₂ O ₃	13,50	13,97	15,97	14,28	15,96	15,98	16,37	16,05
Fe ₂ O ₃	0,43	2,37	2,80	2,25	0,59	1,96	3,07	2,61
FeO	3,30	2,45	3,40	2,35	1,82	3,34	3,40	3,00
MnO	0,14	0,18	0,19	0,13	0,10	0,18	0,20	0,18
MgO	0,92	1,13	1,87	1,05	0,41	1,04	1,36	1,21
CaO	2,79	2,21	4,89	2,26	0,57	2,34	2,38	2,46
Na ₂ O	3,48	5,26	4,92	4,23	5,10	5,30	5,84	5,47
K ₂ O	3,02	3,40	3,15	4,84	4,22	3,59	3,28	2,72
P ₂ O ₅	0,13	0,26	0,45	0,29	0,09	0,24	0,36	0,33
CO ₂	0,23	0,23	0,45	0,45	He опр.	0,45	0,45	0,45
П.п.п.	1,07	0,63	1,82	1,42	0,58	0,97	0,97	2,60
С у м м а	99,50	99,77	99,53	99,75	99,45	99,57	99,68	99,93
<i>a</i>	11,9	16,2	15,8	16,3	16,8	16,9	17,8	16,5
<i>c</i>	3,0	1,1	3,2	1,4	0,7	2,3	2,2	2,7
<i>b</i>	5,6	0,8	11,4	7,2	5,6	7,4	9,2	7,9
<i>s</i>	79,5	74,9	69,6	75,1	76,9	73,4	70,8	72,9
<i>a'</i>	—	—	—	—	47,6	—	—	—
<i>φ'</i>	65,9	56,8	45,7	57,5	40,5	68,2	66,2	68,8
<i>m'</i>	26,8	23,7	28,4	24,5	11,9	24,3	25,6	26,8
<i>c'</i>	7,3	19,5	25,9	18,0	—	7,5	8,2	4,4
<i>n</i>	63,6	70,2	70,5	57,1	64,6	69,1	72,9	75,4
<i>φ</i>	7,3	25,4	21,0	13,2	4,9	22,4	28,6	28,6
<i>t</i>	0,8	0,12	0,14	0,9	0,5	0,13	0,17	0,16
<i>Q</i>	32,2	23,3	4,4	16,2	19,5	10,7	3,8	10,1

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	49	50*	51*	52	53*	54*	55*	56*
SiO ₂	65,53	70,66	67,08	67,91	73,64	74,09	71,36	76,26
TiO ₂	0,60	0,75	1,00	0,68	0,48	0,55	0,45	0,47
Al ₂ O ₃	16,84	15,32	17,25	15,72	14,79	15,05	14,54	14,71
Fe ₂ O ₃	0,72	1,65	2,19	0,76	1,04	1,00	3,15	0,57
FeO	2,53	2,63	2,37	2,28	1,11	1,09	3,09	0,85
MnO	0,10	0,15	0,14	0,13	0,08	0,15	0,08	0,01
MgO	0,92	1,03	1,19	0,56	0,38	0,31	0,58	0,26
CaO	3,32	2,89	2,92	0,98	1,61	0,53	1,24	0,57
Na ₂ O	3,88	3,51	4,31	3,93	4,98	5,39	3,95	4,62

Таблица 5 (продолжение)

Компонент	49	50*	51*	52	53*	54*	55*	56*
K ₂ O	3,52	1,41	1,55	5,61	1,89	1,84	1,56	1,68
P ₂ O ₅	0,17	—	—	0,11	—	—	—	—
CO ₂	0,45	—	—	0,67	—	—	—	—
П.п.п.	1,13	—	—	0,75	—	—	—	—
С у м м а	99,71	100,00	100,00	100,09	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>a</i>	13,8	9,2	11,3	16,4	13,2	13,6	10,4	11,5
<i>c</i>	4,1	3,4	3,5	1,2	1,19	0,6	1,4	0,7
<i>b</i>	6,1	9,1	10,3	5,8	4,4	6,4	11,2	6,7
<i>s</i>	76,0	78,2	74,9	76,6	80,5	79,4	77,0	81,0
<i>a'</i>	15,4	39,4	41,0	32,9	44,1	64,0	44,8	76,7
<i>φ'</i>	56,4	42,3	39,7	50,6	41,2	29,0	47,1	17,7
<i>т'</i>	28,2	18,3	19,3	16,5	14,7	7,0	8,1	5,6
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n</i>	63,0	81,8	81,1	51,6	79,8	82,1	79,0	80,5
<i>φ</i>	10,3	14,6	17,9	11,8	17,6	12,0	21,8	7,5
<i>t</i>	0,7	0,7	1,1	0,8	0,5	0,6	0,4	0,5
<i>Q</i>	21,3	34,4	23,7	19,2	32,7	31,0	31,8	38,4

Таблица 5 (окончание)

Компонент	57*	58*	59	60	61	62	63	64	65
SiO ₂	78,12	73,80	69,49	70,96	74,66	70,66	68,69	64,36	56,79
TiO ₂	0,28	0,20	0,42	0,42	0,20	0,33	0,46	0,65	1,09
Al ₂ O ₃	13,83	13,01	15,48	14,90	12,96	14,50	14,99	16,26	17,04
Fe ₂ O ₃	0,43	1,57	1,90	1,18	0,85	1,15	1,55	1,83	2,14
FeO	0,76	1,57	0,97	1,09	1,30	1,40	1,77	2,57	3,89
MnO	0,02	0,04	0,08	0,09	0,05	0,07	0,08	0,09	0,18
MgO	0,21	0,73	0,53	0,37	0,20	0,54	0,61	1,45	3,42
CaO	0,61	1,44	1,38	0,98	0,66	1,39	1,74	2,54	4,20
Na ₂ O	3,84	3,23	4,49	4,46	4,00	4,64	4,58	4,39	4,59
K ₂ O	1,90	4,41	3,89	4,09	4,77	4,15	4,13	4,25	2,91
P ₂ O ₅	—	—	0,12	0,09	0,05	0,12	0,19	0,17	0,41
CO ₂	—	—	Не опр.	Не опр.	0,23	Не опр.	0,45	0,23	0,23
П.п.п.	—	—	0,40	0,61	0,24	0,54	0,54	0,94	2,67
С у м м а	100,00	100,00	99,15	99,24	99,17	99,35	99,78	99,73	99,56
<i>a</i>	10,3	13,0	15,3	15,5	15,2	16,0	16,0	16,0	14,9
<i>c</i>	0,7	1,7	1,7	1,2	0,7	1,5	1,9	3,0	4,4
<i>b</i>	6,7	4,2	5,2	4,2	2,2	3,3	4,2	6,6	12,8
<i>s</i>	82,3	81,1	77,8	79,1	81,9	79,2	77,9	74,4	67,9
<i>a'</i>	79,2	6,2	33,8	38,1	—	—	—	—	—
<i>φ'</i>	16,0	65,6	50,6	47,6	82,4	69,4	72,1	61,5	45,9
<i>т'</i>	4,8	28,2	15,6	14,3	8,7	26,5	24,6	37,5	47,0
<i>c'</i>	—	—	—	—	2,9	4,1	3,3	1,0	7,1
<i>n</i>	75,5	52,6	64,0	62,1	56,0	63,0	62,7	61,2	70,5
<i>φ</i>	5,7	31,2	31,2	22,2	29,4	28,6	29,5	11,5	7,2
<i>t</i>	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2	0,3	0,5	0,7	1,5
<i>Q</i>	43,3	34,5	23,3	26,0	32,7	24,6	21,9	13,8	21,6

*Результаты атомно-абсорбционного анализа пересчитаны на окислы; содержание SiO₂ определено по разности (100% — сумма окислов).

Примечание. 25 — туф кварцевых порфиров; 26—35 — туфы риолитов; 36—40 — туфы, туфолавы, туфобрекчии риодацитов; 41 — туфобрекчии риодацитов; 42—48 — туфы трахириолитов и трахидаци- тов; 46—48 — туфы и туфолавы дацитовых порфиров; 49—51 — туфопесчаники и туфогравелиты; 52 — игнимбрит дацитовых порфиров; 53—56 — гранит-порфиры; 57,58 — кварцевые порфиры; 59—63 — граниты; 64 — граносенит; 65 — андезитовый порфирит.

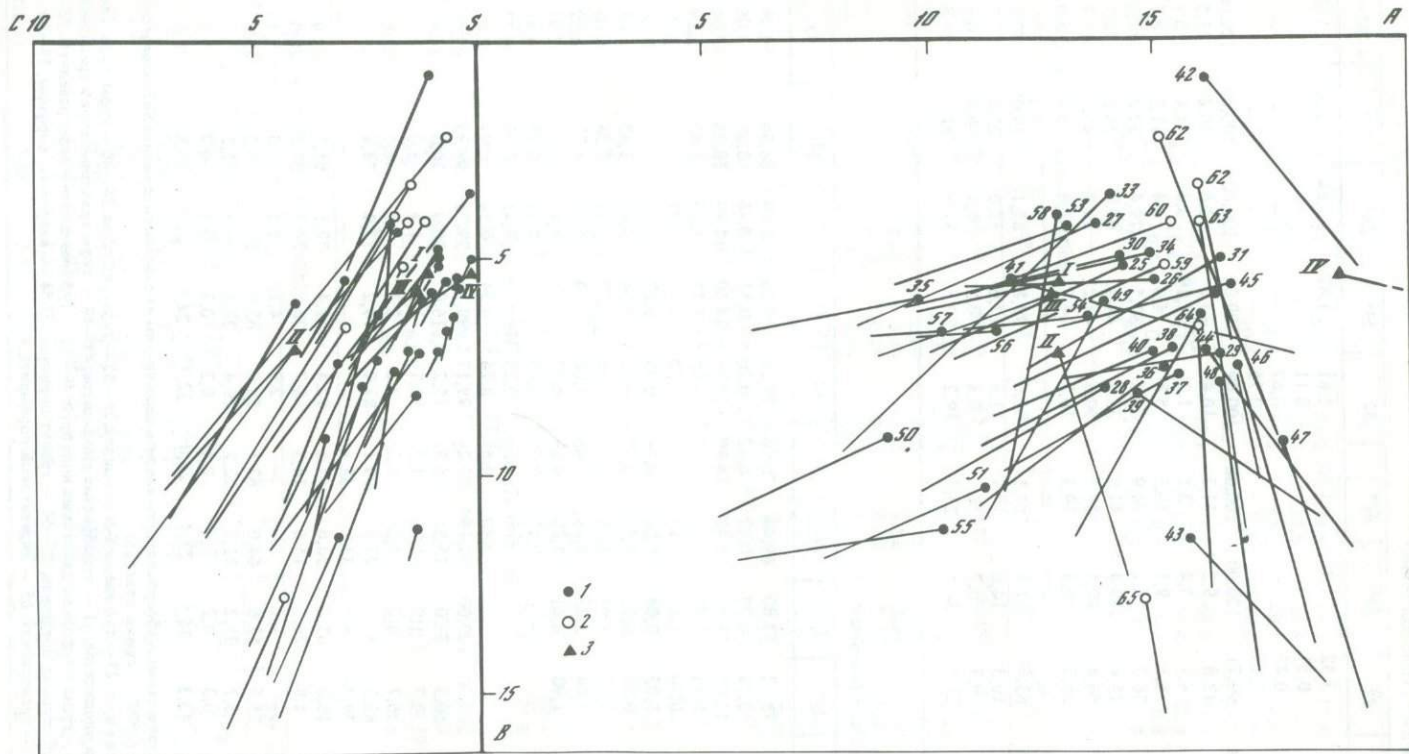


Рис. 9. Диаграмма химических составов вулканогенных (1), субвулканических и интрузивных (2) пород района области тектоно-магматической активизации; средние по Р. Дэли (3):

I — липарит, II — дацит, III — кварцевый порфир, IV — трахилипарит. Номера точек на диаграмме соответствуют химическим анализам в табл. 5

Таким образом, перечисленные особенности пород покровной фации свидетельствуют о пересыщении исходных магм кремнекислотой и щелочами, а высокие значения n указывают на повышенную натриевость магматических расплавов.

Породы субвулканической фации отличаются от средних (по Р. Дэли) пониженными значениями щелочности ($a = 10,3$), полевошпатовой извести ($c = 0,7$) и резко увеличенными параметрами глиноземности ($d' = 79,2$) и n (75,5).

Из сопоставления составов гранитных пород со средними составами гранитов с учетом результатов проведенного анализа вулканогенных пород мы приходим к выводу о накоплении щелочей в поздних дифференциатах магматической деятельности с тенденцией к уменьшению натрий-калиевого отношения к концу субвулканического этапа и к его увеличению к концу магматического этапа.

Разброс положения фигуративных точек химических анализов вулканогенных пород на диаграмме А.Н. Заварицкого (рис. 9), по мнению В.С. Коптева-Дворникова [Коптев-Дворников, Петрова, 1972], свидетельствует о том, что эти породы возникли не за счет палингенного плавления сиала, а являются дифференциатами основной магмы.

С целью изучения характера распределения радиоактивных элементов в породах рассматриваемого региона проанализированы гамма-спектрометрическим методом пробы из каждого выделяемого комплекса, отобранные как в целом по площади, так и в пределах участка рудопроявления. По результатам проведенного анализа установлены средние арифметические содержания элементов и определены стандартные отклонения; кроме того, для каждой группы пород определены кларки концентрации радиоактивных элементов. Установленные оценки этих параметров сведены в табл. 6, а значения кларков концентрации иллюстрируются на рис. 10. Согласно этим результатам, большая часть комплексов пород характеризуется кларком концентрации урана >1 ; в большей степени эта особенность относится к образованиям покровной фации, представляющимися, по мнению исследователей, одними из древнейших пород в районе. Результаты, полученные Ю.М. Шуваловым с соавторами [1975] для аналогичных пород Забайкалья, хорошо согласуются с нашими данными. В кислых и средних вулканогенных породах содержание урана выше (в среднем в 1,3 раза), чем в аналогичных образованиях неураноносных районов [Мионов, Ножкин, 1978], а содержание тория и калия существенно (в 2 и более раз) ниже.

По мнению А.А. Смыслова и Г.А. Шаткова [1974], общей особенностью радиогеохимических зон и провинций областей тектономагматической активизации, накладывающихся на фанерозойские полициклические геосинклинально-складчатые области и платформы, является зависимость между геохимическим фоном и эндогенной рудоносностью молодых вулканогенно-интрузивных комплексов верхнего структурного яруса, с одной стороны, и вещественным составом и содержанием урана и тория в формациях фундамента — с другой.

Повышенный кларк концентрации тория имеют верхи покровной и породы жерловой фации; это положение распространяется и на

Таблица 6. Оценки средних содержаний (\bar{X}), стандартных отклонений (S) и кларки концентрации (КК) урана и тория (в г/т) и калия (в %) в вулканогенных и интрузивных породах района тектоно-магматической активизации

Порода	Количество анализов	Уран		
		\bar{X}	S	КК
<i>Покровная фация</i>				
Туфы кварцевых порфиров	3	1,13	1,08	0,32
Туфы и туфобрекчии риодацитов	6	10,97	2,24	3,13
Туфы риолитов	4	3,05	1,73	0,87
Туфы и туфолавы дацитовых порфиров	12	10,38	3,82	5,72
Туфопесчаники, туфогравелиты	8	13,34	2,64	4,17
<i>Жерловая фация</i>				
Туфы, игнимбриты дацитовых порфиров	7	2,36	0,61	1,33
<i>Субвулканическая фация</i>				
Гранит- и сиенит-порфиры, риолиты	8	3,13	1,18	0,89
Кварцевые порфиры	1	3,9	—	1,11
<i>Гранитный комплекс</i>				
Граниты	11	2,92	0,88	0,83
Граносиениты	4	1,72	0,67	0,49
<i>Дайковый комплекс</i>				
Диабазовые порфириты	8	1,07	0,76	2,14

калий, для которого, кроме того, установлены повышенные содержания и в самых молодых образованиях района — диабазовых порфиритах. Для большинства ранних вулканических продуктов устанавливается прямая корреляционная зависимость между калием и ураном, иногда и торием. Этот факт свидетельствует о возможности совместного накопления указанных элементов в пересыщенных щелочами и кремнекислотой магмах и позволяет рассматривать консолидированные вулканические породы в качестве вероятного источника рудного вещества.

На прямую генетическую связь уранового оруденения с глубинными и приповерхностными магматическими очагами, и в частности с покровными фациями эффузивов, указывают и другие исследователи [Шаткова, Шатков, 1973]. По данным этих авторов, расчетный вынос урана при фельзитизации 1 км³ игнимбритов составляет 25 тыс. т.

Опыты по выщелачиванию урана из вулканических пород и радиографические исследования [Шатков, Шаткова, 1975] указывают на прочную связь урана со структурой вулканического стекла, т.е. на магматогенную природу элемента. Наши исследования показали, что максимальными концентрациями урана характеризуются породы среднего—кислого состава, способные высвободить элемент в ходе наложенных процессов.

Подобные выводы высказываются Б.И. Омеляненко и О.П. Елисейевой [1978], которые утверждают, что уран может накапливаться в

Торий			Калий		
\bar{X}	S	КК	\bar{X}	S	КК
<i>Покровная фация</i>					
16,13	2,29	0,89	2,47	1,03	0,74
12,70	2,67	0,70	2,27	0,82	0,68
10,77	1,73	0,60	3,32	1,73	0,99
8,73	1,40	1,25	2,10	0,65	3,23
8,57	2,33	2,68	2,46	2,64	1,08
<i>Жерловая фация</i>					
8,28	2,03	1,18	2,47	0,68	3,8
<i>Субвулканическая фация</i>					
9,98	2,09	1,82	1,82	0,81	0,54
11,3	—	0,63	2,7	—	0,81
<i>Гранитный комплекс</i>					
17,75	2,29	0,99	2,68	0,53	0,80
8,17	2,31	0,45	2,07	0,60	0,62
<i>Дайковый комплекс</i>					
2,88	1,56	0,96	1,00	0,82	1,20

остаточных породах кристаллизующейся магмы и в продуктах позднемагматической и ранней послемагматической стадий. После длительного диффузионного перераспределения уран накапливается во вторичных продуктах.

О глубинном источнике радиоактивных элементов в кислых вулканических породах свидетельствуют данные Ю.М. Пузанкова [1983], изучавшего вулканы Центральной и Восточной Камчатки. Автор пришел к выводу, что на уровне накопления урана и тория не влияют положения вулканических центров в структуре островной дуги и состав фундамента. Еще раньше тезис об отсутствии влияния типа фундамента на процессы тектоно-магматической активизации и происходящие при этом дальнейшие дифференциация вещества земной коры и еще большее обогащение молодых геологических формаций радиоактивными элементами высказывался А.А. Смысловым и Г.А. Шатковым [1974].

По данным Н.С. Кравченко и Б.И. Бурдз [1979], в кислых вулканических породах концентраторами урана являются циркон и гематит, на долю которых приходится 10—30% массы минералов, основные порообразующие минералы связывают незначительное количество элемента, а большая часть урана равномерно рассеяна в межзерновом пространстве и сосредоточена в газовой-жидких включениях. При выщелачивании в слабощелочных средах в раствор переходит не

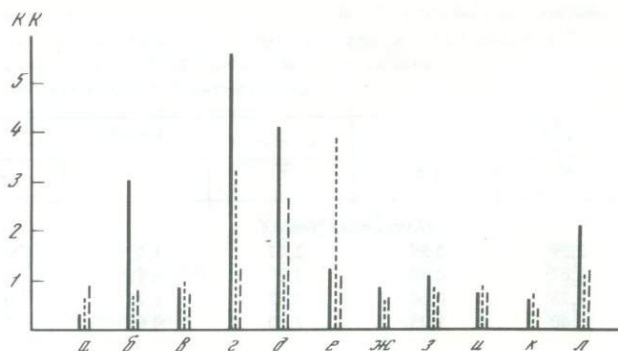


Рис. 10. Диаграмма распределения радиоактивных элементов (в кларках концентрации) в вулканогенных и интрузивных породах области тектоно-магматической активизации
а — туфы кварцевых порфиров; *б* — туфы и туфобрекчии риодацитов; *в* — туфы трахириолитов; *г* — туфы и туфолавы дацитовых порфиров; *д* — туфопесчаники и туфогравелиты; *е* — туфы и игнимбриты дацитовых порфиров; *ж* — гранит-порфиры, сиенит-порфиры, риолиты; *з* — кварцевые порфиры; *и* — граниты; *к* — граносиениты; *л* — диабазовые порфириты. Условные знаки (1—3) см. на рис. 8

менее трети урана, содержащегося в породе. Согласно результатам, полученным П.С. Козловой и М.Ю. Гурвич [1979], в эффузивных и субвулканических порфировых фациях главная часть урана сосредоточена в основной массе в виде равномерно рассеянных микровыделений недиагностируемых минералов (вкрапленники содержат урана на 2—3 порядка меньше).

В результате исследований, проведенных В.П. Ковалевым и его сотрудниками [1976, 1978], А.Г. Мироновым и А.Д. Ножкиным [1978], установлено, что при низкотемпературном метаморфизме кислых вулканитов доля легковыведряющегося урана увеличивается с 1,5—8 до 60—95%. Эти данные дают основание полагать, что кислые—средние вулканогенные породы района могли служить в качестве источника рудного вещества, высвобождавшегося в процессах последующей тектоно-магматической активизации.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. Кислые вулканиты рассматриваемых районов, вмещающие оруденение, по химическому составу и петрохимическим характеристикам являются риолитами и риодацитами и могут быть отнесены к щелочно-земельному ряду пород, пересыщенных кремнекислотой. По своим петрохимическим особенностям они отличаются от таковых пород из районов, где оруденение отсутствует, поэтому установленные особенности наряду с другими факторами могут быть использованы при оценке перспектив новых площадей.

2. Главные комплексы пород характеризуются повышенными кларками концентрации радиоактивных элементов. В сравнении с аналогичными образованиями неураноносных районов изученные породы содержат в 1,5 раза больше урана и в 2—6 раз меньше тория.

3. Потенциальным источником рудного вещества могли быть кислые и средние вулканогенные образования с повышенными кларками концентрации урана, легко высвобождающегося в процессе тектонической активизации гидротермальными растворами.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ

Методам изучения метасоматических образований посвящены как специальные руководства [Казицын, 1972б; Казицын, Рудник, 1968; Методика ..., 1981], так и многочисленные статьи и разделы монографий [Боголепов, 1970; Волостных, 1972; Казицын, 1972а; Омеляненко, 1978]. Они в полной мере отражают имеющиеся методики изучения метасоматитов в полевых и камеральных условиях и применяются при исследовании вопросов метасоматоза. В определенной степени они использованы и в настоящей работе. Но, к сожалению, некоторые вопросы изучения продуктов гидротермальной деятельности все еще остаются малоразработанными. В первую очередь это относится к принципам и методам картирования и к диагностике метасоматических образований. Ниже кратко рассматриваются принципы построения разномасштабных карт метасоматитов, применяющиеся автором, и предлагается оригинальная методика исследования минералов с помощью рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов, которая не претендует на универсальность, но тем не менее является существенным дополнением, расширяющим возможности микроскопических методов исследования.

КАРТИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Картирование метасоматических образований проводилось нами как на локальных участках, так и в пределах обширных районов, охватывающих площади в сотни квадратных километров.

Полевой этап работ включал предварительное выделение и оконтуривание определенных типов измененных пород, а в пределах последних — обособление макроскопически различимых зон, соответствующих различным уровням преобразования вулканитов. Отбор каменного материала производился из естественных обнажений, горных выработок и скважин. Частота отбора на детальных участках определялась характером проявления гидротермальной деятельности, а при региональных исследованиях за пределами месторождений и рудопроявлений в среднем составляла 2—3 точки на 1 км².

В ходе микроскопических и аналитических исследований автор делал заключение о составе и внутреннем строении метасоматитов, их принадлежности к тому или иному типу изменений, соотношений друг с другом и другими геологическими образованиями. При этом на основе традиционных петрографических методов и рентгеноструктурного анализа минералов в петрографических шлифах диагностировались все новообразования, по отдельным объектам и районам в

целом устанавливались последовательность гидротермального минералообразования, для каждого типа изменений в литологических разновидностях пород строились метасоматические колонки и определялись временные и пространственные соотношения между метасоматическими фациями и формациями. В соответствии с этим за элементарную картируемую единицу принималась зона метасоматической колонки, или устойчивый парагенезис новообразованных минералов; следующее более крупное подразделение — фация, соответствующая метасоматической колонке, и, наконец, картировались самые крупные элементы — метасоматические формации, отвечающие сочетанию разновозрастных и одноименных фаций, сформированных в породах разного состава.

При построении схем и разрезов, отражающих пространственное размещение березитов на участках I и II, картировались устойчивые минеральные парагенезисы, соответствующие зонам метасоматической колонки: 1) хлорит + кальцит + пирит + серицит + кварц, 2) кальцит + пирит + серицит + кварц, 3) пирит + серицит + кварц или серицит + кварц. Помимо названных, выделялись участки дополнительной дорудной пиритизации, зоны оруденения и образования пострудной кварц-карбонатной стадии [Семущин, 1983б].

При изучении кварц-альбитовых метасоматитов в пределах участков III и IV установлено, что во всех частях ореола изменения доминирует метасоматический кварц, подавляющий своим количеством другие новообразования, тем самым маскирующий проявление зональности и делающий затруднительным картирование по парагенетическим ассоциациям. Реконструкция зональности в таком случае может быть осуществлена с использованием интенсивного процесса. Мерой интенсивности, по В.Ю. Эшкину [1981], может служить либо количество минерального вещества, выделяющееся за единицу времени, либо общее количество вещества, образовавшееся за время действия конкретного процесса минералообразования. Рациональней интенсивность процесса выражать количеством минерального вещества, присутствующего в определенном объеме геологического тела и образовавшегося в течение единого условного геологического времени (цикл, период, этап, стадия и т.п.).

В качестве визуального критерия степени измененности вулканогенных пород при обособлении метасоматических зон нами [Семущин, Белов, 1977] принята доля замещения вкрапленников и основной массы исходной породы кварцем в процессе кварц-альбитового изменения. При этом для всех разновидностей пород разрабатывались условные шкалы, каждая градация которых соответствовала определенным качественным и количественным преобразованиям в составе и структуре породы. Для пород риолитового состава количественная оценка интенсивности метасоматоза проводилась по шкале, показанной в табл. 7. По такому же принципу квалифицировались вулканы дацитового состава (табл. 8) и другие выделяемые комплексы. Петрографические шлифы, отобранные как по площади, так и по керну скважин, анализировались в соответствии с принятыми градациями. На основании этих результатов строились разрезы и карты

Таблица 7. Степень проявления кварц-альбитового метасоматоза в породах риолитового состава

Условный балл	Степень замещения кварцем		Степень сохранности первичной структуры
	вкрапленников (или обломков)	основной (или цементирующей) массы, %	
5	Нацело все вкрапленники	>75	Не распознаются; преобладают гранобластовые структуры
4	Большая часть вкрапленников	60—75	Реликты первичной структуры; гранобластовые структуры
3	>50%	40—60	Пойкилобластовые и гранобластовые структуры
2	Частично отдельные вкрапленники	25—40	Первичные, пойкилобластовые, пойкилитовые
1	Только темноцветные минералы	<25%	Первичные структуры

Таблица 8. Степень проявления кварц-альбитового метасоматоза в породах дацитового состава

Условный балл	Степень замещения кварцем		Степень сохранности первичной структуры
	вкрапленников (или обломков)	основной (или цементирующей) массы, %	
5	Часть вкрапленников плагиоклаза и полевого шпата	50	Не распознаются; гранобластовые
4	Отдельные вкрапленники	40—50	Первичная структура "просвечивает"
3	Вкрапленники не изменены	25—40	Первичная структура, участками гранобластовая
2	"	10—25	Первичная структура "
1	"	<10	"

изменений, отражающие горизонтальную и вертикальную метасоматическую зональность, и устанавливались пространственные взаимоотношения оруденения с определенными зонами или участками.

Картированию метасоматитов аргиллизитовой формации посвящена статья А.К. Корсакова [1983]. Им проводилось изучение аргиллизитов на месторождении урановорудного поля, приуроченного к эффузивно-осадочной толще, включающей в себя риолиты, трахидациты и андезитобазальты с терригенными прослоями. Аргиллизиты на данном рудном поле — один из наиболее распространенных типов предрудных метасоматитов. Процесс характеризуется отсутствием четкой метасоматической зональности и значительными размерами ореолов изменения. Метод картирования аргиллизитов [Корсаков, 1983] основан на отказе от прослеживания единичных ореолов изменения и введении показателя экстенсивности процесса или учета объема измененных пород; делении метасоматически измененных пород по степени проявления процесса

на слабо-, средне- и сильноаргиллизированные; изучении пространственного положения аргиллизитов методом горизонтальных сечений; оценке интенсивности процесса с применением балльной системы и изображении результатов изучения с помощью изолиний. Методика [Корсаков, 1983] позволяет выявлять горизонтальную и вертикальную зональность в размещении метасоматитов аргиллизитовой формации и рекомендуется для использования при поисках и разведке уранового оруденения.

При картировании таких низкотемпературных метасоматитов, как аргиллизиты, можно использовать рентгенометрические данные. Так, В.П. Рогова [1982] в пределах Забайкалья с применением полуколичественного дифрактометрического анализа откартировала площадные ореолы и вертикальное распространение каолинитовой, монтмориллонитовой, цеолитовой, гидрослюда-монтмориллонитовой и других зон, имеющих определенную металлогеническую специализацию.

В последнее время принципы картирования метасоматитов по степени замещения первичных минералов новообразованиями получают все большее развитие у различных исследователей [Дворников и др., 1975; Детальные структурно-прогнозные карты..., 1979; Ходанович, Смирнова, 1979; Методика ..., 1981]. Такой подход к картированию околорудных метасоматитов, на наш взгляд, оправдан, так как интенсивность процесса изменения отражает кислотно-основную эволюцию метасоматизирующих растворов и до некоторой степени характеризует генетическую сущность процесса. В соответствии с эволюцией состава воздействующих растворов и возникающими различиями физико-механических свойств отдельных зон в результате неодинакового метасоматического преобразования пород оруденение локализуется лишь в определенных участках картируемой таким образом зональности.

При картировании больших площадей (в десятки и сотни квадратных километров) гидротермально измененных пород Е.В. Плющев [1982] предлагает выделять сопряженные в пространстве и времени зоны разнотипных изменений пород, образующих региональные метасоматические формации. Сопряженные зоны метасоматоза подразделяются им на периферические (проявления кремнещелочного и субщелочного метасоматоза) и центральные (преимущественно проявления кислотного выщелачивания). Существенный момент такого подхода — выявление границ раздела сопряженных периферических и центральных зон, которые, по мнению Е.В. Плющева, выступают в качестве комплексного барьера, где происходит инверсия гидродинамических и физико-химических параметров гидротермальной деятельности. На границе раздела слабощелочные растворы преобразуются в кислые, при этом резко меняется миграционная способность рудных компонентов.

При построении нами схемы размещения метасоматических образований данные макро- и микроскопических наблюдений по отдельным рудопроявлениям и по площади в целом объединялись на сводной среднемасштабной карте. На ней оконтуривались установленные в районе типы гидротермальных изменений (березиты, аргиллизиты и

кварц-альбитовые метасоматиты), а в пределах последних проводилось выделение внешних, промежуточных и центральных зон. Поскольку внешние зоны березитов и кварц-альбитовых метасоматитов в однотипных породах характеризуются сходными по составу минеральными парагенезисами, то и на карте они изображались одинаково, их отнесению к определенному типу изменений во многом способствовал анализ карты метасоматитов (см. рис. 15). Кроме изменений гидротермального этапа минералообразования, на карту наносились контуры грейзенизированных, скарнированных пород, эпидот-хлоритовые изменения, участки гематитизации, ореолы распространения парагенезисов рудной стадии и внесмасштабно прожилковые пострудные образования. Пример среднemasштабной карты размещения метасоматических образований приведен на рис. 15. Геологическая основа и положение рассматриваемых в работе участков показаны на рис. 1.

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ШЛИФОВ (КАК МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МЕТАСОМАТИТОВ И СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ МИНЕРАЛОВ)

В ходе микроскопических исследований метасоматических образований в вулканогенных породах автор столкнулся с рядом трудностей, связанных главным образом с чрезвычайно малыми размерами ($<0,01$ мм) этих образований и характером их выделения. Наиболее значительные препятствия — невозможность точной диагностики и определения оптических свойств минералов в петрографических шлифах и иммерсионных препаратах и невозможность выделения достоверно чистых мономинеральных фракций для аналитических исследований. Это обусловлено субмикроскопическими размерами метасоматических минералов, их тесным срастанием с другими минеральными формами или наличием большого количества посторонних твердофазных включений в исследуемом минерале. На наш взгляд, решение этой проблемы состоит в комбинированном подходе к исследованию петрографического шлифа, т.е. в сочетании микроскопического изучения и рентгеноструктурного анализа одного и того же объекта [Руденко и др., 1979; Семушин, 1979, 1983а]. Возможность получения дифракционной картины от петрографического шлифа обусловлена самим принципом Дебая-Шеррера (метод порошка) [Руководство..., 1975]: в шлифе имеется множество плоских атомных сеток с различной ориентировкой интересующего минерала. Характер получающейся дифракционной картины должен быть сложным и определяться количеством участвующих в шлифе фаз; при наличии нескольких фаз положение некоторых рефлексов от различных минералов может совпадать. Кроме того, дифрактограмма может отличаться от предполагаемой в зависимости от текстурно-структурных особенностей породы (определенная ориентировка среза шлифа с лепидобластовой структурой или сланцеватой и такситовой текстурами может привести к эффекту текстурирования, при котором отдельные рефлексы какой-либо из фаз могут отсутствовать). Несмотря на это, сложная дифракционная картина с успехом может быть идентифицирована после предварительной диагностики минералов того же самого шлифа под микро-

Таблица 9. Краткая петрографическая характеристика исследованных метаморфических пород

Порода	Минералогический состав, %	Структура
Кварц-серицитовый сланец, шлиф 15в	Серицит, кварц, карбонат, биотит	Гранолепидобластовая
Порфиробластический биотитовый сланец с ставролитом и клиноцоизитом, шлиф 17	Гранат, биотит, ставролит, кварц, клиноцоизит	Лепидобластовая, порфиробластовая
Порфиробластический биотит-амфибол-гранатовый сланец, шлиф 27	Гранат, амфибол, биотит, кварц, карбонат	Гранобластовая, порфиробластовая

скопом и количественно-минералогических подсчетов. Основываясь на этих посылках, автором были проведены исследования, доказывающие правомерности применения предлагаемого методического приема рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов. Для этих исследований были выбраны мелкозернистые метаморфические породы, выделение мономинеральных фракций из которых и проведение контроля за качеством их выделения не является сложной задачей.

После предварительного изучения (диагностики минералов или отнесения минерала к какой-либо группе и количественно-минералогических подсчетов) шлиф освобождался от покровного стекла и бальзама, предметное стекло обрезалось в соответствии с формой и размерами держателя препаратов дифрактометра. Эта операция (доведение шлифа до размеров держателя) исключает необходимость в дополнительной юстировке гониометра при переходе к другим видам съемки. Последующая съемка проводилась на дифрактометре ДРОН-2. Для сопоставимости результатов съемка петрографических шлифов и мономинеральных фракций проводилась в одинаковых режимах (CuK_α , 30 kv, 10 ma) с кварцевым эталоном¹, отдельные пробы, кроме того, анализировались фотометрическим методом в дебаевской камере (CoK_α , УРС = 60, $D = 57,3$ км, $d = 0,4$ мм; 40 kv, 10 ma).

В табл. 9 приведена краткая петрографическая характеристика некоторых шлифов метаморфических пород, подвергшихся рентгеноструктурному анализу.

После проведения дифрактометрической съемки шлифа кварц-серицитового сланца получена сравнительно простая картина: на дифрактограмме с большой четкостью отрисовались острые рефлексы как кварца, так и серицита. Совмещение рефлексов произошло лишь в одном случае: совпали линии 060 серицита и 101 кварца; в остальных случаях разрешение дифрактограммы достаточно высокое.

На рис. 11 изображены дифракционные картины монофракции серицита и петрографического шлифа; на второй дифрактограмме в сравнении с первой присутствуют рефлексы кварца и рефлексы с небольшой интенсивностью других фаз, которые не затрудняют

¹ Главные линии на дебаеграммах эталонного кварца: 0,426 (35), 0,343 (100), 0,2458 (12), 0,2282 (12), 0,2128 (9), 0,1817 (17), 0,1541 (15), 0,1375 (11).

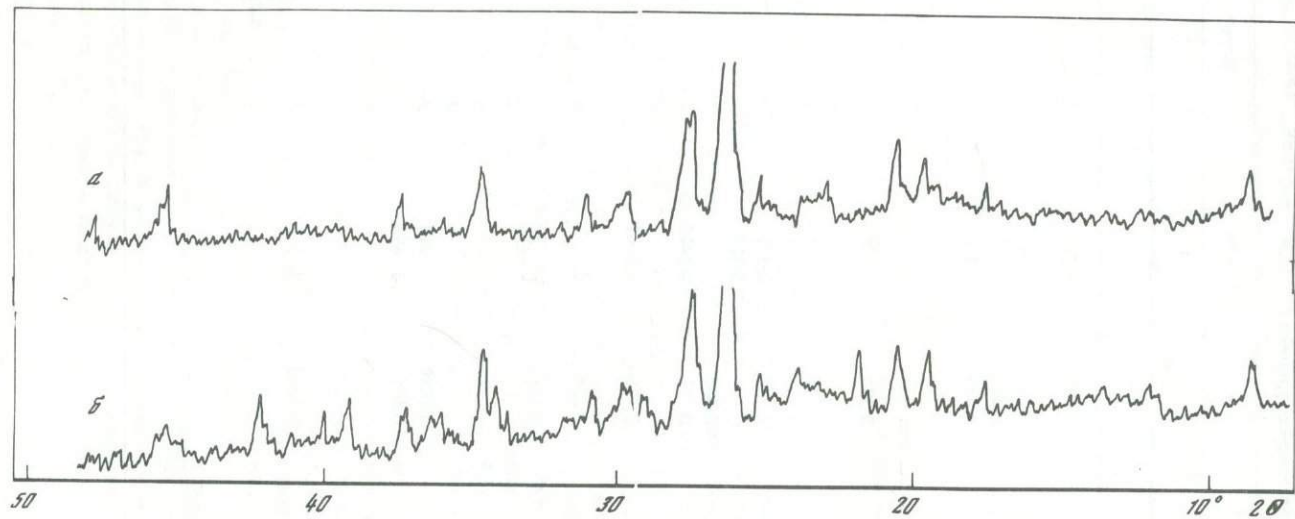


Рис. 11. Сопоставление дифрактограмм, полученных при съемке монофракции серицита (а) и петрографического шлифа (б) кварц-серицитового сланца

Таблица 10 Сопоставление результатов рентгеноструктурного анализа петрографического шлифа кварц-серицитового и монофракции серицита, выделенной из соответствующей ему пробы 15 в (d/n , в нм) ($\text{CuK}\alpha$, ДРОН-2, 30kv, 10ma)

Эталон*			Серицит	Шлиф* ²	
1	2	3	4	5	6
hkl	l	d/n	d/n	l	d/n
002	10	1,000	1,005	3	1,005
				2	0,714
004	6	0,497	0,497	2	0,497
110	2	0,451	0,451	4	0,451
111	1	0,430	0,430	4	0,427
				4	0,425
				3	0,403
023	1	0,375	0,378	2	0,367
114	3	0,349	0,348	2	0,350
006	10	0,331	0,335	10	0,335
114	4	0,321	0,322	8	0,321
			0,320		
115	1	0,306		1	0,303
025	6	0,2991	0,2992	2	0,2992
				2	0,2961
115	5	0,2860	0,2861	2	0,2863
121	5	0,2581	0,2575	1	0,2631
				6	0,2575
133	4	0,2394	0,2394	2	0,2447
				3	0,2383
				3	0,2283
				2	0,2236
00.10	10	0,1990	0,1993	4	0,2127
				3	0,1986
1.1.10	1	0,1892	0,1895	6	0,1820
				4	0,1545
				4	0,1540
				4	0,1515
060	5	0,1513	0,1510	3	0,1383
				3	0,1383
				3	0,1383
				1	0,1380

*Мусковит политипной модификации 2M₁, N 9 [Соколова, 1966].

*²См. табл. 9.

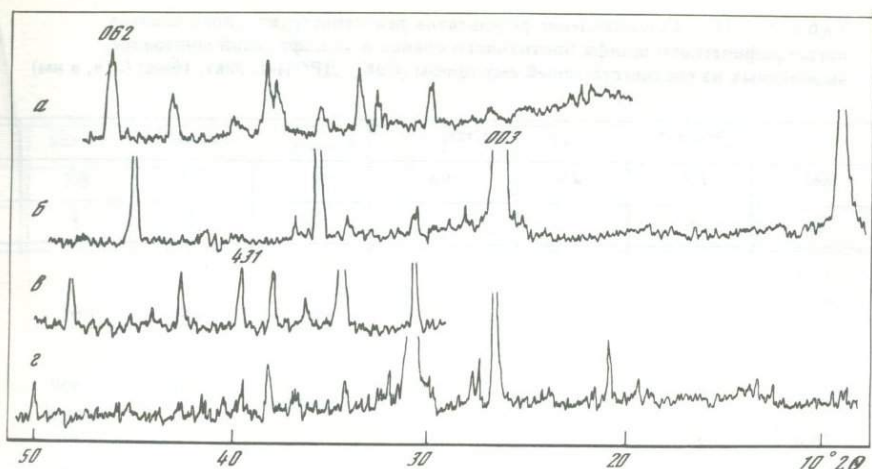


Рис. 12. Сопоставление дифрактограмм, полученных при съемке монофракций ставролита (а), биотита (б), граната (в) и петрографического шлифа (г) биотитового сланца со ставролитом

идентификацию дифрактограммы, а отсутствие некоторых пиков серицита на рис. 11, б объясняется их малой интенсивностью. При сопоставлении результатов измерений с эталонными данными [Соколова, 1966] выявилась их хорошая сходимость (табл. 10).

Более сложная дифракционная картина получена при съемке петрографического шлифа биотитового сланца со ставролитом; тем не менее ее разрешающей способности достаточно для точной идентификации всех фаз (рис. 12). С увеличением количества слагающих породу минералов возрастает и количество совмещенных рефлексов, но даже при четырех фазах (как в данном случае) число совпадений не превышает пяти-шести. Так, например, равные или близкие значения d/n имеют линии 003 биотита и 101 кварца, 431 граната и 102 кварца, 062 ставролита и 201 кварца. Первые две из сравниваемых пар рефлексов характеризуются, кроме того, и приблизительно равными интенсивностями, поэтому эти линии не пригодны для диагностики. В отличие от них интенсивности линий 062 ставролита и 201 кварца резко отличаются и соответственно равны 62 и 6, вследствие чего пик 062 (в данной ассоциации и при данных количественных соотношениях минералов) может быть использован для идентификации.

В табл. 11 суммированы данные рентгеноструктурных анализов ставролита, биотита, граната из пробы 17 и показаны результаты дифрактометрической съемки биотитового сланца со ставролитом. Отсутствие отдельных пиков ставролита обусловлено как их малой интенсивностью, так и невысоким содержанием минерала в породе. В целом сходимость результатов по ставролиту довольно высокая, что является следствием близости химических составов сравниваемых минералов (табл. 12).

Высокую сходимость обнаруживают и линии биотита; исключение составляют 003, 112 и 113. Истинное положение линии 003 биотита,

Таблица 11. Сопоставление результатов рентгеноструктурного анализа петрографического шлифа биотитового сланца и монофракций минералов, выделенных из соответствующей ему пробы (CuK α , ДРОН-2, 30kv, 10ma) (d/n , в нм)

Эталон*			Ставролит	Эталон* ²		
hkl	I/I_1	d/n	d/n	hkl	I/I_1	d/n
1	2	3	4	5	6	7
				001	100	1,01
				110 } 020 }	20	0,459
040	32	0,4149	0,415			
200	6	0,3927	0,392	003	100	0,337
				112	20	0,316
150	15	0,3054	0,304			
221	47	0,3010	0,302	113	20	0,292
002	10	0,2826	0,2810			
060	56	0,2767	0,2770			
151	54	0,2692	0,2701	130 } 201 }	80	0,266
241	26	0,2552	0,2562	004 } 113 }	40	0,252
				201	80	0,245
132	66	0,2398	0,2404			
330	100	0,2363	0,2377	040 }		

*Ставролит, N Ф—286 [Федькин, 1975].

²Биотит, N 2—0045 [PDF, 1946—1969].

³Гранат, N 737 [Михеев, 1975].

*См. табл. 9.

Биотит	Эталон* ¹			Гранат	Шлиф* ⁴	
	<i>d/n</i>	<i>hkl</i>	<i>I/I₁</i>		<i>d/n</i>	<i>I</i>
8	9	10	11	12	13	14
					3	1,315
					2	1,296
					1	0,672
0,431					2	0,460
					3	0,433
					5	0,427
				0,413	1	0,411
0,340				0,337	9	0,336
					4	0,324
0,321					2	0,321
					1	0,308
0,2953					1	0,2996
	400	6	0,2912	0,2923	10	0,2901
					1	0,2840
					1	0,2822
					2	0,2797
					1	0,2775
					2	0,2761
					2	0,2753
					2	0,2705
0,2641						
	420	10	0,2605	0,2613	3	0,2625
					1	0,2562
0,2544						
	332	1	0,2485	0,2484		
0,2463					2	0,2460
					2	0,2449
					2	0,2435
	422	5	0,2376	0,2379	1	0,2373
					6	0,2363
					1	0,2300
	510}	4	0,2285	0,2283	3	0,2286

8	9	10	11	12	13	14
	431					
					1	0,2279
					1	0,2230
0,2187					2	0,2182
					2	0,2175
					1	0,2147
	521	5	0,2128	0,2126		
					1	0,2118
					1	0,2116
					1	0,2068
				0,2058	1	0,2058
					2	0,2002
					1	0,1975
	611 } 532 }	6	0,1891	0,1886	2	0,1888
					3	0,1819
					2	0,1813
	631	5	0,1712	0,1704		
					1	0,1689
	444	5	0,1685	0,1677	2	0,1678
					1	0,1651
					1	0,1631
					2	0,1624
	640	8	0,1607	0,1610		
					1	0,1574
					1	0,1570
0,1547	642	9	0,1560	0,1553		
					2	0,1541
					3	0,1538
					1	0,1534
0,1476						
0,1446	800	4	0,1459	0,1452	1	0,1451
					2	0,1397
0,1375					3	0,1376
					3	0,1366
					1	0,1362
					1	0,1355
					1	0,1342
					1	0,1336
					1	0,1316
				0,1297	1	0,1298
	842	9	0,1272	0,1267		
				0,1266	1	0,1266
	664	5	0,1246	0,1237	1	0,1230
					1	0,1216

Таблица 12. Сопоставление результатов химических анализов мономинеральных фракций по данным рентгеноструктурного анализа

Компонент	Ставролит		Биотит		
	1	2	3	4	5
SiO ₂	29,97	32,20	36,61	35,60	36,80
Al ₂ O ₃	49,50	48,48	18,07	19,38	17,18
Fe ₂ O ₃	—	10,51	2,02	6,80	8,15
FeO	12,49	1,72	21,31	9,48	10,95
TiO ₂	0,84	0,69	—	2,21	2,04
CaO	0,65	0,93	—	1,46	2,12
MgO	4,40	2,27	8,82	13,14	10,06
MnO	0,09	0,04	—	—	0,07
K ₂ O	—	0,25	8,63	7,17	7,17
Na ₂ O	—	0,06	1,23	0,30	0,34
P ₂ O ₅	—	0,50	—	0,64	0,45
F	—	—	0,14	—	—
H ₂ O ⁺	1,27	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	3,10	—	—
П.п.п.	—	1,57	—	3,20	3,89
С у м м а	100,07*	99,22	99,93	99,38	99,22

Примечание. 1 — N Ф-28 6 [Федькин, 1975]; 2 — N 17/73 [В. Руденко, Ю. Руденко, 1979]; 3 — N 2—0045 [PDF, 1946—1969]; 4 — N 17/73 [Руденко, Ю. Руденко, 1979]; 5 — 27/75 [В. Руденко, Ю. Руденко, 1979]; 6 — N 737 [Михеев, 1957]; 7 — N 17/73 [В. Руденко, Ю. Руденко, 1979]; 8 — гастингит N 20—469

по всей видимости, "замаскировано" широким и интенсивным пиком 101 кварца (см. рис. 12), смещение положения двух других пиков относительно сравниваемого эталона, вероятно, является следствием различий в структуре биотита из-за низкого содержания закисного железа в исследуемом минерале (см. табл. 11).

Расхождения в значениях d/n граната из биотитового сланца и эталонного граната более значительны и могут быть удовлетворительно объяснены дискретным характером существующего набора эталонных карточек, с одной стороны, и непрерывным характером изоморфизма в группе граната — с другой. Анализируемый гранат отличается от сравниваемого повышенной магнезиальностью и заметно низкими содержаниями кальция (см. табл. 11).

Из биотит-амфибол-гранатового сланца были проанализированы амфибол, гранат и биотит. Сравнивая d/n граната из сланца с соответствующими линиями эталонных минералов, нельзя отдать предпочтение в отнесении анализируемой фазы ни к спессартину, ни к пиропу; как правило, эти значения занимают промежуточное положение, но такое же, как и положение рефлексов, полученных при съемке шлифа биотитового сланца (рис. 13). Полная сопоставимость результатов фиксируется для амфибола и биотита (табл. 13).

Таким образом, на примере трех шлифов убедительно, по нашему мнению, показано, что петрографический шлиф с полным правом

Гранат		Амфибол		Гранат	
6	7	8	9	10	11
36,91	40,95	43,82	46,60	42,30	44,61
19,24	20,56	14,85	14,88	19,50	18,46
5,04	0,43	3,32	6,23	—	6,83
19,56	26,41	11,15	8,04	10,08	16,59
0,22	0,20	0,68	0,82	0,32	0,26
16,61	6,47	10,20	10,03	4,50	8,08
1,93	2,91	12,07	5,39	19,75	3,03
0,42	1,04	0,27	0,12	0,30	1,39
—	0,28	0,12	0,57	—	0,10
—	0,21	1,79	1,39	—	0,19
—	0,37	—	0,08	—	0,25
—	—	0,04	—	—	—
—	—	1,94	—	—	—
—	—	0,06	—	—	—
—	0,42	—	5,10	—	0,22
99,93	100,25	100,31	99,25	98,71* ²	100,01

[PDF, 1946—1969]; 9 — N 27/75 [В. Руденко, Ю. Руденко, 1979]; 10 — пироп N 2-1008 [PDF, 1946—1969]; 11 — N 27/75 [В. Руденко, Ю. Руденко, 1979].

* В состав ставролита из обр. Ф-286 (1) входит ZnO — 0,86.

*² В состав граната из обр. 2-1008, пироп (10) входит Cr₂O₃ — 1,96.

может быть использован при рентгеноструктурных исследованиях отдельных минералов.

Еще на одном примере покажем, что сказанное выше справедливо и для гидротермально измененных вулканогенных пород. Краткая петрографическая характеристика исследуемой породы: риолитовый туф с пепловой структурой и массивной текстурой, серицитизированный, количественно-минералогический состав — (в %) — ортоклаз — 35, кислый плагиоклаз — 18, кварц — 17, амфибол — 5, серицит — 14, карбонат — 5, хлорит — 3, рудные минералы — 3. Результаты дифрактометрической съемки данного шлифа отражены в табл. 14 и на рис. 14. Дифрактограмма подтверждает присутствие ортоклаза, плагиоклаза (низкого альбита), кварца и гидротермального серицита (2M₁), но не позволяет при данных режимах съемки идентифицировать фазы, содержание которых составляет 3—5%. Важным итогом, полученным в результате измерения дифрактограммы, является возможность однозначного отнесения серицита и политипной модификации 2M₁.

Остановившись на сущности метода, следует показать его возможности для решения ряда петрологических задач: "если еще сравнительно недавно для диагностики руд исследователей вполне удовлетворял ответ, содержащий только название минерала, то сейчас появляется необходимость в более обстоятельных сведениях: знание межплоскостных расстояний, параметров элементарной ячейки (особенно

Таблица 13. Сопоставление результатов рентгеноструктурного анализа петрографического шлифа амфибол-гранатового сланца и монофракций минералов, выделенных из соответствующей ему пробы 27 (CuK α , ДРОН-2, 30кв, 10та) (d/n, в нм)

Эталон*			Амфибол	Эталон**			Эталон**
hkl	I/I ₁	d/n	d/n	hkl	I/I ₁	d/n	d/n
1	2	3	4	5	6	7	8
020	20	0,900					
100	100	0,843	0,843				
200	5	0,472	0,473				
			0,356				
041 } 150 }	50	0,339	0,336				
240	50	0,328	0,327 0,323				
310	70	0,313	0,311				
311	5	0,304	0,304 0,302				
221	40	0,2949	0,2944				
							0,288
				400	25	0,291	0,298
151	60	0,2706	0,2793 0,2713				
241 } 061 }	50	0,2594	0,2595	420	100	0,260	0,258
002 } 260 }	50	0,2559	0,2559				
			0,2459	332	10	0,248	0,246
350	10	0,2380	0,2377				
351	40	0,2343	0,2338	422	16	0,237	0,235

*Гастингсит, N 20—469 [PDF, 1946—1969];

**Спессартин, N 10—354 [PDF, 1946—1969];

**Пироп, N 2—1008 [PDF, 1946—1969];

**Биотит, N 2—0045 [PDF, 1946—1969];

**См. табл. 9.

Гранат	Эталон**			Биотит	Шлиф**	
d/n	hkl	I/I ₁	d/n	d/n	I	d/n
9	10	11	12	13	14	15
	001	100	1,01	1,01		
					4	0,897
					2	0,491
					2	0,436
					4	0,425
					2	0,354
	003	100	0,337	0,337		
					10	0,335
					2	0,321
					1	0,318
					3	0,311
					3	0,310
					1	0,303
					1	0,300
					1	0,293
					1	0,292
0,2905	113	20	0,292	0,292	2	0,2892
					2	0,2714
	201 } 130 }	80	0,266	0,264	4	0,2629
0,2599					9	0,2591
					7	0,2554
	004 } 113 }	40	0,252	0,253		
0,2475					4	0,2454
	201	80	0,245	0,243	4	0,2440
					1	0,2406
0,2371						

Таблица 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
			0,2316 0,2287				
				431	10	0,228	0,226
261 } 332 }	30	0,2158	0,2238 0,2163				
			0,2132				
222 } 402 }	10	0,2015	0,2014	521	16	0,213	0,210
371	5	0,1976					
				611 } 532 }	20	0,1886	0,187 0,182
191 } 0.10.0 }	5	0,1806	0,1804				
601	25	0,1650	0,1646	444	20	0,1681	0,166
				640	30	0,1614	
				642	40	0,1557	0,154
			0,1539				
				800	16	0,1456	
			0,1432				
			0,1373				
				842	60		0,126
				921	5		0,124
		0,1181					
				941	30		0,116
				862	10		0,113
			0,1082				
				666	70		0,107
			0,1066				
				10.4.2	60		0,105
			0,1034				

9	10	11	12	13	14	15
0,2280	040 } 132 }	20	0,228	0,2283	4	0,2280
		80	0,218	0,2184	3 3	0,2237 0,2180
					2 4 2	0,2127 0,2115 0,2084
0,2120						
		80	0,200	0,2032	2	0,2021
		20	0,191	0,1909	2	0,1979
0,1885						
0,1820					5	0,1817
					3	0,1802
		20	0,175		1	0,1728
0,1676		80	0,167	0,1679	3 2	0,1673 0,1659
					2	0,1550
0,1614 0,1552		80	0,154	0,1542	4	0,1541
					3	0,1504
		20	0,147	0,1470	2	0,1470
0,1461						
		20	0,143	0,1440	1	0,1432
					3	0,1375
					3	0,1373
		60	0,136	0,1376	3	0,137
		40	0,133		2	0,1332
		40	0,131		2	0,1314
0,1266 0,1237					1	0,1264
					2	0,1200
					2	0,1181
0,1173					2	0,1153
0,1139					2	0,1132
					2	0,1084
0,1078					1	0,1070
0,1059					4	0,1059
0,1058					3	0,1056
					2	0,1035

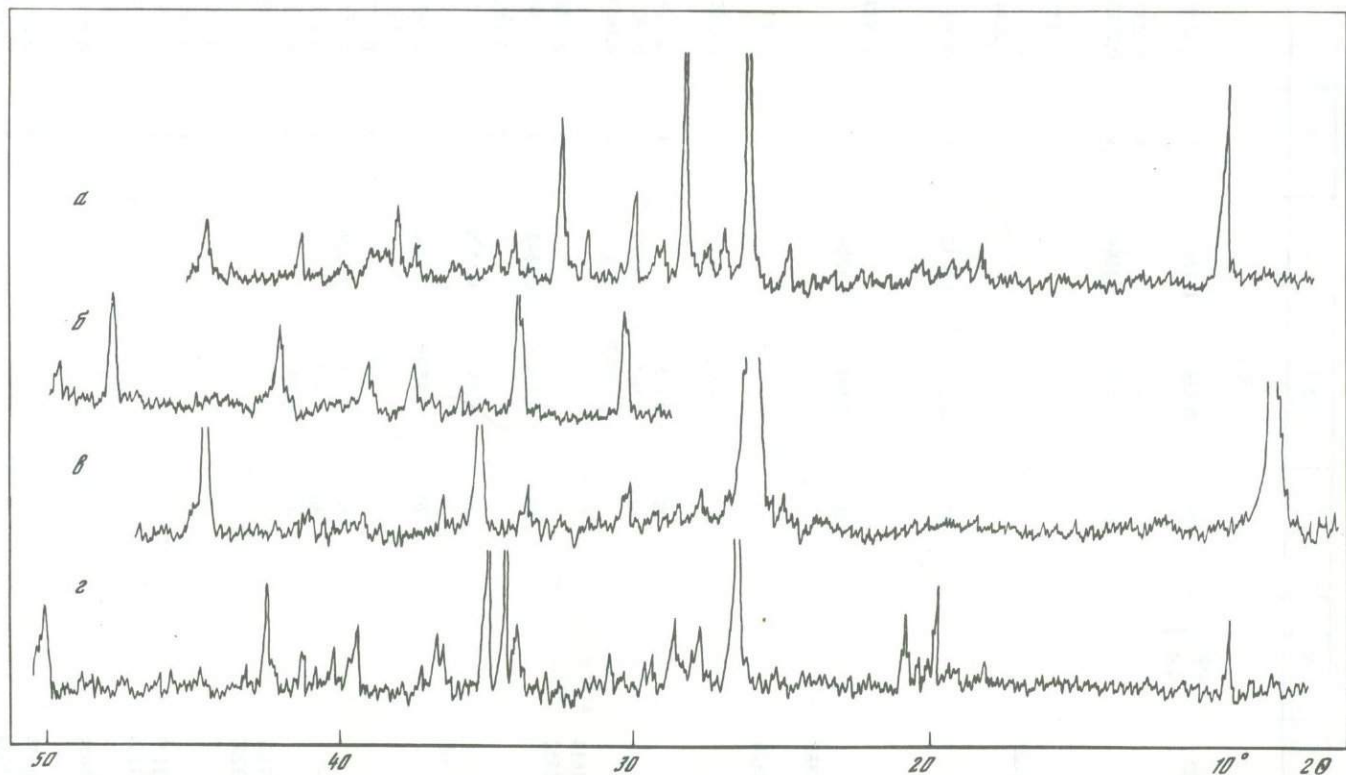


Рис. 13. Сопоставление дифрактограмм, полученных при съемке монофракций амфибола (а), граната (б), биотита (в) и петрографического шлифа (г) порфиробластического биотит-амфибол-гранатового сланца

Таблица 14. Результаты рентгеноструктурного анализа шлифа туфа риолитов (CuK_α, ДРОН-2,30kv, 10ma) (d/n, в нм)

Шлиф		Кварц*		Серицит**		Ортоклаз ³		Альбит**	
I	d/n	I/I ₁	d/n	I/I ₁	d/n	I/I ₀	d/n	I/I ₀	d/n
1	1,56								
1	1,30								
1	1,06								
3	1,00			100	0,996				
3	0,718								
2	0,591				6	0,586	2	0,591	
1	0,523								
2	0,497			80	0,497				
4	0,447			100	0,447				
7	0,425	35	0,426	20	0,43	57	0,422		
4	0,404								
5	0,403							61	0,403
3	0,375			80	0,375			26	0,378
3	0,367							34	0,366
3	0,365								
2	0,350								
2	0,347					52	0,347	5	0,348
10	0,334	100	0,3343	100	0,332	10	0,331		
2	0,329					59	0,328		
3	0,324					54	0,324	58	0,321
5	0,319							100	0,319
2	0,316							30	0,315
2	0,305					59	0,2991		
3	0,2948					7	0,293		
1	0,2928							13	0,2929
2	0,2768			60	0,277	22	0,2767		
1	0,2716								
2	0,2602					18	0,2600		
2	0,2579			40	0,258	21	0,2576		
4	0,2561			100	0,256			12	0,2562
3	0,2460	12	0,2458	40	0,245			9	0,2442
3	0,2280	12	0,2282					2	0,2276
2	0,2238	6	0,2237			1	0,2231		
1	0,2159					1	0,2155		
3	0,2129	9	0,2128	60	0,213	11	0,2125	7	0,2125
2	0,1915	6	0,1980			12	0,1970	3	0,1979
3	0,1919	17	0,1817			4	0,1808	5	0,1803
2	0,1671	7	0,1672			6	0,1674	3	0,1667
3	0,1540	15	0,1541		0,155			2	0,1532
1	0,1502							3	0,1502
2	0,1500			80	0,150				
1	0,1454								
1	0,1428								
3	0,1375		0,1380						

*Кварц, N 5—490 [PDF, 1946—1969].

**Серицит, N 2—0056 [PDF, 1946—1969].

³Ортоклаз, N 22—1212 [PDF, 1946—1969].

⁴Альбит, N 20—554 [PDF, 1946—1969].

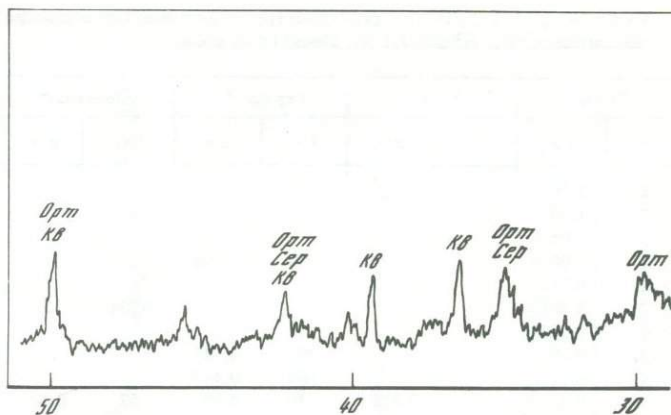


Рис. 14. Дифрактограмма, полученная при съемке петрографического шлифа риолитового туфа.

Рефлексы отражения: аб — альбита, кв — кварца, орт — ортоклаза, сер — серицита

желательно для минералов переменного состава и для минералов с ограниченными изоморфными замещениями" [Безсмертная, Чвилева, 1977, с. 3].

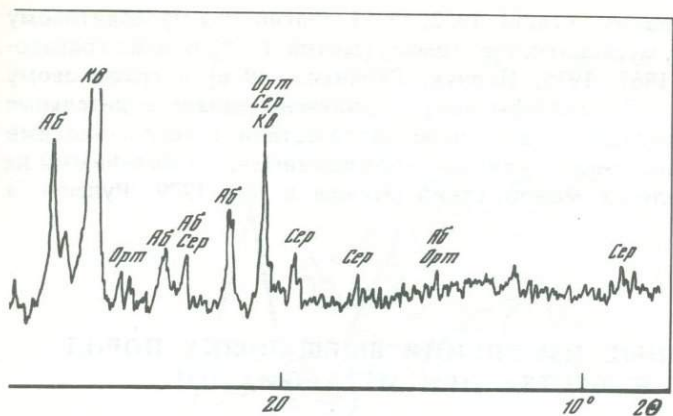
Как указывалось выше, применение рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов в сочетании с микроскопическими исследованиями существенно расширяет возможности получения дополнительной информации о минерале. В частности, помимо установления некоторых параметров минерала (железистость, магниальность, содержание отдельных окислов и др.), определяемых оптическими методами с использованием известных диаграмм "состав—свойство", описанная методика позволяет выявить особенности кристаллической структуры, изменение химического состава в ходе метасоматического преобразования и дает возможность проследить термодинамическую эволюцию минерала.

С помощью дифрактометрических методов можно установить состав и особенности строения минералов и решать вопросы термобарометрии.

Состав. Наиболее распространенные образования в метасоматически измененных породах — смешанно-слоистые силикаты — минералы группы светлых слюд и хлориты. Как правило, эти образования очень мелки, либо находятся в агрегатных сростаниях, и поэтому наиболее приемлемый и сравнительно простой и нетрудоемкий метод их изучения — рентгенодифрактометрический.

Для маложелезистых светлых слюд установлена зависимость [Котов и др., 1969], согласно которой по величине d_{0010} определяется содержание парагонитовой молекулы в мусковите.

В обобщающей работе Байлея [Bailay, 1972], посвященной рентгеноструктурному изучению хлоритов, приводятся данные, позволяющие оценить содержание октаэдрического алюминия и суммы $Al^{IV} + Al^{VI} + Cr$.



Количество тяжелых октаэдрических атомов определяется по параметру b , или d_{060} .

В глиноземсодержащих породах, подвергшихся скарнированию или контактово-метаморфическому воздействию, появляется гранат. Компонентный состав граната, если его выделения достаточно крупны и не содержат включений, устанавливается химическим анализом. Если таковой невозможен, то минеральный состав может быть определен по любым двум из трех параметров: плотность, показатель преломления и величина элементарной ячейки. Используя трехфазные диаграммы [Гиллер, 1962] по полученным координатам осуществляется переход к составу.

При рентгеноструктурных исследованиях отдельных минералов в петрографических шлифах параллельно возможно определение состава плагиоклазов и калий-натровых полевых шпатов (если эти фазы присутствуют в достаточных количествах) [Марфуни, 1962].

Особенности строения минералов. К одной из особенностей минералов, имеющей практическое значение, относится политипия слюд. Определение политипной модификации слюды позволяет в ряде случаев проводить разбраковку рудоносных и безрудных метасоматитов.

Термобарометрия. В настоящее время при петрологических исследованиях находят применение две группы палеотермометров. В основе первой лежат экспериментально полученные зависимости предельной концентрации твердого раствора от температуры кристаллизации (пирит-пирротинный, парагонит-мусковитовый, кальцит-доломитовый и другие палеотермометры). Основу второй группы составляют расчеты зависимости коэффициента распределения изоморфного компонента между сосуществующими минералами от температуры (плагиоклаз-мусковитовый, мусковит-хлоритовый, гранат-биотитовый и др.).

В настоящей работе для определения температур метасоматических процессов использовались мусковитовый [Котов и др., 1969] и кальцит-доломитовый [Таланцев, 1978, 1981; Равинская-Иоффе, 1975] термометры. В целом с применением предлагаемой методики по

пирит-пирротиновому [Arnold, 1962, 1969], плагиоклаз-мусковитовому [Таланцев, 1971], мусковит-хлоритовому [Котов, 1975], биотит-гранатовому [Перчук, 1967, 1970; Перчук, Рябчиков, 1976] и графитовому [Шенгелия и др. 1977] геотермометрам получены удовлетворительные результаты, находящиеся в полном соответствии с геологическими данными и палеотемпературными определениями, основанными на химических анализах монофракций [Кушев и др., 1979; Руденко и др., 1980].

ОКОЛУРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И БАЛАНС ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАСОМАТОЗЕ

В комплексе геологических, геохимических и геофизических работ, направленных на выявление гидротермального оруденения, изучение околорудных изменений вмещающих пород имеет важное и вполне самостоятельное значение как в теоретическом, так и в прикладном отношении. Как неоднократно подчеркивалось многими исследователями, между процессами гидротермального рудообразования и околорудного изменения пород существуют тесные генетические, пространственные и временные связи, причем рудоотложение в гидротермальном процессе занимает строго обусловленное место [Баранов и др., 1962; Гречишников и др., 1974; Гидротермальные месторождения ..., 1978; Казанский и др., 1974; Казицын, 1972а,б; Лисицына, Раудонис, 1970; Наковник, 1970; Омеляненко, 1966, 1978; Омеляненко и др., 1969; Русинов, 1972; Яковлев, 1975]. Установлено, что с определенными типами гидротермальных изменений ассоциируют проявления конкретных рудных элементов: с березитами — золота, серебра, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, урана; с пропилитами — золота; с аргиллизитами — золота, урана; с альбититами — урана; со вторичными кварцитами — алюминия и т.д. Это обстоятельство определяет большое прикладное значение изучения метасоматитов. "Учитывая выдержанность типов околорудных метасоматитов в пределах рудоносных провинций, особого внимания заслуживают изменения пород, аналогичные таковым на месторождениях и рудопроявлениях данного региона" [Омеляненко, 1978, с. 31]. Известно, что большинство проявлений гидротермальной рудной минерализации сопровождается более или менее развитыми ореолами измененных пород [Казицын, 1972б; Омеляненко, 1970; Соколова, 1969], характеризующимися иногда значительным размахом как по вертикали, так и по горизонтали. Поэтому изучение околорудных метасоматитов и их взаимосвязей с другими геологическими процессами имеет значение не только для установления места рудообразования в петрогенном процессе, но и в связи с решением другого важного вопроса — распределения метасоматических образований в пространстве, что дает возможность использования метасоматитов для поисковых целей.

Для гидротермального уран-молибденового оруденения, локализо-

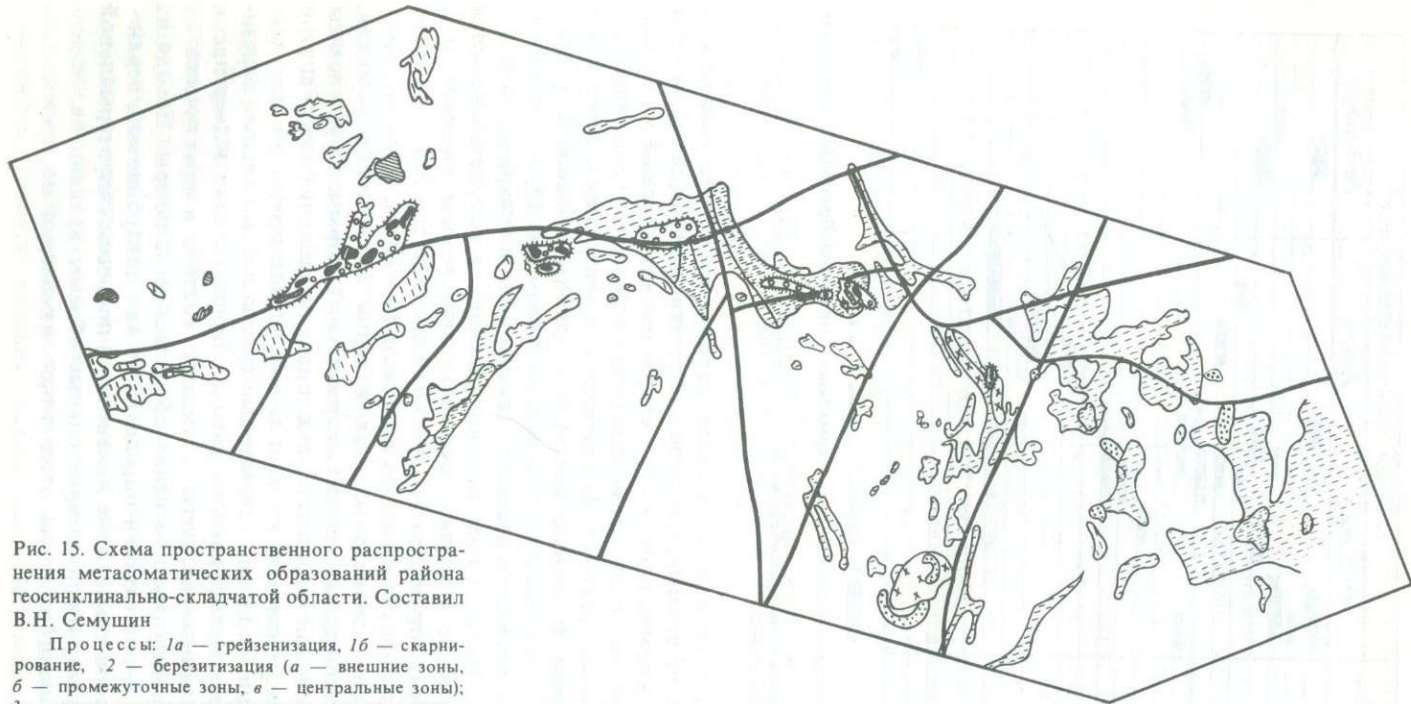
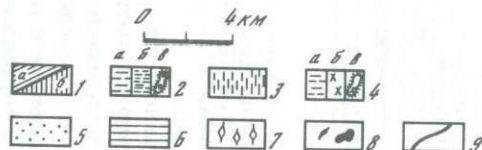


Рис. 15. Схема пространственного распространения метасоматических образований района геосинклинально-складчатой области. Составил В.Н. Семушин

Процессы: 1а — грейзенизация, 1б — скарнирование, 2 — березитизация (а — внешние зоны, б — промежуточные зоны, в — центральные зоны); 3 — эпидот-хлоритовые изменения в породах основного состава; 4 — кварц-альбитовые метасоматиты (см. знак 2); 5 — гематитизация; 6 — гидротермальная аргиллизация; 7 — пострудное кварцевое, кварц-карбонатное, хлорит-карбонатное, карбонатное прожилкование, иногда с сульфидами; 8 — метасоматиты с проявлениями минерализаций; 9 — основные тектонические нарушения



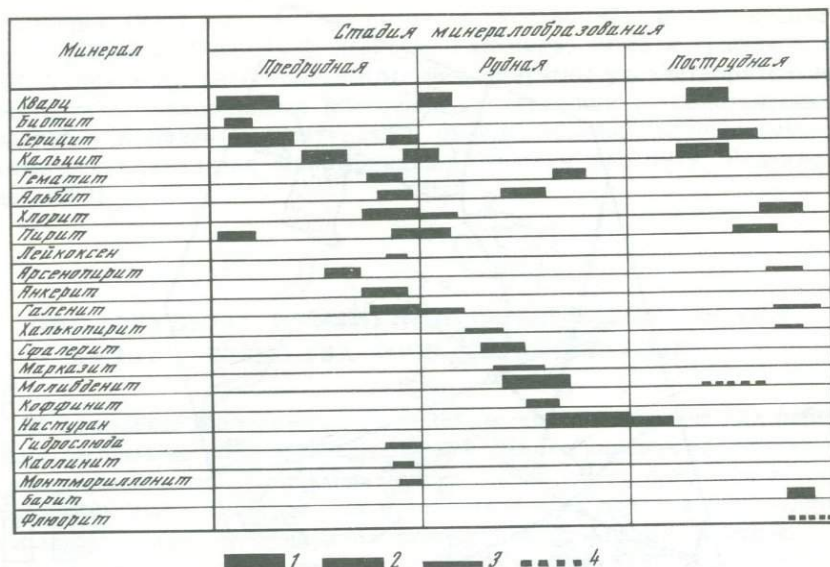


Рис. 16. Схема последовательности гидротермального минералообразования в пределах рудного поля

Характер проявления минералообразования: 1 — очень интенсивный, 2 — интенсивный, 3 — слабый, 4 — очень слабый

ванного в вулканогенных комплексах, характерны четыре типа околорудных изменений вмещающих пород: березитизация, гидротермальная аргиллизация, кварц-альбитовый и кварц-полевошпатовый метасоматоз. Последний тип изменений практически не имеет существенного значения и распространения. На изученных территориях с известными месторождениями и рудопроявлениями уран-молибденовой рудной формации нами установлены и закартированы (рис. 15, 2) березитизированные и аргиллизированные вулканиты и кварц-альбитовые метасоматиты. Наибольшим распространением в районе пользуются березитизированные породы, особенно парагенезисы внешних и в меньшей степени промежуточных зон. Они охватывают как узкие вытянутые зоны протяженностью иногда до 10—12 км, согласующиеся с тектоническими элементами, так и серии сближенных участков, образующих площадные ореолы неправильной формы. Парагенезисы промежуточных зон березитов, как правило, локализуются внутри общего ореола изменения, но иногда они контактируют и с неизменными породами. Площади, занимаемые центральными зонами березитов, имеют ограниченное распространение. Березитизации подверглись в основном вулканиты среднего и кислого состава и практически не затронутые процессами изменения образования кальдеры. Исходя из этого возраст березитизации определяется как докарбоновый, верхнедевонский. Кварц-альбитовые изменения и процессы гидротермальной аргиллизации затронули незначительные объемы вулканитов, максимальные площади развития этих типов изменений не превосходят размеров 2—3 км.

Исходя из реальных соотношений новообразованных минералов, наблюдаемых в прозрачных и полированных шлифах, и пространственных взаимоотношений измененных пород как с тектоническими элементами, так и между собой, последовательность метасоматических процессов на изученной территории может быть выражена следующим рядом: скарнирование, грейзенизация, эпидот-хлоритовые изменения, березитизация, кварц-альбитовый метасоматоз, гидротермальная аргиллизация, пострудное прожилкование. Общая схема последовательности минералообразования гидротермального этапа в вулканогенных породах района показана на рис. 16. Подобные схемы, построенные другими исследователями [Дымков, 1973; Мельников, 1977; Никитин, 1977] для месторождений уран-молибденовой формации в иных регионах, отличаются от данной незначительными деталями, но в целом носят принципиально сходный характер.

В пределах области тектоно-магматической активизации закартированы единичные крупные ореолы распространения березитов (см. рис. 2), но не для каждого из них устанавливается связь с оруденением. На этой же схеме показаны участки гематитизации вулканитов. Здесь же рассматриваются лишь окolorудные изменения.

БЕРЕЗИТИЗАЦИЯ

Процессы березитизации осуществлялись на заключительных этапах геосинклинального развития исследуемых территорий, после консолидации гранитных и субвулканических масс и внедрения наиболее поздних даек основного состава. Для березитов устанавливается контроль крупными тектоническими нарушениями и пространственная связь с кислыми вулканогенными образованиями (см. рис. 1, 15). В полной мере березитизация проявлена на участках I, II и V, где она является дорудной стадией гидротермального этапа минералообразования. Для каждого из этих объектов показаны геологическое строение, состав и характер метасоматических парагенезисов, их взаимоотношения с оруденением, баланс вещества и некоторые физико-химические параметры этого процесса.

Участок I находится в узле сочленения крупных тектонических структур: зоны глубинных разломов субширотного — северо-западного простирания, зоны меридионального разлома, зоны тектонических швов северо-восточного простирания и крупных и мелких оперяющих швов. Ряд разломов выполнен наиболее поздними дайками диоритовых и диабазовых порфиритов и представляет по типу движений малоамплитудные сбросо-сдвиги до 20—40 м. В блоке между этими разломами в центральной части участка интенсивно развиты трещины скалывания.

Участок рудопроявления сложен существенно девонскими вулканогенными образованиями (рис. 17, 18). Нижнедевонские отложения представлены песчаниками, андезитовыми порфиридами, тонкофлюидальными липаритовыми порфирами, лавобрекчиями, кислыми пузыристыми лавами и пирокластическими образованиями дацитовых порфиритов и андезито-дацитовых порфиритов. Эти породы к северо-востоку — востоку от рудопроявления слагают брахиантиклинальное поднятие. Азимут падения пород 220—240° под углом 35—40°

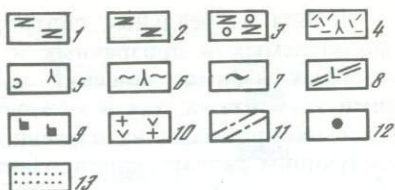
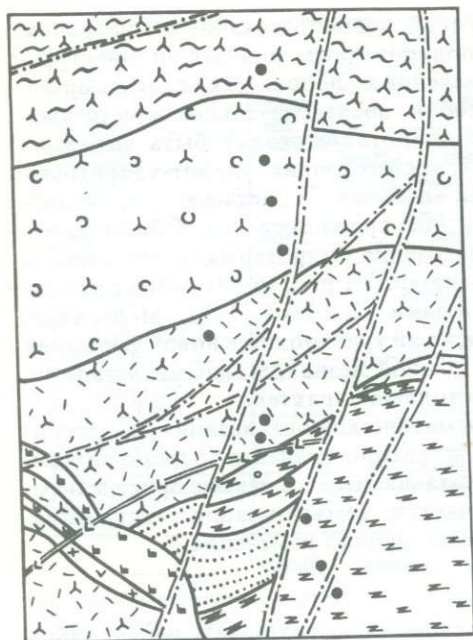


Рис. 17. Схематическая геологическая карта участка I

1 — игнимбритоподобные риолиты, трахириолиты; 2 — туфолавы риолитов и трахириолитов; 3 — пузыристые лавы риолитов и трахириолитов; 4 — кристаллокластические туфы трахириолитов; 5 — пузыристые лавы риолитов; 6 — тонкофлюидальные лавы риолитов; 7 — игнимбриды и сферолитовые лавы; 8 — дайки диабазовых порфиритов; 9 — силлы основного состава; 10 — экструзивные риолиты; 11 — тектонические нарушения; 12 — скважины; 13 — песчаники и алевролиты

Выше несогласно залегают средне- и верхнедевонские породы, представленные горизонтами: 1) дацитовых порфиров с вкрапленниками зонального плагиоклаза, 2) риодацитов с такситовыми текстурами, 3) порфиров и их пирокластических разновидностей с характерной лиловой окраской, 4) игнимбритоподобных риолитов и 5) перлитовых риолитов. Значительную часть площади занимают породы горизонта порфиров с характерной лиловой окраской, с этим же горизонтом связано размещение рудных тел. Нижняя часть разреза представлена (снизу вверх):

Мощность, м

1. Пестрая по составу пачка пород: лавы с прямолинейной флюидалностью, лавобрекции, пузыристые лавы	200
2. Существенно пирокластические образования с грубополосчатыми текстурами: лавы, туфы, туфобрекции риолитов и риодацитов	20—40
3. Поток лав с широко развитыми флюидалными текстурами: игнимбриды, туфолавы, флюидалные лавы риолитов	50—70
4. Пачка лито- и литокристаллокластических туфов дицитового состава ..	50—90
5. Маркирующий горизонт игнимбридов и сферолитовых лав	до 20
6. Пачка тонкофлюидалных лав риолитов	30—50
7. Пузыристые лавы риолитов с характерной скорлуповатой отдельностью	до 40
8. Кристаллокластические туфы	35—50

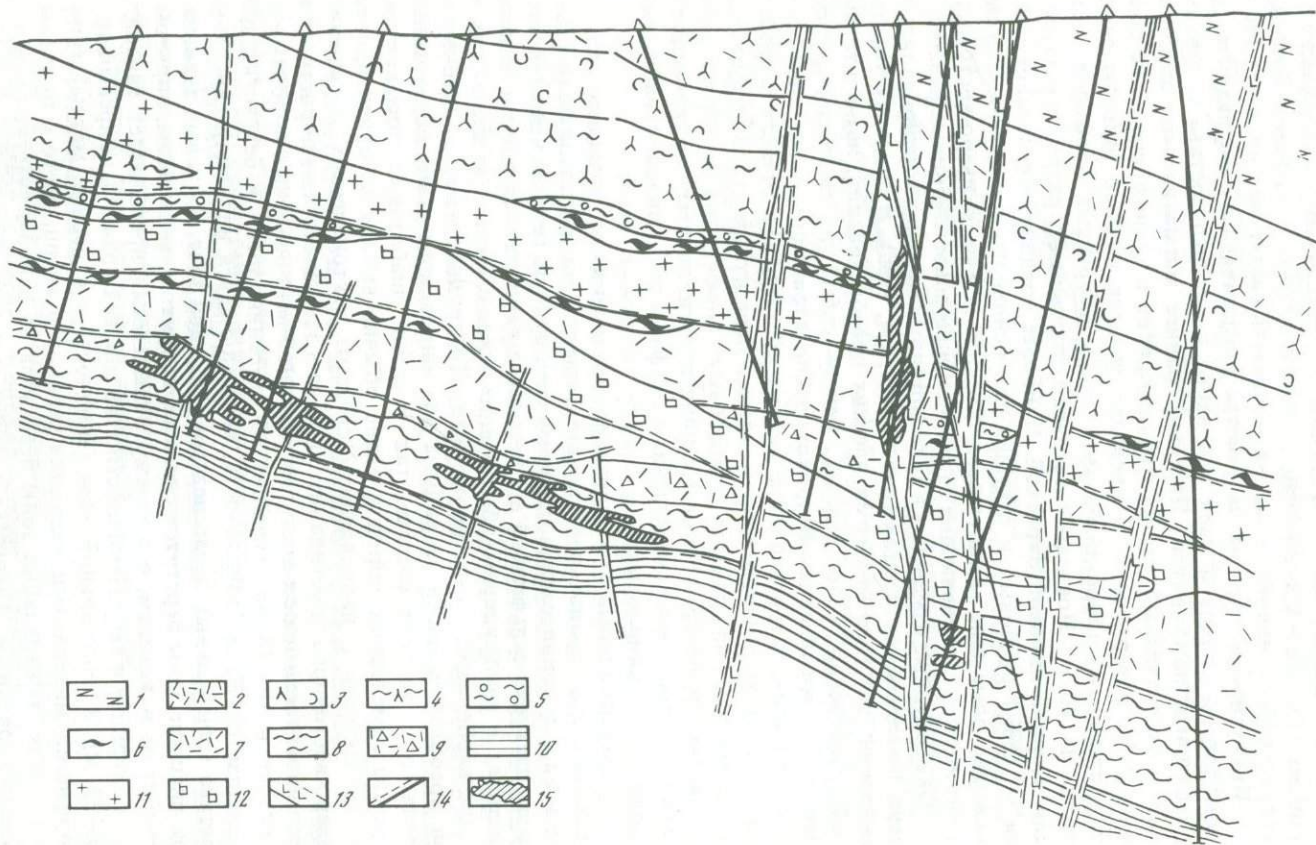
Общая мощность горизонта достигает 560 м. Породы этого горизонта имеют пологое моноклиальное падение на юг и юго-запад с углами 20—35°. Горизонт с размывом перекрывается игнимбритоподобными породами риолитового состава, на контакте между ними присутствует маломощный (до 15 м) горизонт гравелитов,
















песчаников и алевролитов. На игнимбритоподобных риолитах залегают риолиты бурого и красно-бурого цвета с четко выраженной перлитовой структурой основной массы; их мощность составляет не менее 150 м.

Интрузивные породы на участке представлены субвулканическим комплексом силлов и даек основного и кислого состава и дайками диабазовых порфиритов. Наиболее раннее магматическое образование — экструзивный массив гранодиоритов и гранофиров — не обнажается на поверхности. В пределах участка широко развиты силлы порфиритов и габбро-диабазов и силлы кварцевых порфиритов; мощность до 40 м. Последние согласно прорывают разрез риолитов с характерной лиловой окраской. Наиболее поздние образования района — серия силловых и секущих тел основного состава — слагают межпластовые тела мощностью от 2 до 50 м и даек северо-восточного простирания, залечивающих отдельные швы зоны глубинных разломов.

Околорудные изменения в вулканогенных породах картировались на двух шахтных горизонтах (рис. 19—21, см. вкл.). В пределах участка выделены три типа метасоматических преобразований, незначительно пространственно разобщенных между собой и имеющих разные масштабы проявления. Широкое распространение имеют процессы березитизации, затрагивающие кислые вулканы и отчасти основные дайки, меньше развиты сопряженные с березитами кварц-альбитовые метасоматиты по дайкам диабазовых порфиритов и ограниченно проявлены гидротермальные трещинные аргиллизиты, приуроченные к мелким тектоническим нарушениям в туфах и лавах лиловоокрашенных риолитов и трахириолитов.

Гидротермальный этап минералообразования на изученном участке включает три крупные последовательные стадии: предрудную (березитизация и дополнительная пиритизация), рудную (отложение парагенезисов настуран-сульфидной ассоциации и сопряженная с ними гематитизация) и пострудную (образование всевозможных карбонатных и кварц-карбонатных жил и прожилков). Предрудными метасоматическими преобразованиями затронуты как пирокластические образования среднего и кислого состава, так и дайки диабазовых порфиритов. Ореолы измененных пород в плане обычно вытянуты; ориентировка их согласуется с направлением системы тектонических нарушений северо-восточного простирания; ширина в зависимости от пористости и трещиноватости пород достигает 100—150 м (в основных породах это значение в 10—15 раз меньше). В строении ореолов березитизации наблюдается четкая зональность, выражающаяся индивидуальностью состава минеральных парагенезисов в каждой зоне. В кислых вулканах внешние зоны березитов сложены хлоритом, кальцитом, пиритом, серицитом и кварцем, в промежуточных зонах преобладает кальцит, пирит, серицит и кварц (мощности этих зон, как правило, не превышают 40—50 м), в центральной зоне (мощностью в первые метры) типоморфными минералами являются серицит и кварц, часто с пиритом; очень редко центральные зоны березитов на данном участке сложены мономинеральным кварцем; в таких случаях мощность зон не больше 1 см при длине 50—70 см. В дайковых диабазовых порфиритах идеализированная метасоматическая колонка березитов имеет



- | | | | | |
|--|--|--|--|--|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |
|  6 |  7 |  8 |  9 |  10 |
|  11 |  12 |  13 |  14 |  15 |

иной вид: неизменная порода — кварц, ортоклаз, альбит, серицит, анкерит — кварц, ортоклаз, серицит, анкерит — кварц, серицит, анкерит — кварц, серицит. Мощности отдельных зон здесь значительно меньше в сравнении с таковыми в кислых вулканитах: зональность в диабазовых порфиритах может быть целиком прослежена в интервале 5—15 м, а иногда даже в интервале 0,5—1,5 м.

Метасоматическая зональность в березитах фиксируется, кроме того, и изменением свойств некоторых новообразованных минералов. В частности, на основании дифрактометрических определений в метасоматитах установлены две политипные модификации серицита 1М и 2М₁: первая развита во внешних зонах, вторая характерна для внутренних частей ореолов изменения. По параметрам $d_{060} = 0,1499—0,1500$ нм и $d_{0010} = 0,1997—0,1999$ нм серицитов из внешних зон с помощью палеотермометра [Котов и др., 1969] удастся оценить температуру образования слюд (300—280°C). Эти данные согласуются с выводами К.А. Карамяна и Р.Г. Мхитаряна [1980] о развитии в ранних высокотемпературных березитах политипа 2М₁ и серицитов 1М в поздних относительно низкотемпературных. Различия структурных параметров в зависимости от положения минерала в метасоматической колонке характерны и для кальцитов. В безрудных березитах в направлении от внешних к внутренним частям зональности значение $d_{10\bar{1}4}$ кальцита изменяется от 0,3034—0,3035 (шесть определений) до 0,3030 нм (пять определений). Изменения структурных параметров метасоматических минералов в урансодержащих березитах рассмотрены в разделе "Минералогические особенности...".

На березитизированные породы накладываются процессы пиритизации. В отличие от мелкокристаллического раннего пирита (до 0,2—0,4 мм в поперечнике) вновь отлагающийся пирит имеет большие размеры (величина ребра 3—5 мм) и образует крупные скопления (до 10—15 × 20—25 см), локализующиеся в центральных и промежуточных зонах березитов. По результатам спектрального анализа в пиритах поздних генераций устанавливаются повышенные содержания мышьяка (0,1—0,5%), тогда как в первых эти значения составляют 0,05—0,06%. Вместе с пиритом появляются и другие сульфиды: галенит и арсенопирит. Развитие этой ассоциации в пределах участка несовместное и определяется участками сочленения даек основного состава и тектонизированного контакта между кристаллокластическими туфами дацитовых порфиров и лавами риолитов и трахириолитовых порфиров с тектоническими нарушениями высоких порядков северо-восточного — субмеридионального простирания (см. рис. 19—21).

Парагенетические ассоциации рудной стадии накладываются на предрудные изменения и отделены от них во времени тектоническими

Рис. 18. Геологический разрез участка I

1 — игнимбритоподобные риолиты, трахириолиты; 2 — кристаллокластические туфы трахириолитов; 3 — пузыристые лавы со скорлуповатой отдельностью; 4 — тонкофлюидальные лавы риолитов; 5 — флюидальные пузыристые лавы; 6 — игнимбриты и сферолитовые лавы; 7 — кристаллокластические туфы дацитовых порфиров; 8 — лавы, туфолавы с грубополосчатой текстурой; 9 — литокластические туфы, туфобрекчии; 10 — тонкофлюидальные лавы: силлы; 11 — кварцевых порфиров; 12 — основного состава; 13 — дайки диабазовых порфиров; 14 — тектонические нарушения; 15 — рудные тела. Линия разреза проходит через скважины, показанные на рис. 17

подвижками. Рудные парагенезисы локализуются только в пределах центральных и промежуточных зон березитов и в большинстве случаев находятся в тесной пространственной связи с пиритизированными участками. Оруденение представлено настураном, коффинитом, молибденитом с варьирующими количествами пирита, галенита, халькопирита сфалерита и марказита. По данным рентгеноструктурных исследований настураны имеют малые размеры элементарной ячейки $a_0 = 0,538-0,54$ нм и кислородный коэффициент, равный 2,50—2,67; по этим параметрам можно приближенно судить [Дымков, 1973] о низких температурах их образования, укладываемых в интервал 160—180°C. Как правило, все рудные тела сопровождаются ореолом покраснения пород, вызванного тонкораспыленным гематитом. Интенсивность покраснения, по мнению И.В. Мельникова [1977], определяется содержанием урана в минерале, возрастом минерала и содержанием железа в породе вокруг минерала. Следует заметить, что гематитизация больше проявлена в диабазовых порфиритах, претерпевших кварц-альбитовые изменения в отличие от березитизированных пород. Из нерудных минералов в рудах присутствуют хлорит, кальцит, анкерит.

Гидротермальный процесс завершается образованием кальцитовых, кварц-кальцитовых и кварцевых жил и прожилков с пиритом, хлоритом, а иногда и с настураном. В оруденелых породах они обрамляют или пересекают рудные тела, локализуются вблизи их центральных участков, либо выполняют зоны брекчирования. В безрудных березитах прожилки приурочены к раствороподводящим тектоническим нарушениям и, как правило, не содержат совершенно сульфидов. Формы жил — прямолинейные и ветвистые; мощности изменяются от первых миллиметров до 30—50 см.

Для выяснения геохимической сущности процесса были проведены расчеты баланса вещества по методу В.А. Рудника [Казицын, Рудник, 1968]. Для этих целей были собраны и проанализированы пробы, последовательно отражающие степень метасоматического замещения породы от неизмененного члена до конечного продукта ее превращения. Как известно [Боголепов, 1969; Казицын, 19726], действительную картину метасоматического преобразования могут отражать пробы, взятые из одного, сравнительно небольшого штупа равномернозернистой породы, причем желательнее, чтобы соседние пробы контактировали между собой. Поскольку в большинстве своем вулканогенные образования района обладают такситовыми текстурами, т.е. отсутствием гомогенности по всему объему породы, то каждая непрерывная серия образцов, отобранных вкрест зональности, будет характеризовать направленность химизма березитизации только в этом своем, случайно выбранном направлении, а не процесс в целом. По этой причине для иллюстрации геохимических особенностей березитизации из ряда рассчитанных серий были выбраны наиболее типичные для каждой породы и показаны их крайние члены.

Отличительная особенность березитизации — существенный привнос в центральные зоны метасоматической колонки калия вне зависимости от основности пород, вынос натрия и увеличение количества кремне-

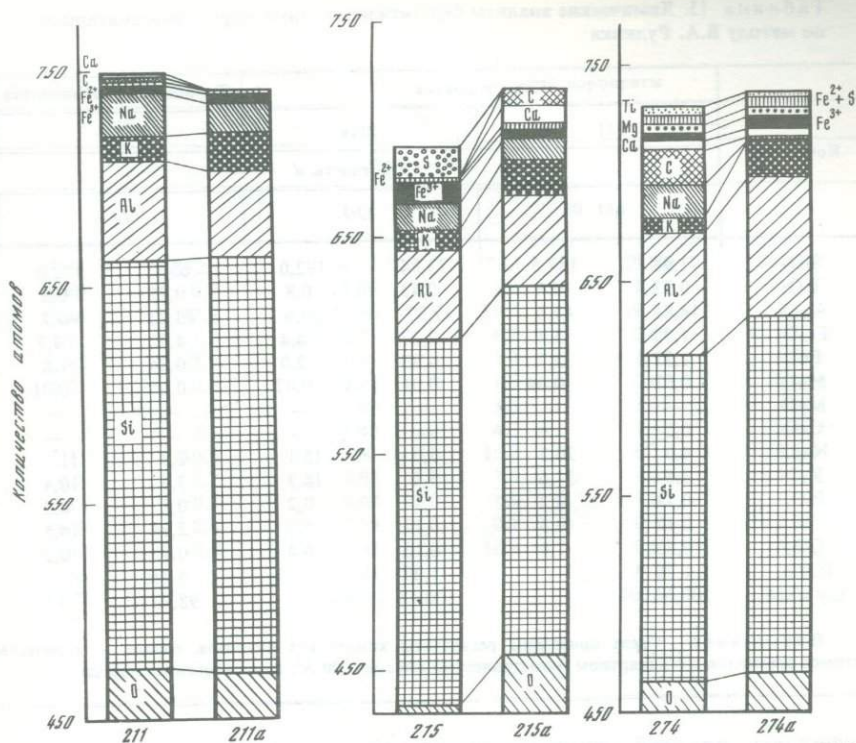


Рис. 22. Диаграмма миграции петрогенных элементов при березитизации риолитов (221), риодацитов (215) и диабазовых порфиритов (274) (из расчета на стандартный геометрический объем 10000 \AA^3)

зема (табл. 15, рис. 22). Минералогически это выражается в развитии кварца и серицита и в разрушении всех темноцветных и натрийсодержащих лейкократовых минералов (альбита и парагонита). Алюминий в этом процессе ведет себя по-разному: из центральной зоны колонки кислых пород (риолиты) избыток алюминия выносится (-6)¹. Незначительный привнос алюминия (+2) в тыловую зону осуществляется в более основных в сравнении с риолитовыми породами (туфолавы риодацитов) и очень заметный (+8) — в диабазовых порфиритах. В риолитах количество общего железа остается практически постоянным, происходит только его перераспределение: за счет замещения пирита гематитом уменьшается содержание двухвалентного железа и сопряженно увеличивается трехвалентного. Для диабазовых порфиритов как для двух-, так и для трехвалентного железа отмечается незначительный привнос (+0,5 и +1).

Из риолитов к концу процесса выносятся равные количества кальция и углекислоты ($-1,4$), т.е. кальцит полностью исчезает. привнос 7,6 атомов кальция и 8,6 атомов углерода в риодацитовые

¹Здесь и далее показано количество атомов элемента в стандартном геометрическом объеме 10000 \AA^3 .

Таблица 15. Химические анализы березитизированных пород, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	Лавы риолитов				Туфолавы радиоацинтов	
	211		211а		215	
	Плотность, <i>d</i>					
	2,61		2,60		2,62	
SiO ₂	71,98	187,5	73,84	192,0	65,4	172,0
TiO ₂	0,32	0,6	0,43	0,8	0,25	0,5
Al ₂ O ₃	14,85	45,8	12,87	39,6	13,22	40,7
Fe ₂ O ₃	1,75	3,4	2,27	4,4	4,92	9,7
FeO	1,22	2,7	0,93	2,0	0,84	1,8
MnO	0,02	0,04	0,01	0,02	0,05	0,01
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	0,5	1,4	—	—	—	—
Na ₂ O	4,0	20,3	3,0	15,1	2,3	11,7
K ₂ O	3,5	11,6	5,5	18,3	3,1	10,4
P ₂ O ₅	0,11	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2
S	0,12	0,5	0,11	0,5	2,94	14,5
CO ₂	0,53	1,8	0,13	0,4	0,1	0,3
П.п.п.	1,74	—	1,29	—	5,75	—
Сумма	100,64	—	100,48	—	98,97	—

Примечание. Слева приведены результаты химических анализов, справа — количество атомов элементов в стандартном геометрическом объеме 1000 Å³; а — измененная порода.

туфолавы, по всей вероятности, нельзя соотносить с образованием кальцита в предрудную стадию, так как согласно микроскопическим наблюдениям кальцит в данном образце является пострудным. Так же, как и для риолитов, из центральных зон диабазовых порфиритов выносятся кальций (—1) и углекислота. Фосфор в риолитах и риодацинтах инертен; содержание его в ходе процесса не меняется: в диабазовых порфиритах количество его возрастает втрое (+2,8).

В целом химизм березитизации кислых вулканитов определяется интенсивным привносом калия и выносом натрия из тыловых частей метасоматической колонки, незначительным увеличением количества кремнекислоты и титана и относительно инертным поведением глинозема и фосфора. Процесс проходит с уменьшением плотности породы. В основных породах тенденция в поведении щелочей и кремнекислоты такая же, как и в кислых, четко проявлены вынос из пород титана, марганца и углекислоты и привнос алюминия и железа. Березитизация в диабазовых порфиритах, как правило, протекает без существенного изменения плотности.

Для характеристики радиогеохимических особенностей березитизации были проанализированы породы, располагающиеся за пределами ореолов рассеяния рудного вещества.

Исходя из этих данных можно утверждать, что во внешних зонах березитов по кислым вулканитам и в пределах всего ореола изменения диабазовых порфиритов не происходит заметных изме-

Туфолавы радиоацитов		Диабазовые порфириды			
215а		274		274а	
Плотность, <i>d</i>					
2,61		2,80			
67,96	172,1	54,72	153,1	59,52	167,1
0,46	0,9	1,86	3,9	1,3	2,6
13,86	42,8	16,86	55,7	19,3	63,8
1,9	3,7	2,25	4,7	2,69	5,7
1,62	3,5	1,41	3,3	1,63	3,8
0,05	0,1	0,42	1,0	0,05	0,12
—	—	0,87	3,6	1,05	4,4
2,73	7,6	1,45	4,3	1,12	3,4
2,1	10,6	2,8	15,2	0,1	0,5
4,7	5,7	1,97	7,0	4,3	15,4
0,11	0,2	0,64	1,5	1,83	4,3
0,09	0,4	0,18	0,1	0,26	1,3
2,42	8,6	4,43	16,9	0,9	3,4
3,36		11,05		6,76	
101,36		100,91		100,81	

нений в содержании урана, исключая некоторый его вынос из риодацитовых туфолав. По направлению от внешних к внутренним частям ореола количество урана в риолитах и риодацитах возрастает, причем центральные зоны незначительно отличаются содержанием элемента от промежуточных. Все это свидетельствует об относительном накоплении урана при березитизации кислых вулканитов. Минералами-концентраторами урана во внутренних зонах березитов, по мнению ряда исследователей [Омельяненко и др., 1973; Гребенчиков и др., 1981], являются псевдоморфозы лейкоксена и пирита по цветным минералам; кроме того, уран присутствует предположительно в виде собственного уранового минерала, образующего тончайшие оболочки вокруг вкрапленников пирита.

Таким образом, кислые вулканиты и дайки основного состава участка I претерпели метасоматические преобразования гидротермального этапа, осуществлявшегося в предрудную, рудную и пострудную стадии. К предрудным изменениям относятся процессы березитизации, выразившиеся в образовании кварц-серицит-пиритовых парагенезисов в кислых породах и кварц-серицит-анкеритовых с пиритом в основных. В ходе березитизации пород относительно растворопитающей трещины возникает метасоматическая зональность, характеризующаяся специфическим для каждой зоны набором новообразованных минералов, имеющих определенные особенности состава и структуры в зависимости от положения в метасоматической колонке. Процессы березити-

зации протекают при температурах начиная с 280—300°С. Химизм изменения определяется высокой миграционной способностью щелочей и углекислоты. В ходе березитизации происходит накопление в породах калия и кремнекислоты и вынос натрия; из основных пород, кроме того, выщелачиваются титан, марганец, кальций и углекислота. Характерная особенность процесса — накопление урана во внутренних зонах метасоматической колонки кислых вулканогенных пород.

Участок II сложен эффузивно-пирокластическими и терригенными образованиями девона (рис. 23). Нижне- и среднедевонские породы представлены микропорфиритами, дацитовыми порфирами, миндалекаменными андезитовыми порфиритами, тонкофлюидальными риолитами, их лавобрекчиями и пузыристыми лавами, красноцветными полимиктовыми песчаниками. Все породы залегают моноκлинално с падением на юго-запад. Мощность перечисленных образований в пределах рассматриваемой площади не превышает 1000—1200 м.

С небольшим угловым несогласием на отложениях нижнего—среднего девона залегают породы свиты средне-верхнедевонского возраста (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Горизонт риолитов с зональным строением вкрапленников плагиоклаза	до 50
2. Горизонт риолитов с такситовыми текстурами	25
3. Горизонт порфиров и их пирокластических разновидностей с характерной лиловой окраской, включающий:	
а) массивные и флюидальные риолиты бурого цвета	80—100
б) пузыристые лавы	45—50
в) тонкофлюидальные лавы и песчаники	15—20
г) лавы риолитов с широко развитыми флюидальными текстурами с прослоями лавобрекчий, туфов кислого состава, туфобрекчий и сферолито-пузыристых лав	100—120
д) литокристаллоκластические туфы и туфоконгломераты	до 80
е) пачку пузыристых лав (соответствующая маркирующим лавам участка 1)	до 5
ж) грубо- и тонкофлюидальные лавы с плитчатой отдельностью	90—100
з) пачку риолитовых лав со скорлуповатой отдельностью	до 160
и) пачку литокристаллоκластических туфов	50—160
4. С размывом залегают горизонт игнимбритоподобных риолитов, включающий:	
а) пачку красноцветных полимиктовых песчаников (гравелиты, туфопесчаники и иногда мелкогалечные конгломераты)	до 85
б) пачку игнимбритов риолитового состава	5—10
в) пачку игнимбритоподобных риолитов	600—750
г) пачку пузыристых туфолав	45—55
д) пачку пузыристых лав	55—65
5. С размывом залегают пачка сферолитовых лав, пузыристых туфолав, туфоконгломератов с красноцветными песчаниками в основании	350—400
6. Туфы и туфобрекчии кварцевых порфиров верхнедевонского — турнейского возраста, залегающие почти горизонтально на породах нижележащих толщ	50

Интрузивные породы представлены субвулканическими и послегранитными дайковыми образованиями. К субвулканическому комплексу относятся дайкообразные тела и массив экструзивных риолитов, неκκ тонкофлюидальных риолитов, дайки кварцевых порфиров, дайки и силлы кварц-диоритовых порфиритов. Представители дайкового ком-

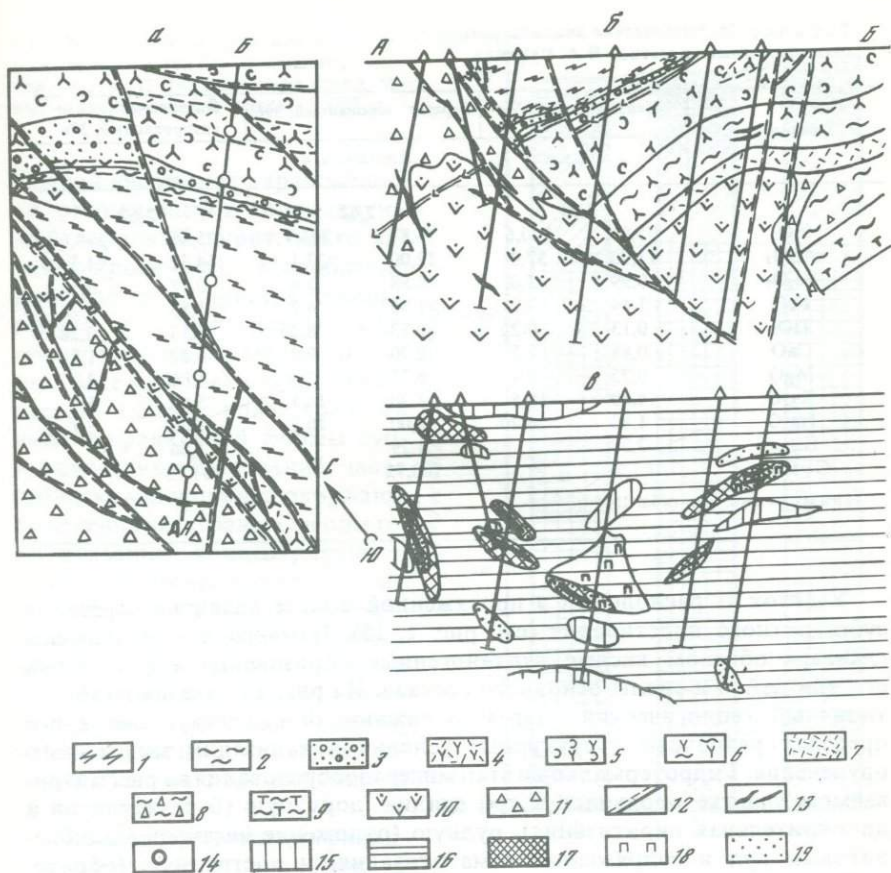


Рис. 23. Схематическая геологическая карта участка II (а), геологический разрез (б) и схема распределения метасоматических образований (в)

1 — игнимбритоподобные риолиты, трахириолиты; 2 — туфолавы риолитов и трахириолитов; 3 — алевриты, песчаники, гравелиты; 4 — кристаллокластические туфы трахириолитов; 5 — пузыристые лавы риолитов со скорлуповатой отдельностью; 6 — тонкофлюидальные лавы риолитов; 7 — кристаллокластические туфы дацитовых порфиров; 8 — лавобрекчии и пузыристые лавы; 9 — туфолавы дацитовых порфиров; 10 — экструзивные риолиты жерловой фации; 11 — экструзивные риолиты пирокластической фации; 12 — тектонические нарушения; 13 — рудные тела; 14 — скважины; зоны березитизированных пород: 15 — внешние, 16 — промежуточные, 17 — центральные; 18 — пиритизированные породы; 19 — гематизированные породы

плекса — дайки диоритовых, кварц-диоритовых и диабазовых порфиров. Самые древние дайки имеют северо-западную ориентировку, совпадающую с направлением зоны глубинных разломов. Дайки близмеридионального направления соответствуют по составу кварц-диоритовым порфирирам. Самые молодые, как и на участке 1, и наиболее распространенные — дайки диабазовых порфиров, имеющие северо-восточную ориентировку.

Рудные тела приурочены к юго-восточному экзоконтакту экструзива риолитов и локализуются также в слоистом разрезе порфиров с характерной лиловой окраской.

Таблица 16. Химические анализы риолитов, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	Неизменный, 39а		Березитизированный, 39б		Интенсивно березитизированный, 39в	
	Плотность, <i>d</i>					
	2,64		2,62		2,62	
SiO ₂	75,84	200,6	76,87	201,9	75,60	198,6
Al ₂ O ₃	11,90	37,0	12,00	37,1	14,32	44,3
Fe ₂ O ₃	0,99	2,0	0,88	1,6	0,17	0,3
FeO	1,44	3,2	1,90	4,2	1,83	0,26
TiO ₂	0,13	0,26	0,13	0,26	0,13	0,26
CaO	0,88	2,5	0,70	2,0	0,52	1,5
MgO	0,75	2,9	0,75	2,9	1,00	3,9
K ₂ O	4,60	15,5	4,20	14,1	5,00	5,1
Na ₂ O	1,80	9,20	2,00	10,2	1,00	5,1
П.п.п.	2,24		1,29		1,56	
Сумма	100,57		100,72		101,13	

Примечание: см. табл. 15.

Участок II расположен в протяженной полосе развития березитов субширотного простирания (см. рис. 1, 15). Изменениям подвержены главным образом кислые вулканогенные образования и в меньшей степени дайки и силлы основного состава. На рис. 23 показан наиболее типичный геологический разрез, отражающий существующие в его пределах различные структурные условия локализации эндогенного оруденения. Гидротермальный этап минералообразования на рассматриваемом участке проявился в три стадии: дорудную (березитизация и дополнительная пиритизация), рудную (отложение настуран-молибденовых руд и сопряженная гематитизация) и пострудную (образование кварц-карбонатных прожилков). Минеральные парагенезисы березитов имеют большой размах по вертикали (пройденные скважины глубиной до 400 м не вышли из ореола измененных пород), причем внешние зоны метасоматитов вследствие значительного эрозионного среза имеют ограниченное распространение, максимально проявлены промежуточные и в виде узких линейных ореолов картируются центральные зоны. Метасоматическая колонка березитов по кислым вулканогенным породам участка может быть представлена в следующем виде: неизменная порода → кварц + ортоклаз + олигоклаз + хлорит + серицит + пирит → кварц + серицит + альбит + хлорит + пирит → кварц + серицит + пирит → кварц + серицит.

Процессы наложенной дорудной пиритизации приурочены к контактам экструзивных риолитов со стратифицированными толщами и к послонным тектоническим нарушениям в кислых лавах и туфолавлах. Пирит в таких участках имеет светло-желтый в отраженном свете цвет, кристаллы мелкие (до 0,1 мм в поперечнике) идиоморфные. В равновесии с пиритом находится сфалерит. Образование настуран-молибденовых парагенезисов хронологически отделено от процессов пиритизации тектоническими подвижками. Настуран выделяется в виде

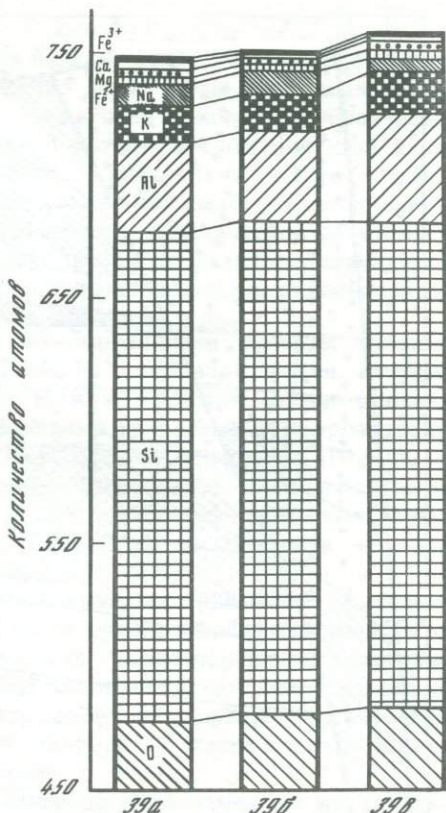
Рис. 24. Диаграмма миграции петрогенных элементов при березитизации риолитов участка II (из расчета на стандартный геометрический объем 10000 А³)

мелкой дисперсной вкрапленности, окружающей и корродирующей дорудный пирит, часто кактаклазированный. Молибденит развивается пространственно вместе с настураном в виде метасоматических маломощных (не более 0,02 мм) и непротяженных (1—1,5 мм) прожилков или в виде неправильной формы субграфических образований; часто таблички молибденита окружают выделения настурана. Ореолы гематитизации концентрируются преимущественно вокруг рудных тел, дисперсные выделения гематита равномерно распределены в породе, либо сосредоточены в полевых шпатах. Типоморфные минералы пострудной стадии, помимо кварца и кальцита, содержит галенит, хлорит, пирит, халькопирит.

Химизм березитизации риолитов определяется привнесом в центральные зоны метасоматической колонки кальция (+1,2), алюминия (+6,3) и двухвалентного железа (+0,8) и выносом натрия (-4,1), трехвалентного железа (-1,7) (табл. 16, рис. 24). Кроме того, внутренние зоны в сравнении с неизменными породами характеризуются повышенным содержанием магния (+1) и пониженным — кальция (-1). В ходе березитизации совершенно инертен титан; кремнекислота в незначительных количествах выносится из центральных зон метасоматической колонки и откладывается в периферических участках. Для радиоактивных элементов устанавливается отчетливая тенденция к накоплению урана к инертному поведению тория в процессе березитизации кислых вулканитов.

Вывод о накоплении урана в продуктах березитизации кислых вулканитов находит подтверждение и у других исследователей. Е.В. Плющев [Методика ..., 1981] показал, что с увеличением степени метасоматического замещения исходных пород новообразованными минералами происходит прогрессивное увеличение содержания урана в метасоматите независимо от состава и происхождения пород.

Таким образом, гидротермальный этап минералообразования на участке II осуществлялся в предрудную, рудную и пострудную стадии.



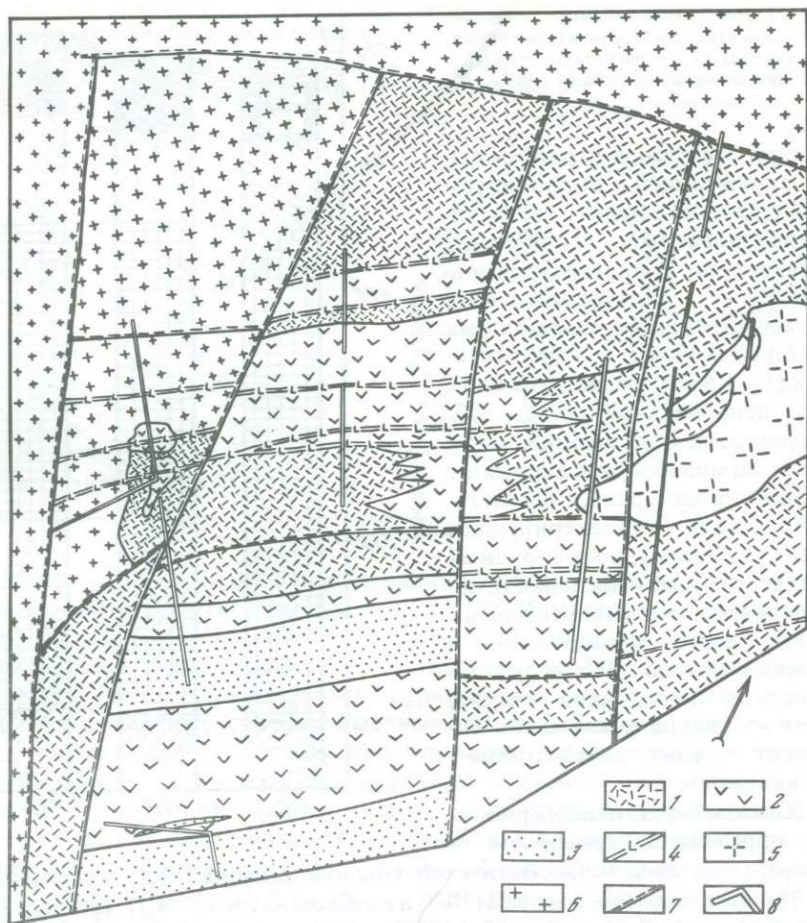


Рис. 25. Схематическая геологическая карта участка V. Составил В.Н. Семушин

Покровная фация: 1 — туфы смешанного, преимущественно дацитового состава, 2 — туфы, туфолавы кварцевых порфиров, трахириолитов, 3 — туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты; 4 — микродиориты, андезитовые порфириты дайкового комплекса; 5 — гранит-порфиры, кварцевые порфиры, трахиты субвулканического комплекса; 6 — роговообманковые граниты; 7 — тектонические нарушения; 8 — горные выработки

Процессы предрудной березитизации охватили большие объемы кислых вулканогенных пород. В пределах участка наибольшим распространением пользуются парагенезисы промежуточных зон метасоматической колонки березитов, являющиеся фоном для дополнительной пиритизации и пространственно совмещенной с настуран-молибденитовым оруденением гематитизации. Химизм березитизации определяется выносом из пород натрия, перераспределением в пределах зональности кремнекислоты и привносом калия и алюминия. Березитизация способствует накоплению урана в продуктах изменения пород.

Участок V. В пределах участка (рис. 25) выделяются образования

покровной, жерловой и субвулканической фаций. К покровным фациям принадлежат туфы риолитов и дацитовых порфиров с прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов и редкие маломощные штоки андезитов. В основании покровной фации лежат туфы кварцевых порфиров. Жерловые фации представлены автомагматическими брекчиями, игниобритами и туфами дацитового состава. Отложения этой фации образуют изометричные в плане тела, центральные части которых сложены крупнообломочными туфолавами и игниобритами; цемент — лавы дацитового состава. Образования субвулканической фации представлены кварцевыми порфирами, риолитами с фельзитовой структурой, гранит-порфирами, гранодиоритами, лавами дацитов и трахиандезитов. Они образуют штоки, силлы и дайкообразные тела.

Непосредственно в пределах рудопроявления развиты главным образом пирокластические образования покровной фации, которые представлены двумя горизонтами. Нижний горизонт сложен мелко- и среднеобломочными туфами, туфолавами кварцевых порфиров, трахириолитов, ортофиоров; видимая мощность горизонта — 100—150 м. Верхний горизонт сложен туфами смешанного, преимущественно дацитового состава с линзами и прослоями туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов. Породы этого горизонта — рудовмещающие; мощность 200—300 м.

Общее залегание пород моноклиальное (220—240° с углами падения 25—40°). В центральной части рудопроявления располагается штокообразное тело субвулканических гранит-порфиров, кварцевых порфиров, трахипорфиров. Породы рудопроявления рассечены серией разноориентированных даек микродиоритов, андезитовых, андезитобазальтовых порфиритов и сиенито-диоритов. С севера и запада породы рудопроявления прорваны гранитами.

Процессы гидротермального минералообразования так же, как и на выше рассмотренных рудопроявлениях, осуществлялись на заключительных этапах развития территории, после завершения магматической деятельности и после внедрения даек основного состава. Изменения гидротермального этапа обязаны своим возникновением возобновлению тектонической деятельности в районе. В отличие от интенсивного проявления метасоматических процессов в пределах участков I и II оруденение на данном участке при сходстве основных признаков характеризуется слабым развитием околорудных изменений.

Минералообразование гидротермального этапа проходило в три стадии: предрудную березитизацию, рудную и пострудную кварцкарбонатную. Положение участков березитизированных пород контролируется субширотными тектоническими нарушениями и узлами их сочленения с меридиональными разломами. Форма и размеры метасоматических зон березитов в плане согласуется с ореолами радиоактивности пород (рис. 26, см. вкл.); на радиометрической карте участка березитизированные вулканы располагаются внутри ореола, ограниченного изолинией 40мкр/час. Как показано на рис. 26, ореолы имеют форму узких протяженных зон с размерами от 5—10 до 40—50 м по ширине и длиной от 30 до 150—180 м. Березитизации подверглись главным образом вулканы риолитового и дацитового состава.

Таблица 17. Парагенезисы березитов в вулканогенных породах участка V

Зона	Минеральный состав	Режим компонентов	
			Подвижные
0	Риолиты и дациты	—	—
1	Кварц + ортоклаз + плагиоклаз + серицит + хлорит + пирит	Al, Fe, Si, Mg, Na, K, Ca	O ₂ , S, H ₂ O
2	Кварц + серицит + альбит + хлорит + пирит	Al, Fe, Si, Na, Mg	K, O ₂ , S, H ₂ O, Ca
3	Кварц + серицит + альбит + пирит	Al, Fe, Si, Na Инертные	Mn, K, O ₂ , S, H ₂ O, Ca
4	Кварц + серицит + пирит	Al, Fe	Si, Na, Mg, K, O ₂ , S, H ₂ O, Ca
5	Кварц + серицит	Al	Fe, Si, Na, Mg, K, O ₂ , S, H ₂ O, Ca
6	Кварц	—	Все компоненты вполне подвижны

Идеализированная метасоматическая колонка березитов по кислым и средним вулканитам рудопроявления помещена в табл. 17.

В действительности метасоматическая зональность в породах участков не получает полного развития. Как правило, отдельные зоны идеализированной колонки выпадают; чаще ими оказываются центральные — пятая и шестая, но нередко, особенно на поверхности, могут отсутствовать зоны с четвертой по шестую. Процесс березитизации начинается с появления серицита и с замещения темноцветных минералов (биотита и амфиболов) хлоритом и пиритом. В направлении к центру зональности происходит альбитизация плагиоклаза и замещение его серицитом и пиритом (рис. 27). Переход к промежуточным и центральным зонам определяется последовательным исчезновением хлорита, альбита и пирита. В исключительных случаях березитизация заканчивается образованием центральной кварцевой зоны мощностью в первые миллиметры.

В результате рентгеноструктурных исследований серицитов из березитизированных вулканитов установлено, что все они (за редким исключением) принадлежат к политипной модификации 2M₁ со средней величиной параметра *b*, равной 0,898 нм (пять определений), что свидетельствует (как будет показано ниже) о принадлежности метасоматитов к ураноносным. Температуры, получаемые на основании этих же данных с использованием мусковитового термометра [Котов и др., 1969], лежат ниже предела надежности палеотермометра и соответствуют значениям, меньшим 250°С.

Парагенезисы рудной стадии локализуются в центральных и промежуточных зонах метасоматической колонки березитов. Руды, судя по данным микрорадиографии, имеют дисперсные и эмульсионно-дисперсные текстуры. Урановая минерализация представлена предположительно уранинитом (дифрактометрическое изучение шлифов урансодержащих пород позволило установить фазу с параметром

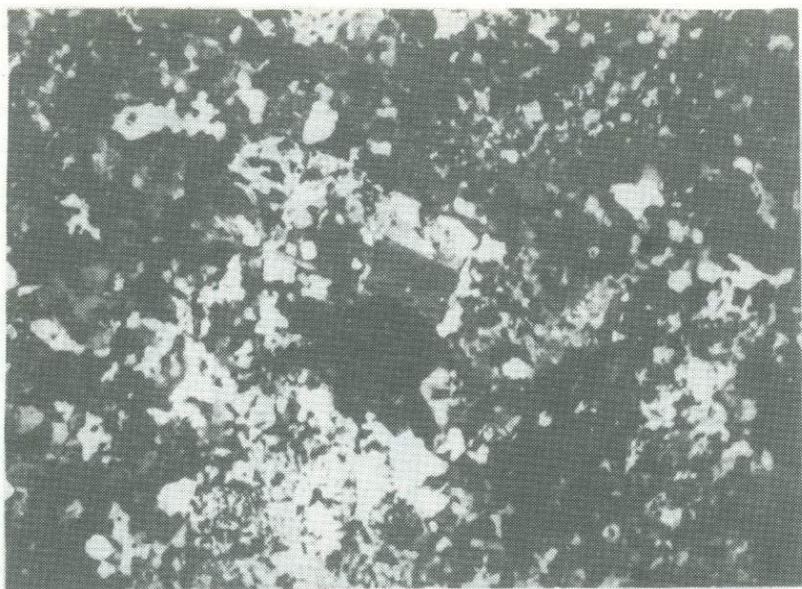


Рис. 27. Замещения плагиоклаза (в центре) серицитом и пиритом. Николи +, увел. 65

элементарной ячейки $a_0 = 0,547$ нм). О генетическом родстве процессов березитизации и рудоотложения могут свидетельствовать: а) пространственная связь, б) конформность ореолов радиоактивности и березитизации и в) изотопный возраст оруденения в 110—120 млн. лет (по данным В.Л. Верника и В.Я. Богатыря), соответствующий периоду тектонической активизации, с которой связан предрудный метасоматоз.

Завершающая стадия гидротермального этапа минералообразования — развитие редких маломощных кварц-карбонатных прожилков, распространенных только вблизи и в пределах рудных зон.

Химическая сущность березитизации вулканитов определяется интенсивным привносом в породы калия (до +7,8), кремнекислоты (+5,6) и существенным выносом из пород натрия (-7,2), двух- (-1,5) и трехвалентного железа (-5,4) (табл. 18, рис. 28). Кроме того, кислые вулканиты при березитизации обедняются кальцием (-0,5), магнием (-2) и алюминием. В целом процесс приводит к уменьшению плотности породы (табл. 18).

Для характеристики поведения радиоактивных элементов в ходе березитизации вулканитов анализировались пробы, отобранные вне ореолов рассеяния рудного вещества. Опробованию подвергались участки березитизированных пород, расположенные на удалении от рудных тел, но контролирующиеся теми же тектоническими элементами, что и ураноносные метасоматиты. По направлению от неизменной породы к центральным зонам метасоматической колонки происходит постепенное увеличение количества урана; в изменении

Таблица 18. Химические анализы березитизированных риолитов (обр. 147, а, б, в) и их туфов (обр. 67, а, б, в), пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	147а		147б		147в	
	Плотность, <i>d</i>					
	2,65		2,60		2,60	
SiO ₂	74,52	197,8	77,02	200,6	78,07	203,4
TiO ₂	0,22	0,44	0,22	0,4	0,24	0,47
Al ₂ O ₃	12,08	37,9	12,21	37,5	10,09	31
Fe ₂ O ₃	1,91	3,8	2,12	4,2	1,76	3,5
FeO	2,07	4,6	1,88	4,1	1,44	3,1
MnO	0,14	0,3	0,15	0,3	0,06	0,1
MgO	0,52	2,1	0,24	0,9	0,03	0,1
CaO	0,2	0,6	0,6	1,7	0,04	0,1
Na ₂ O	2,62	13,5	1,90	9,6	1,25	6,3
K ₂ O	3,4	11,5	4,2	14	5,8	19,3
P ₂ O ₅	0,06	0,14	0,06	0,05	0,02	0,04
CO ₂						
П.п.п.	2,24	1,12	1,12		1,54	
Сумма	99,98		101,12		100,34	

Примечание. См. табл. 15. а — неизменная порода, б — умеренно березитизированная порода, в — интенсивно березитизированная порода.

Таблица 18 (окончание)

Компонент	67а		67б		67в	
	Плотность, <i>d</i>					
	2,57		2,56		2,52	
SiO ₂	72,0	185,4	72,44	185,8	75,37	190,3
TiO ₂	0,24	0,46	0,26	0,5	0,40	0,8
Al ₂ O ₃	13,72	41,7	13,88	42	14,00	41,77
Fe ₂ O ₃	4,50	8,7	4,43	8,5	1,73	3,3
FeO	0,88	1,9	0,35	0,8	0,19	0,4
MnO	0,02	0,04	0,02	0,04	0,02	0,04
MgO	0,27	1	0,27	1	0,24	1
CaO	0,10	0,3	0,04	0,1	0,04	0,1
Na ₂ O	0,94	4,7	0,64	3,2	0,61	3
K ₂ O	3,62	9,3	3,96	13	4,25	13,7
P ₂ O ₅	0,05	0,1	0,05	0,1	0,11	0,2
CO ₂	0,55	1,9	0,45	1,6	0,23	0,8
П.п.п.	3,42		3,98		2,80	
Сумма	100,31		100,77		99,99	

содержания тория в ходе процесса не отмечается заметных закономерностей.

Таким образом, гидротермальная деятельность в вулканогенных породах участка V характеризуется такими же признаками, как на других рассмотренных выше участках. Изменения осуществлялись на заключительных этапах геологического развития территории и связаны

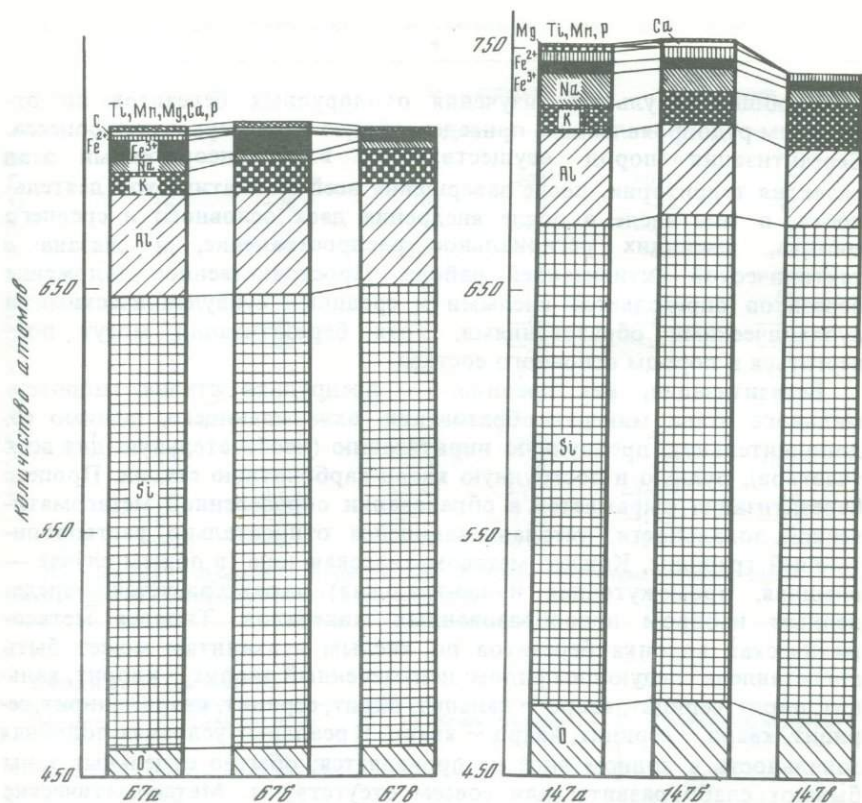


Рис. 28. Диаграмма миграции петрогенных элементов при березитизации риолитов (147) и их туфов (67) (из расчета на стандартный геометрический объем 10000 \AA^3)

с тектоно-магматической активизацией района. Минералообразование гидротермального этапа включает предрудную березитовую, рудную и пострудную кварц-карбонатную стадии. Околорудные изменения происходили при температурах ниже 250°C и затрагивали кислые и средние вулканы, при этом возникала метасоматическая зональность, картируемая на поверхности парагенезисами внешних и промежуточных зон. Оруденение приурочено к центральным частям этой зональности и представлено дисперсной уранинитовой минерализацией. Независимо от присутствия уранового оруденения в ореоле изменения центральные зоны березитов в ходе процесса обогащаются ураном; торий при метасоматозе проявляет инертные свойства. Химизм околорудной березитизации определяется привнесом в породы калия, кремния, титана и выносом натрия, кальция и железа. К отличительным особенностям околорудных изменений участка в сравнении с приведенными выше примерами относятся ограниченное площадное распространение березитовых парагенезисов в вулканитах и совместное выщелачивание из пород обеих форм железа.

Обобщив результаты изучения околорудных березитов по отдельным рудопроявлениям, приведем общую характеристику процесса. Березитизация пород осуществляется в позднеорогенный этап развития территории, после завершения всей магматической деятельности, в том числе и после внедрения даек основного и среднего состава, имеющих региональное распространение, и связана с тектонической активизацией района. Пространственное положение березитов определяется кислыми и средними субвулканическими и вулканическими образованиями, хотя березитизации могут подвергаться и породы основного состава.

Березитизация, как правило, — предрудная стадия гидротермального этапа минералообразования, охватывающего, помимо ее, дополнительную предрудную пиритизацию (необязательную для всех участков), рудную и пострудную кварц-карбонатную стадии. Процесс березитизации выражается в образовании определенной метасоматической зональности, устанавливающейся относительно растворопитающей трещины. Каждая метасоматическая зона (в общем случае — внешняя, промежуточная и центральная) характеризуется определенным набором новообразованных минералов. Типовая метасоматическая колонка березитов по кислым вулканитам может быть представлена следующим рядом: неизменный риолит — хлорит, кальцит, пирит, серицит, кварц — кальцит, пирит, серицит, кварц — пирит, серицит, кварц — серицит, кварц — кварц. В реальных условиях подобная зональность в полном виде не проявляется; обычно отдельные зоны бывают слабо развиты или совсем отсутствуют. Метасоматические зоны различаются не только парагенезисами, но и составом и структурой отдельных минералов. Так, для внешних зон характерны политипные модификации серицитов 1М, для внутренних — 2М₁; кроме того, вкрест зональности по направлению к ее центру в слюдах уменьшается содержание парагонитовой молекулы. Исходя из температур, получаемых с использованием мусковитового палеотермометра, процессы березитизации начинаются при 300°С, переход к рудной стадии происходит при температуре около 250°С.

Химизм процесса березитизации определяется высокой активностью углекислоты, сульфидной серы и щелочей. В табл. 19 сведены результаты пересчетов химических анализов березитизированных пород участков I, II и V и определены баланс вещества при березитизации кислых, средних и основных пород. Процесс протекает как с увеличением количества атомов в фиксированном объеме измененного вулканита, так и с его уменьшением; в сериях с положительным балансом увеличение количества атомов в продуктах метасоматоза обуславливается главным образом кислородом, алюминием и кремнием. Причем кремний либо перераспределяется в пределах ореола изменения, либо в незначительных количествах выносятся или привносятся в породы. Алюминий и железо из кислых пород в ходе процесса выносятся из центральных зон; в основных породах

Таблица 19. Баланс вещества при березитизации вулканогенных пород

Элемент	Риолит		Туф риолитов		Риолит	
Si	-2	-1	+5	+3	+6	+3
Ti	0	0	+0,34	+74	+0,03	+7
Al	+6	+20	0	0	-7	-18
Fe ³⁺	-1,7	-85	-5	-62	-0,3	-8
Fe ²⁺	+1	+25	-1,5	-79	-1,5	-33
Mn			0	0	-0,2	-66
Mg	+1	+34	0	0	-2	-95
Ca	-1	-40	-0,2	-66	-0,5	-83
Na	-4	-44	-2	-36	-7	-53
K	+1	+8	+4	+47	+8	+68
P			+0,1	+100	-0,1	-71
S						
C			-1	-58		
O	+5	+1	0	0	+2	+0,4
+	+14	+1,8	+9,44	+1,3	+16,03	,2,1
-	-8,7	-1,1	-9,7	-1,35	-18,6	-2,5
	+5,3	+0,7	-0,26	-0,05	-2,57	-0,4

Примечание. Привнос — вынос на 10000 А³. Слева абсолютные разности, справа — разности (в %) к содержанию компонента в исходной породе.

Таблица 19 (окончание)

Элемент	Лава риолитов		Туфолава риодацитов		Диабазовый порфирит	
Si	+4	+2	0	0	+14	+4
Ti	+0,2	+33	+0,4	+80	-1,3	-33
Al	-6	-13	+2	+5	+8	+14
Fe ³⁺	+1	+29	-6	-62	+1	+21
Fe ²⁺	-1	-26	+2	+94	+0,5	+15
Mn	-0,02	-50	+0,09	+900	-0,88	-88
Mg					+1	+33
Ca	-1,4	-100	+7,6	+100	-1	-21
Na	-5	-26	-1	-9	-15	-98
K	+7	+58	+5	+51	+8	+120
P	0	0	0	0	+3	+187
S	0	0	-14	-97	+0,3	+30
C	-1,4	-78	+8	+2766	-14	-82
O	-2	-0,4	+22	+5	+5	+1
+	+12,2	+1,6	+47,09	+6,8	+40,8	+5,5
-	-16,82	-2,2	-21,0	-3,0	-32,18	-4,4
	-4,62	-0,6	+26,09	+3,8	+8,72	+1,1

тенденция в их поведении обратная. Для кальция во всех березитизированных породах, кроме туфов риодацитов, отмечается вынос. Одинаково во всех породах, независимо от их состава, ведут себя щелочи: калий привносится в центральные зоны метасоматической колонки, а натрий выносится. В целом процесс может быть определен как кислотное выщелачивание. В ходе процесса уменьшается плот-

ность пород и происходит возрастание пористости (от 1,7% в неизменной породе до 4—4,5% в березите), тем самым создается благоприятная обстановка как в геохимическом, так и в текстурном отношении для рудоотложения. В рудную стадию в таких переработанных участках образуются руды с вкрапленными, дисперсными и эмульсионно-дисперсными текстурами.

Поведение радиоактивных элементов при березитизации вулканитов во всех разобранных примерах отличается закономерной выдержанностью. Если для тория характерно постоянство содержаний в различных зонах метасоматической колонки, то для урана устанавливается прогрессивное накопление элемента в продуктах околорудной березитизации. Установленные радиогеохимические особенности распространяются только на изученные нами ураноносные районы и совершенно не характерны для околорудных березитов неуранового оруденения [Геохимия ..., 1979]. Это позволяет вслед за другими исследователями [Металлогения ..., 1980] предполагать металлогеническую преемственность палеозойских и мезозойских образований на уран в изученных районах, а накопление урана при березитизации вулканитов рассматривать как благоприятное условие для появления гидротермального уранового оруденения.

Месторождения других групп металлов

Березитизированные породы пользуются широким распространением не только на месторождениях уран-молибденовой рудной формации, но известны на золоторудных, полиметаллических, колчеданных, ртутных, вольфрамовых и других месторождениях. Пользуясь доступными литературными данными целесообразно рассмотреть некоторые особенности проявления березитизации в вулканогенных породах названных месторождений. Данный раздел не является обобщающей сводкой, претендующей на широкий и всесторонний охват процессов изменения, он лишь до некоторой степени оттеняет или акцентирует внимание на определенных особенностях березитизации, характерных для всех (или большинства) гидротермальных месторождений в целом и для урановых в частности.

В пределах медно-висмута-полиметаллических месторождений Центрального Карамазара метасоматическая колонка березитов по вулканитам среднего и кислого состава, по данным П.Ю. Ходановича [1980], выглядит следующим образом: пропилитизированный вулканит, (1)¹ — кварц + мусковит + гематит + хлорит + кальцит + (лейкоксен, апатит), (2) — кварц + мусковит + пирит + хлорит + родохрозит + ортоклаз + (сфалерит, галенит, рутил, апатит), (3) — кварц + мусковит + пирит + (рутил, апатит), (4) — кварц + мусковит + пирит + (рутил, апатит). Преобразование породы во фронтальной зоне начинается с разложения полевых шпатов, далее внутрь колонки происходит разложение карбонатов и хлоритов, что соответствует последовательному переходу во вполне подвижное состояние калия, натрия, кальция, марганца и магния. В этом же направлении

¹ В скобках здесь и далее указаны акцессорные минералы.

увеличиваются железистость хлоритов, марганцовистость и магнизиальность карбонатов. Баланс вещества в ходе березитизации вулкаников на данных месторождениях определяется особенностями химизма исходных пород и их количественными соотношениями в разрезе. Наиболее значительные изменения содержания породообразующих элементов наблюдаются при березитизации пород основного и среднего составов. При этом устанавливается существенный вынос натрия и кальция и привнос кремния и калия. В тех случаях когда разрез района представлен контрастными по составу толщами, происходит выравнивание их химического состава в процессе березитизации. Согласно данным П.Ю. Ходановича [1980], при березитизации трахириолитов тавакской толщи в Центральном Карамазаре, обедненных магнием и железом и обогащенных кремнием и калием, происходит выщелачивание кремния и калия и привнос магния и железа. В березитизированных андезито-дацитах кушайнакской толщи, расположенной в нижней части разреза, которая в сравнении с тавакской обогащена магнием и железом и обеднена кремнием и калием, отмечается вынос избыточных компонентов и привнос недостающих. В те и другие породы привносятся марганец и сера, которыми обогащена карбонатная толща, расположенная в низах разреза, в фундаменте Центрально-Карамазарской вулканогенной депрессии, вмещающей медно-висмута-полиметаллические месторождения. Изложенное, по мнению П.Ю. Ходановича [1980], свидетельствует о проявлении в процессе березитизации тенденции геохимической экономии, т.е. стремления метасоматической системы выработать такой тип перераспределения вещества, при котором миграция его была бы минимальной, и метасоматиты формировались бы за счет ближайших вещественных ресурсов.

Для диоритовых порфиритов золоторудных месторождений Урала В.Н. Сазонов [1975] приводит следующую метасоматическую колонку березитов: пропилитизированный порфирит (плагноклаз N 10—13, биотит, хлорит, кварц, кальцит), (1) карбонат-кварц-альбит-мусковитовый метасоматит (альбит N 0—3, мусковит, доломит, кварц), (2) карбонат-кварц-мусковитовый метасоматит или березит (мусковит, анкерит, кварц). Отличительная черта химизма березитизации в данных породах та, что по мере продвижения от внешних зон метасоматической колонки к внутренним отмечается смена сильного основания — кальция — более слабыми основаниями — магнием и железом; кроме того, в ходе процесса порода обогащается водородом. В этом же направлении отмечается и увеличение железистости карбонатов.

При изучении золоторудных месторождений Забайкалья, парагенетически связанных с вулканоплутоническим комплексом, И.Н. Широких и его соавторы [1981] выделили из всего многообразия метасоматических пород четыре основные группы: дорудные, предрудные, сорудные и сопряженно-рудные. Наибольший интерес представляют первые две группы, поскольку они обнаруживают связь с оруденением. Процессы дорудного метасоматоза играют важную роль в формировании месторождений. Во-первых, образование дорудных метасоматитов сопровождается появлением в их составе ореолов

повышенных содержаний золота и других элементов, которые вовлекаются в последующее гидротермальное минералообразование предрудной и рудной стадий, во-вторых, дорудные метасоматиты (особенно кварц-турмалин-хлоритовой и скарновой формации) — благоприятная среда для нейтрализации золотоносных гидротерм, а соответственно и локализации оруденения.

Предрудные метасоматиты, вмещающие рудные тела, предшествуют рудоотложению, но иногда могут быть и синхронны с осаждением значительных концентраций золота и других элементов. Характерные формации предрудной стадии (сверху вниз) — аргиллизиты, березиты-листвениты, кварц-серицитовые метасоматиты и кварц-мусковитовые грейзены. В формировании такой вертикальной зональности определенную роль играют процессы взаимодействия растворов с породами, состав исходных растворов и пород, уровень грунтовых вод и др. Ведущий фактор развития плавной зональности — постепенное падение температуры, вызывающее изменение активности серы, углекислоты и рН-условий минералообразования, а резкая смена одних метасоматитов другими обуславливается перепадами давления в гидротермальном потоке, приводящими к вскипанию растворов, отделению от них углекислоты и других летучих ит тем самым к нейтрализации гидротерм и появлению новой переходной фации метасоматитов [Широких и др., 1981]. В ряде случаев с такими фациями генетически связано отложение значительных концентраций золота.

В последнее время, помимо березитов, ранее известных на различных месторождениях, метасоматиты формации березитов были установлены на ртутно-сурьмяных месторождениях Забайкалья [Борисенко, 1981]. Березиты здесь имеют простой постоянный состав (кварц, серицит, анкерит, пирит), внешние зоны их сложены альбитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом, промежуточные — альбитом, серицитом, кварцем и анкеритом, внутренние — кварцем, серицитом, анкеритом и пиритом. Формирование березитов незначительно предшествует рудоотложению на золото-сурьмяных месторождениях и отчасти совпадает с ранней рудной стадией. На ртутно-сурьмяных месторождениях березиты образуют околожильный ореол изменения вмещающих пород вокруг кварц-антимонитовых прожилков, содержащих ртутьсодержащий сфалерит, сульфосоли и другие минералы.

На основании изучения физико-химических условий образования березитов установлено [Борисенко, 1981], что процесс березитизации развивался на фоне общего падения температур от 340°С на золото-сурьмяных и 260°С на ртутно-сурьмяных месторождениях до 70—60°С и давлениях, достигающих 1000—1500 бар. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты (до 30 об. %) и низкие и умеренные концентрации солевых компонентов.

Не трудно заметить из беглого рассмотрения отдельных примеров гидротермальных месторождений, связанных с вулканоплутоническими комплексами, что процессы предрудной березитизации характеризуются в общем случае сходными чертами. Это относится в первую очередь к строению метасоматических колонок,

направленному и закономерному изменению химического состава породы и отдельных минералов от тыловых к центральным зонам колонки, эволюции состава и температуры метасоматизирующего раствора и прогрессивному накоплению определенного элемента в ходе березитизации.

К сожалению, отсутствие подробных описаний процессов для приведенных примеров не позволяет с уверенностью говорить нам о коренных отличиях березитов на месторождениях цветных металлов и радиоактивных элементов; единственно, что можно отметить, — выщелачивание кремния и калия из трахириолитов Центрального Карамазара, совершенно нехарактерное для вулканитов участков I, II, V.

КВАРЦ-АЛЬБИТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Парагенезисы кварц-альбитовых метасоматитов закартированы нами в виде узких протяженных зон в диабазовых порфиритах участка I и в виде широких ветвящихся ореолов, развитых в кислых и средних вулканитах участков III и IV (см. рис. 15). Микроскопические наблюдения взаимоотношений кварц-альбитовых и березитовых парагенезисов позволяют утверждать, что процессы березитизации предшествовали кварц-альбитовому метасоматозу: нередко отмечается секущее положение альбититов по отношению к березитам, хотя отнесение минеральных ассоциаций внешних зон метасоматической колонки из-за сходности их составов к тому или иному типу изменений бывает и затруднено.

Участок I. Процессам околорудного кварц-альбитового изменения подверглись поздние дайки зеленовато-серых плотных диабазовых порфиритов. Породы сложены вкрапленниками основного плагиоклаза и гиперстена, погруженными в офитовую основную массу, состоящую (в %) из плагиоклаза — 40, пироксена — 50, рудного минерала (гематит, титано-магнетит) — 6—7 и кварца — 3—4. Количество вкрапленников не превышает 5—10% объема породы.

Относительно крутопадающих трещин в дайках отмечается симметричная зональность, хорошо подчеркивающаяся изменением окраски породы. Неизменные породы имеют зеленовато-серый цвет, по мере продвижения к центру зональности происходит смена окраски через светло-зеленую и желтоватую к розовой, обусловленная тонкораспыленным гематитом. Мощность выделяемых зон изменяется от десятков сантиметров до 10—15 м. В строении зоны, имеющей светло-зеленую окраску, из числа новообразований принимают участие кварц, серицит, хлорит, кальцит и пирит. Реакция замещения гиперстена хлоритом и пиритом в этой зоне преобладает. В промежуточной зоне, где порода имеет желтоватую окраску, развиты анкерит, серицит, гематит и кварц. При переходе к следующей зоне серицит замещается альбитом, и в центре зональности остаются альбит и незначительное количество гематита. Осевые трещины, вдоль которых устанавливается метасоматическая зональность, как правило, бывают выполнены пострудным кальцитом. Общая схема околорудного преобразования диабазовых порфиритов представлена в табл. 20.

Таблица 20. **Метасоматическая колонка кварц-альбитовых метасоматитов по диабазовым порфирирам**

Зона	Парагенезисы минералов	Реакция замещения
0	Плагиоклаз, гиперстен, титано-магнетит	Плагиоклаз — серицит + кварц + кальцит Гиперстен — хлорит + пирит Титаномагнетит — пирит + (анатаз)
1	Хлорит, кальцит, серицит, пирит, кварц	Кальцит + пирит — анкерит + кварц
2	Анкерит, серицит, гематит, кварц	Серицит — альбит
3	Альбит, гематит, кварц	
4	Альбит, (гематит)	Кварц — альбит

Кварц-альбитовые изменения — дорудная стадия гидротермально-го этапа минералообразования. Все альбитизированные породы, как правило, находятся в контуре ореола рассеяния первичных руд и поэтому не представляется возможным проследить поведение урана в ходе окolorудного изменения. С другой стороны, урановая минерализация локализуется только в альбитизированных участках. Детальными микроскопическими и микрорадиографическими исследованиями установлено, что настуран осаждается на стенках трещин, заполненных кальцитом в пределах зон, подвергшихся альбитизации.

Термодинамические данные по устойчивости урановых соединений в гидротермальных рудообразующих системах с учетом результатов по гомогенизации газовой-жидких включений [Котов и др., 1970; Тугаринов и др., 1973] позволяют предполагать перенос урана в виде уранил-трикарбонатных комплексов [Рафальский, 1973, а, б]. Это положение кажется вполне допустимым и на основании микрорадиографических наблюдений. Урановые минералы локализуются вдоль микротрещин с кальцитом, в редких случаях проникая на доли миллиметра в глубину породы. Факторами осаждения урана в гидротермальных условиях применительно к карбонатным комплексам служат либо реакции гидротермальных растворов с вмещающей средой, либо дегазация рудоносного раствора и(или) их комбинация. Согласно расчетным данным Р.П. Рафальского [1978], падение давления углекислого газа при формировании урановых месторождений не может вызывать осаждение урана из гидротермальных растворов в виде окислов.

До последнего времени дегазации раствора отводилась решающая роль в рудообразовании. Однако проведенными расчетами [Наумов, Миронова, 1971] показано, что уменьшение суммарной концентрации углекислоты приводит к повышению рН растворов и тем самым способствует устойчивости этих комплексов, и поэтому понижение содержания CO_2 не может приводить к осаждению настурана. Следовательно, для отложения настурана, наряду с реакциями декарбонатизации растворов, должны происходить дополнительные реакции, тормозящие возрастание щелочности растворов. К их числу прежде всего

Таблица 21. Химические анализы диабазовых порфиритов, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	обр. 241		обр. 241а		обр. 244		обр. 244б	
	Плотность, <i>d</i>							
	2,80		2,37		2,79		2,77	
SiO ₂	43,59	122,3	38,70	105,8	46,81	130,9	40,95	113,6
TiO ₂	1,86	4,0	1,63	3,6	1,87	3,9	2,03	4,2
Al ₂ O ₃	16,49	54,6	12,02	38,8	16,59	54,7	13,49	44,2
Fe ₂ O ₃	4,43	9,4	1,20	2,5	6,42	13,5	2,10	4,4
FeO	10,86	25,5	2,92	6,7	6,63	15,5	3,96	9,2
CaO	3,37	10,1	12,51	36,7	2,03	6,1	8,36	24,9
MgO	3,85	16,1	1,34	5,5	3,63	15,1	2,76	11,3
K ₂ O	2,60	9,3	0,89	3,1	3,09	11,0	0,59	2,1
Na ₂ O	1,15	6,3	3,75	19,9	1,74	9,4	5,69	30,6
CO ₂	2,98	11,4	11,35	42,4	3,19	12,2	9,46	35,9
MnO	0,08	0,2	0,04	0,1	0,06	0,1	0,16	0,4
П.п.п.	8,69		13,63		7,92		10,56	
Сумма	99,95		99,98		99,98		100,11	

Примечание. См. табл. 15. Обр. 241а, 244б — альбитизированные.

относятся реакции растворов с алюмосиликатами, в частности замещение серицита и кварца адуляром и альбитом. Такой характер процесса наблюдается на данном участке: альбитизированные участки породы содержат настуран, неальбитизированные — безрудны.

Формирование рудосопровождающего альбита возможно и без дополнительного привноса натрия, а повышение щелочности растворов может быть обусловлено тектоническими факторами [Андреева, Головин, 1979]. Щелочные натриевые растворы в большой степени способствуют переносу урана, а на стадии инверсии кислотности возникают разнообразные прожилково-метасоматические образования (гематит-альбитовые метасоматиты).

Для изучения миграции петрогенных элементов в процессе кварц-альбитовых изменений диабазовых порфиритов были пересчитаны результаты химических анализов метасоматических серий в различной степени измененных пород (табл. 21, рис. 29). При этом установлено, что наиболее миграционноспособные компоненты — щелочи, магний, железо, кальций, углекислоты; инертные — кремний, алюминий, титан. В процессе изменения породы в нее привносятся кальций, углекислота и натрий. Выносятся из пород калий (замещение серицита альбитом), магний и железо (разложение ранее образованных хлорита, пирита и титаномагнетита). Уран, по всей видимости, относящийся к рудной стадии, отсутствует у неизмененных породах и в максимальных количествах присутствует в метасоматитах. Содержание тория при этом не меняется и остается равным $1 \cdot 10^{-4}\%$ [Семущин, 1978—1980].

Картируя метасоматические изменения в объеме всего рудопроявления, устанавливается, что с глубиной альбит постепенно исчезает, и метасоматическая колонка альбититов трансформируется в березитовую. При этом она приобретает вид: диабазовый порфирит (плагноклаз, гиперстен, титаномагнетит) — хлорит, кальцит, серицит,

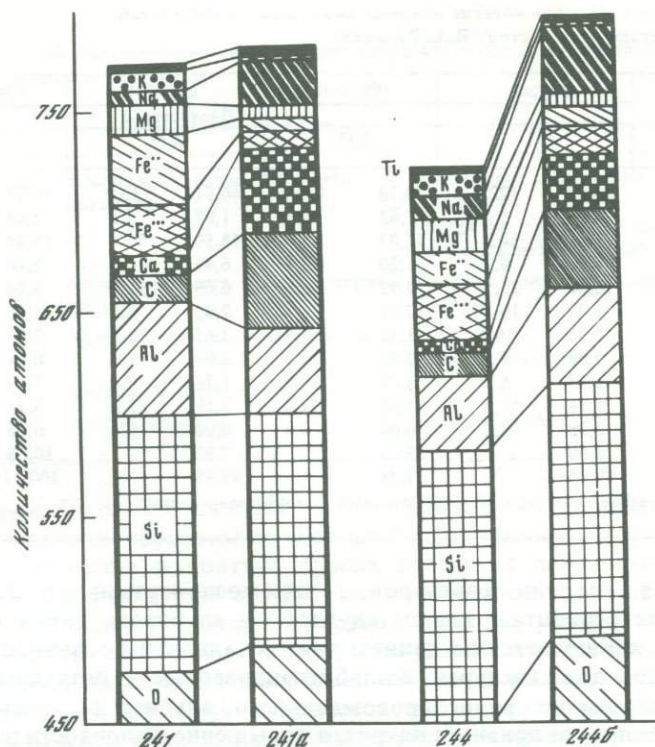


Рис. 29. Диаграмма миграции петрогенных компонентов при кварц-альбитовом изменении диабазовых порфиров (из расчета на стандартный геометрический объем 10000 Å³)

пирит, кварц-анкерит, серицит, пирит, кварц-серицит, пирит и кварц. Особенности распределения метасоматических минералов в вертикальном разрезе рудопоявления, определяющиеся главным образом величиной калий-натриевого отношения [Щербань, 1975], сходство минералогического состава внешних зон колонок и результаты расчета баланса вещества в обоих процессах позволяют предполагать сопряженность березитизации и кварц-альбитовых изменений. Это, в свою очередь, свидетельствует о едином метасоматизирующем растворе, приводящем на различных гипсометрических уровнях к разным продуктам: в верхних частях — альбитовые парагенезисы, в нижних — березитовые, т.е. состав парагенезисов может служить косвенной оценкой величины эрозионного среза.

Участки III и IV. Ввиду того что в геологическом строении участков имеется много общих черт и оба находятся в пределах одного ореола изменений (см. рис. 15), при их описании мы ограничимся лишь характерными особенностями.

В основании разреза залегают широко распространенные в пределах участка андезитовые и трахиандезитовые порфиры покровной фации (рис. 30). На них с угловым несогласием залегают туфобрекчии

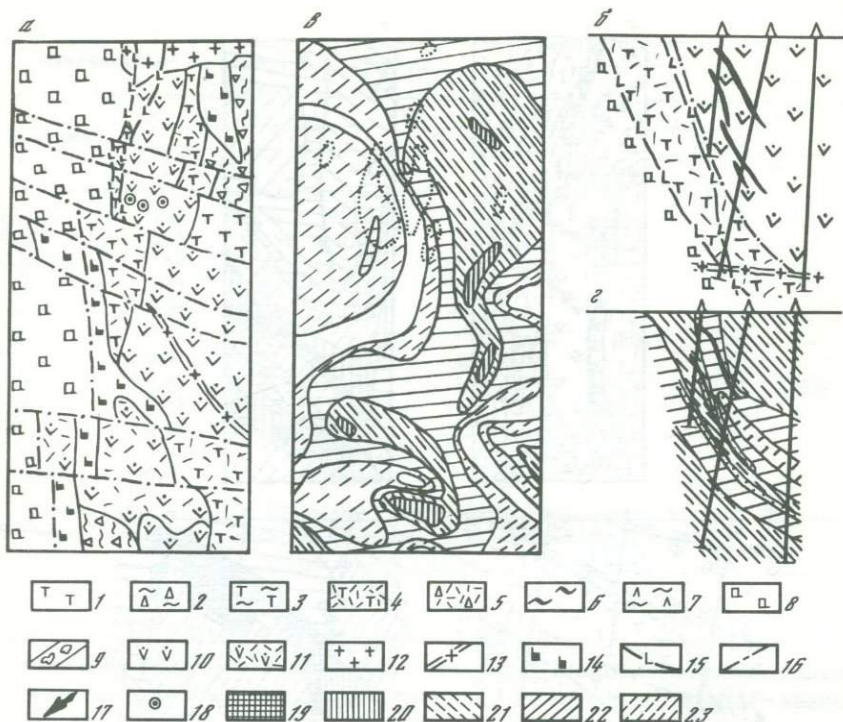


Рис. 30. Геологическая схема (а) и разрез участка III (б), карта интенсивности (с) и изображение вертикальной зональности (z) кварц-альбитового метасоматоза (масштаб разреза в 2,5 раза крупнее масштаба схемы) [Семушин, Белов, 1977]

1 — дацитовые порфиры; 2 — лавобрекчи и туфолавы риодацитов; 3 — туфолавы дацитовых порфиров; 4 — туфы и туфобрекчи дацитовых порфиров; 5 — туфобрекчи риолитов; 6 — игнимбриды риолитов; 7 — лавы риолитов; 8 — андезитовые порфириты; 9 — туфоконгломерат; 10 — риолиты экструзивного комплекса; 11 — пирокластические образования экструзивного комплекса; 12 — граниты лейкократовые; 13 — дайки гранит-порфиров; 14 — силловые интрузии микропорфиритов; 15 — дайки диабазовых порфиритов; 16 — тектонические нарушения; 17 — рудные тела; 18 — скважины; степень проявления метасоматоза: 19 — 5, 20 — 4, 21 — 3, 22 — 2, 23 — 1

риодацитов, лавы риолитов, массивные дацитовые порфиры и игнимбри-топодобные риолиты [Семушин, Белов, 1977].

Экструзивный комплекс представлен риолитами красно-бурого цвета, игнимбридами, лавобрекчиями и туфолавами риолитов. Рудная минерализация приурочена к лежащему боку экструзивного тела.

К гранитному комплексу относятся лейкократовые граниты, дайки кварцевых порфиров, сферолит-порфиров и микрогранит-порфиров. Тектонический план участка определяют разрывные нарушения северо-западного и меридионального направлений.

Участок IV сложен моноклинально залегающими пирокластическими породами кислого—среднего состава, туфоконгломератами, прорванными экструзивными риолитами, силлами основного состава и дайками сферолит-порфиров (рис. 31). Среди тектонических нарушений преобладают разломы северо-восточного и субмеридионального направ-

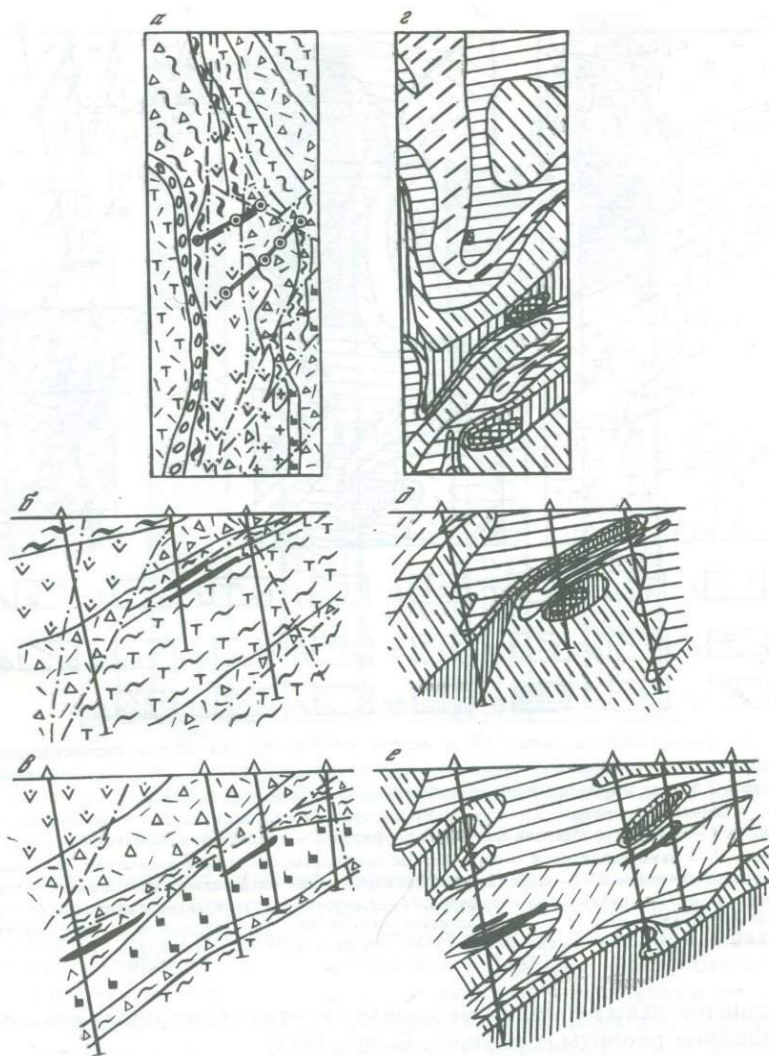


Рис. 31. Геологическая карта (а) и разрезы участка V (б, в), карта интенсивности (г) и изображение вертикальной зональности (д, е) кварц-альбитового метасоматоза (масштаб разрезов в 2,5 раза крупнее масштаба схемы) [Семущин, Белов, 1977]
Условные обозначения см. на рис. 30

лений. Урановая минерализация тяготеет к северо-восточной тектонической зоне и локализуется в различных частях разреза вулканитов.

Кварц-альбитовым изменениям на рассматриваемых участках подверглись как породы кислого и среднего составов, так и силлы андезитовых микропорфиров. Размеры ореолов измененных пород соразмерны с таковыми на участках I и II; они также контролируются разломами северо-восточного и субмеридионального — северо-

Таблица 22. Химические анализы кварц-альбитовых метасоматитов, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	113а		113б		113в		113г	
	Плотность, <i>d</i>							
	2,64		2,63		2,65		2,58	
SiO ₂	73,44	194,3	71,12	187,4	75,23	199,8	79,07	204,4
TiO ₂	0,55	1,1	0,44	0,9	0,12	0,2	0,12	0,2
Al ₂ O ₃	12,69	39,6	12,04	37,4	13,15	41,2	13,95	42,5
Fe ₂ O ₃	3,43	6,8	3,16	6,3	4,7	9,4	—	—
FeO	0,22	0,5	0,06	0,1	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	0,02	0,04	—	—
MgO	0,22	0,9	1,12	4,4	—	—	—	—
CaO	0,91	2,6	1,32	3,7	0,6	1,7	0,22	0,6
Na ₂ O	2,85	14,6	3,88	19,8	5,14	26,5	6,3	31,6
K ₂ O	4,46	13,7	3,17	10,7	0,62	2,1	0,10	0,3
П.п.п.	1,72	—	4,25	—	2,03	—	1,80	—
Сумма	100,49	—	100,56	—	101,61	—	101,56	—

Примечание. См. табл. 15; риолит: а — неизменный, б — из кварц-альбит-гематит-анкеритовой зоны, в — из кварц-альбит-гематитовой зоны, г — из альбит-кварцевой зоны.

западного направлений. При макро- и микроскопических наблюдениях в вулканитах кислого и среднего состава установлена метасоматическая колонка следующего строения: неизменная порода — кварц, серицит, кальцит, хлорит, пирит — кварц, альбит, анкерит, гематит — кварц, альбит, гематит — кварц, альбит. Обращает на себя внимание и то, что в строении колонки на данном участке преобладает количественно кварц, тогда как в диабазовых порфиритах участка I кварц присутствует в незначительных количествах и превалирует альбит.

Учитывая широкое распространение в вулканитах кварца и присутствие его во всех частях метасоматической колонки, мы выразили интенсивность переработки исходной породы количеством кварца, замещающего вкрапленники и основную массу вулканитов. При этом учитывались составы исходной породы и метасоматических парагенезисов. С учетом этого для каждой литологической разновидности пород была выработана условная пятибалльная шкала, в которой 5 соответствует максимальному развитию процесса, 0 — его отсутствию. Промежуточная градация обозначается как 1, 2, 3 и 4 (см. табл. 7, 8).

В соответствии с приведенными шкалами строились карты интенсивности проявления кварц-альбитового метасоматоза для обоих участков и их флангов и строились разрезы (см. рис. 30, 31). Для этой цели отбирались шлифы с поверхности по сети 100 × 100 м (картировочные скважины) и из керна скважин колонкового бурения (в среднем через 20—25 м). Анализ приведенных карт и разрезов в сочетании с результатами минераграфических исследований позволяет делать следующие выводы: 1) ореолы кварц-альбитовых изменений характеризуются отчетливо проявленной зональностью как по площади, так и в разрезе; 2) кварц-альбитовые метасоматиты занимают секущее положение по отношению к литологическим разновидностям пород и

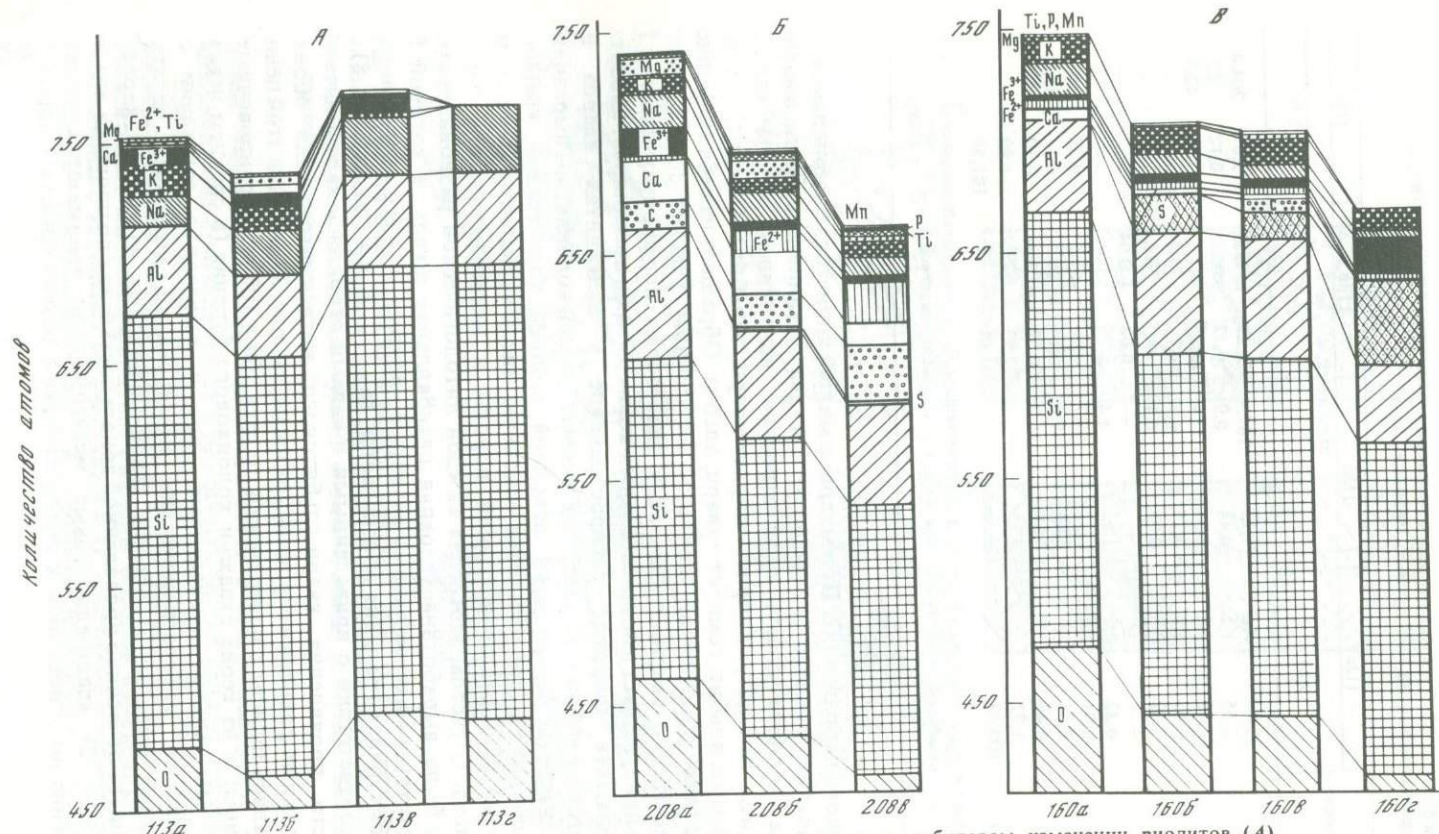


Рис. 32. Диаграмма миграции петрогенных элементов при кварц-альбитовом изменении риолитов (А), при аргиллизации диабазовых порфиров (Б₃) и при аргиллизации риодацитовых туфов (В) (из расчета на стандартный геометрический объем 10000 А)

контролируются тектоническими нарушениями различных порядков; 3) рудная минерализация, представленная коффинитом, вне зависимости от состава исходных пород локализуется в промежуточных зонах метасоматической колонки, соответствующих согласно предложенным классификациям баллам 2 и 3.

При рассмотрении баланса вещества в процессе кварц-альбитового изменения риолитов установлено, что все петрогенные элементы интенсивно мигрируют (табл. 22, рис. 32). Так, переход от неизменной породы к кварц-альбит-гематит-анкеритовой зоне происходит с уменьшением количества кремния (-7) и алюминия (-2), параллельно осуществляется вынос титана, двухвалентного железа, кальция и калия; причем вынос этих компонентов продолжается вплоть до образования альбит-кварцевой зоны. Такие компоненты, как железо, марганец и магний, совершенно отсутствуют в центральной зоне. В ходе развития процесса происходит прогрессивное нарастание количества натрия (+17), магний привносится только во внешнюю зону (+3,5), трехвалентное железо — в кварц-альбит-гематитовую (+2,6).

Таким образом, окологрудные кварц-альбитовые изменения затронули все разновидности пород рассматриваемых рудопроявлений. Процессы выразились в развитии кварц-альбит-гематит-анкеритовых, кварц-альбит-гематитовых и кварц-альбитовых парагенезисов, картируемых на площади и в разрезах по степени замещения вулканитов метасоматическим кварцем. Оруденение накладывается на измененные породы и локализуется в промежуточных зонах метасоматической колонки как наиболее благоприятных в физико-механическом отношении участках.

АРГИЛЛИЗАЦИЯ

Участок I. Процессы аргиллизации — самые молодые проявления метасоматической деятельности в рассматриваемом районе. Парагенезисы аргиллизитов накладываются на альбитизированные дайки основного состава и березитизированные туфы риодацитов и приурочены к мелким тектоническим нарушениям. Они имеют ограниченное распространение, их ореолы измеряются десятками сантиметров и лишь в тектонизированных участках могут достигать размеров чуть больше 1 м.

В литературе есть указания и на обратные, правда, очень редкие взаимоотношения между процессами альбитизации и окологрудной аргиллизации. На одном из месторождений уран-молибденовой формации [Барсуков и др., 1981] обнаружены примеры наложения поздних низкотемпературных альбититов на ореолы аргиллизации риолитовых эффузивов. Поздний характер наложения альбититовых тел выявляется по структурно-морфологическим признакам, последовательному снижению температур образования от стадии к стадии (дорудная альбитизация вмещающих пород 230—240°С, последующая аргиллизация альбитизированных пород 140—165°С и поздняя альбитизация по аргиллизитам менее 100°С) и снижению номера альбита.

На основании рентгеноструктурных исследований среди глинистых минералов аргиллизитов обнаружены каолинит, монтмориллонит и

галлуазит. Кроме глинистых минералов, в состав парагенезисов входят сидерит, гидрослюда, серицит, пирит, гематит, гётит и анатаз.

Относительно крутых трещин в диабазовых порфиритах устанавливается метасоматическая зональность. Во внешней, каолинит-хлоритовой зоне происходит замещение альбита и реликтов ортоклаза каолинитом; каолинит развивается также в интерстициях полевых шпатов, хлорит замещает плагиоклаз и темноцветные минералы. В промежуточной зоне присутствуют каолинит и сидерит, замещающий хлорит и ранний пирит. Центральная зона представлена существенно монтмориллонитом, каолинитом, сидеритом, иногда в ней присутствует гётит. В пределах всего ореола изменения интенсивно проявлена гематитизация; к центру зональности количество дисперсного гематита значительно снижается, а пирита и сидерита резко увеличивается.

Описание метасоматической зональности аргиллизитов в кислых и средних вулканитах уранового месторождения Мэрисвейл приводится в монографии Г.Т. Волостных [1972]. Внешняя зона околотрещинных аргиллизитов характеризуется каолинит-монтмориллонитовым замещением плагиоклаза, промежуточная имеет каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый состав, а прилегающая к трещине — существенно гидрослюдистая. Местами наиболее внутренняя зона является каолинит-диккитовой и образуется в результате замещения иллитовой зоны, возможно, представляя собой "хвостовую часть" приповерхностной каолинит-диккит-алунит-кварцевой зоны. На площадях, расположенных вне данного месторождения, на осветленных участках отмечается каолинизация полевых шпатов. Близ трещин наблюдается развитие смешанно-слоистого глинистого минерала типа гидрослюда-монтмориллонит. По данным авторов, цитируемых Г.Т. Волостных [1972], развитие каолинита характерно для ответвленных площадей, но не для площадей с урановой минерализацией.

Еще один тип метасоматической зональности описан О.В. Андреевой [1978]. Здесь урановое оруденение, сопровождаемое низкотемпературными метасоматитами, локализуется в виде крутопадающих жил и штокверков в гранитах и эффузивных породах. Гидротермально измененные породы стадии выщелачивания характеризуются широким распространением гидрослюдов и смешанно-слоистых образований типа слюда—монтмориллонит, но почти не содержат монтмориллонита и каолинита, характерных для формации аргиллизитов. В стадию предрудного выщелачивания развиваются неполные метасоматические колонки с неравновесными ассоциациями минералов и минералами-реликтами. Широкое развитие смешанно-слоистых минералов обусловлено, по мнению О.В. Андреевой [1978], воздействием гидротерм с несколько более высокой температурой и иным составом, чем в обычных аргиллизитах.

Химизм аргиллизации на участке I определяется значительным выносом многих компонентов (табл. 23, рис. 32Б). Из диабазовых порфиритов выносятся кремний (-21,7), алюминий (-10,7), трехвалентное железо (-10,1), марганец (-0,1), магний (-5,3), кальций (-8,5), натрий (-6,3), калий (-1,5) и кислород (-47,6). Привносятся в породу титан (+1,4), двухвалентное железо (+15,7), фосфор (+0,7), сера (+0,6) и

Таблица 23. Химические анализы аргиллизированных диабазовых порфиров, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	208а		208б		208в	
	Плотность, <i>d</i>					
	2,74		2,66		2,60	
SiO ₂	51,81	142,2	50,02	133,3	46,26	120,5
TiO ₂	0,92	1,90	1,7	3,4	1,7	3,3
Al ₂ O ₃	17,95	58,1	15,42	48,5	15,42	47,4
Fe ₂ O ₃	6,46	13,3	2,06	4,1	1,65	3,2
FeO	1,04	2,4	4,54	10,1	8,33	18,1
MnO	0,4	0,9	0,38	0,8	0,36	0,8
MgO	1,75	7,2	2,1	8,3	0,5	1,9
CaO	6,3	18,5	6,3	18	3,6	10
Na ₂ O	2,7	14,4	2,6	13,4	1,6	8,1
K ₂ O	2,5	8,8	1,8	6,1	2,2	7,3
P ₂ O ₅	0,2	0,5	0,59	1,3	0,56	1,2
S	—	—	0,18	0,9	0,13	0,6
CO ₂	3,36	12,6	4,1	14,9	7,0	24,9
П.п.п.	4,59		8,69		11,59	
Сумма	99,98		100,48		100,9	

Примечание. См. табл. 15; а — неизменная порода; б — из каолинит-хлоритовой зоны; в — из каолинит-сидеритовой зоны.

углекислота (+12,3). Абсолютная разность привноса—выноса на 10 000 Å³ составляет — 81 атом.

Характер аргиллизации в туфах риодацитов мало чем отличается от изменений в диабазовых порфиритах. Здесь также выделяются от периферии к центру зональности зоны: каолинит-хлоритовая, каолинит-сидеритовая и каолинит-монтмориллонитовая. В каолинит-хлоритовой зоне, кроме минералов, составляющих ее название, появляются лейкоксен, гидрослюда, гематит, пирит. Промежуточная зона отличается от внешней отсутствием темноцветных минералов, заметно пониженным количеством сульфидов и появлением сидерита. В центральной зоне преобладают глинистые минералы (каолинит, монтмориллонит), гематит и сульфиды свинца и цинка.

Основная тенденция химизма аргиллизации (табл. 24, рис. 32В) заключается в частичном или полном выносе из центральных зон колонки оснований, за исключением трехвалентного железа (+6,8). Для многих катионов отмечается неуклонный вынос из туфов в ходе изменения кремния (-26), магния (-0,5), кальция (-1,8), натрия (-2), калия (-0,5). Такие катионы, как титан, алюминий и двухвалентное железо, привносятся в каолинит-сидеритовую зону (соответственно +0,45; +4,5 и +0,13), но к концу процесса их содержание в каолинит-монтмориллонитовой зоне становится почти таким же, как и в неизменной породе. Существенно меняется при аргиллизации содержание серы. В неизменной породе она отсутствует, но уже во внешней зоне колонки ее количество резко возрастает до +4, в промежуточной зоне за счет замещения пирита сидеритом в стандартной ячейке в 10 000 Å³ остается 2 атома серы и в центральной вновь возрастает до +8,3.

Таблица 24. Химические анализы аргиллизированных риолитов, пересчитанные по методу В.А. Рудника

Компонент	160а		160б		160в		160г	
	Плотность, <i>d</i>							
	2,60		2,56		2,54		2,48	
SiO ₂	74,01	192,8	63,2	159,8	61,66	156,9	58,8	146,1
TiO ₂	0,05	0,1	0,3	0,6	0,49	0,9	0,24	0,4
Al ₂ O ₃	13,36	41,1	17,76	53,7	17,8	53,4	11,55	33,8
Fe ₂ O ₃	1,53	3	2,1	4	2,3	4,4	8,3	15,9
FeO	1,58	3,4	1,7	3,6	1,71	3,6	1,53	3,2
MnO	—	—	0,04	0,08	0,05	0,10	0,01	0,02
MgO	0,51	2	0,5	1,9	0,45	1,7	—	—
CaO	1,80	5	0,8	2,2	0,77	2,1	—	—
Na ₂ O	2,80	14,1	1,8	9	1,3	6,4	0,7	3,4
K ₂ O	3,7	12,3	3,6	11,8	3,6	11,7	3,2	10,1
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,1	0,2	0,11	0,23	0,14	0,3
S	—	—	4,0	19,2	2,1	14,3	8,34	38,8
CO ₂	—	—	0,04	0,1	1,61	5,6	0,08	0,3
П.п.п.	0,33	—	5,1	—	5,79	—	7,08	—
Сумма	99,77	—	101,04	—	99,74	—	99,97	—

Примечание. См. табл. 15; а — неизменная порода; б — из каолинит-хлоритовой зоны; в — из каолинит-сидеритовой зоны; г — из каолинит-монтмориллонитовой зоны.

Поскольку аргиллизированные породы находятся в пределах влияния рудных тел, у нас нет возможности судить о поведении радиоактивных элементов при формировании метасоматитов. Тем не менее в литературе [Мельников, Берзина, 1973] есть указания на то, что, помимо продуктивной стадии, уран переносился и осаждался растворами, приводящими к аргиллизации и гидрослюдизации пород. В ходе аргиллизации уменьшается плотность породы (с 2,74 до 2,60 г/см³ у диабазовых порфиритов и с 2,60 до 2,48 г/см³ у риодацитовых туфов) и увеличивается пористость с 1,5 до 12%, причем максимальные значения приходятся на промежуточные зоны, где в рудную стадию могут сосредотачиваться значительные концентрации урана. По данным Г.Т. Волостных [1973], пористость возрастает от внешних зон к внутренним в ореолах дорудной аргиллизации и уменьшается в рудоносных ореолах.

Месторождения других групп металлов

Как было показано выше, для формации гидротермальных аргиллизитов характерен широкий диапазон геологических, структурных и физико-химических условий проявления, процесс аргиллизации осуществляется по породам любой основности (от ультраосновных до ультракислых) и сопряжен с широким спектром полезных ископаемых (полиметаллы, золото, серебро, медь, молибден, вольфрам, ртуть, сурьма, нерудное сырье и др.). В данном разделе будут рассмотрены отдельные примеры проявления низкотемпературной аргиллизации в вулканогенных породах в связи с ртутными, золоторудными, золото-серебряными и некоторыми другими месторождениями.

Терлигхайское ртутное месторождение (Центральная Тува) приурочено к крупному разлому северо-восточного простирания, по которому толща порфиритов, туфов и туфопесчаников нижнего девона соприкасается с песчано-сланцевой толщей ордовика [Щербань, 1975]. Эффузивно-осадочная толща нижнего девона на участке месторождения интенсивно дислоцирована и прорвана штоками и дайками андезито-базальтовых порфиритов. Ртутное оруденение и сопровождающие его гидротермально аргиллизированные породы контролируются трещинными зонами и локализуются исключительно в породах эффузивно-осадочной толщи и прорывающих ее дайках и штоках андезито-базальтов.

Тела гидротермально аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритов характеризуются незначительной мощностью в 10—15 м, в редких случаях в связи с развитием сопряженных систем нарушений достигают 20—40 м. Интенсивность аргиллизации андезито-базальтов возрастает в направлении к тектоническим швам, в этом же направлении уменьшается и плотность породы. Аргиллизированные порфириты характеризуются несколькими метасоматическими зонами, названными по преобладающему глинистому минералу: неизменный андезито-базальтовый порфирит, зоны монтмориллонита, каолинита и гидрослюдь. В зоне монтмориллонита происходит разложение подавляющей массы плагиоклаза и хлорита и замещение их тонкочешуйчатыми агрегатами глинистых минералов и крупными скоплениями доломита-анкерита. По темноцветным минералам главным образом развивается доломит-анкерит при подчиненных количествах глинистых минералов, кварца, пирита и гидроокислов железа; причем содержание пирита с увеличением интенсивности изменений возрастает во внутренней зоне до 5—10%. Зоны каолинизации и гидрослюдизации отличаются от монтмориллонитовой в основном количественными соотношениями упомянутых минералов. По данным термического и рентгеноструктурного анализов устанавливается, что первая зона сложена монтмориллонитом и гидрослюдью, вторая — существенно каолинитом, а третья — смесью гидрослюдь и каолинита.

В аргиллизированных андезито-базальтовых порфиритах Белооспинского месторождения ртути выделены [Щербань, 1975] всего две метасоматические зоны: существенно гидрослюдистая внешняя и мономинеральная каолинитовая, расположенная во внутренних частях колонки. В обеих зонах в парагенезисе с глинистыми минералами находятся анкерит, кварц и пирит. Формирование метасоматитов месторождений Тувы происходило в условиях малых глубин, относительно низких температур (ниже 250°С) и давлений (до 550 бар) при участии высококонцентрированных хлоридно-натриево-кальциевых растворов [Борисенко, 1981].

Различия в миграции петрогенных элементов при аргиллизации андезито-базальтов рассмотренных двух месторождений определяются главным образом поведением кальция и двухвалентного железа. Если для Терлигхайского месторождения намечается возрастание количества кальция и уменьшение содержания железа в сторону внутренних зон метасоматической колонки, то для Белооспинского место-

рождения тенденции в их поведении обратные. Сходные черты химизма процессов аргиллизации андезито-базальтов Белооспинского месторождения обнаруживаются у аргиллизированных диабазовых порфириров участка I.

Ртутные месторождения Закарпатья, пространственно и хронологически связанные с вулканизмом, локализуются в осадочно-вулканогенном комплексе неогена [Клитченко, Макаров, 1982]. В строении ореолов околорудных метасоматитов участвуют пропилитизированные, березитизированные и аргиллизированные породы. Среди последних выделяются каолинитовые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые разновидности. Внешние зоны ореолов обычно представлены пропилитизированными породами, а внутренние — аргиллизитами, реже окварцованными породами. Нередко в околорудных ореолах присутствует промежуточная зона березитизированных пород. Оруденение во всех случаях локализуется в окварцованных породах и каолинитовых аргиллизитах. Начало формирования метасоматических колонок происходило в щелочных условиях среды минералообразования. Продуктами этого этапа на месторождениях Закарпатья являются березиты и гидрослюдистые аргиллизиты. Следующий этап без заметного перерыва наложен на продукты первого этапа и характеризуется кислой или близкой к нейтральной средой минералообразования и формированием каолинитовых аргиллизитов, а в зонах активной циркуляции растворов — окварцованных пород. С этим этапом связано отложение киновари.

Гидротермальная аргиллизация также широко проявлена и на забайкальских месторождениях ртути, сурьмы и мышьяка различных формационных типов [Борисенко, 1981]. Судя по данным изучения газово-жидких включений, в формировании этих метасоматитов принимали участие гидротермальные низкотемпературные (ниже 250°C) растворы полигенного происхождения, характеризующиеся сложным солевым и газовым составом и высокой концентрацией. В зависимости от конкретной геологической обстановки, химического состава исходных пород и физико-химических параметров процесса аргиллизации меняется минеральный состав и строение колонок аргиллизированных пород. В зависимости от состава минеральных парагенезисов внутренних зон выделено три типа метасоматических колонок: кварц-каолинитовая (или диккитовая), кварц-гидрослюдистая и кварц-галлуазитовая, рассматриваемые как каолинитовая, гидрослюдистая и галлуазитовая фации формации аргиллизитов.

В стадию кислотного выщелачивания происходит формирование предрудных аргиллизитов каолинитовой или галлуазитовой фации, сменяющихся в дальнейшем гидрослюдистым метасоматозом, являющимся на ртутных месторождениях рудосопровождающим [Борисенко, Оболенский, 1977]. Интенсивность гидрослюдистого метасоматоза на ртутных месторождениях коррелируется с масштабами рудоотложения. Метасоматиты данного типа развиваются в условиях умеренных глубин при воздействии на исходные породы гидротермальных растворов, резко обогащенных углекислотой, при температурах ниже 350°C и давлениях до 1000—1500 бар.

На рудопроявлении киновари Чемпура (Камчатка) толща андезитов, андезито-дацитов и пирокластических пород прорвана штоками кварцевых диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров субвулканической фации глубинности, которые локализованы в зоне разлома северо-западного простирания [Волостных, 1972]. Вдоль этих разломов наблюдается максимальное проявление околотрецинных гидротермальных процессов, вызвавших изменение пород. Аргиллизированные диоритовые порфириты вмещают жилы низкотемпературного кварца с киноварью по трещинкам и в пустотах выщелачивания.

В аргиллизированных диоритовых порфиритах выделяются четыре зоны: монтмориллонит-хлоритовая, гидрослюдисто-монтмориллонитовая, каолинит-гидрослюдяная и гидрослюдяная. Каолинит в небольших количествах присутствует во всех зонах, кроме гидрослюдяной. Смешанно-слоистый гидрослюда-монтмориллонит образуется за счет замещения монтмориллонита и каолинита в условиях калиевого метасоматоза, приводящего к образованию гидрослюда в непосредственной близости от рудных тел. В разрезах с убогой ртутной минерализацией возрастает количество каолинита и монтмориллонита.

Процессы аргиллизации были установлены и на некоторых золоторудных месторождениях Забайкалья в связи с мезозойской тектономагматической активизацией [Лапин, Широких, 1981]. В отличие от других типов изменений аргиллизиты здесь не получили широкого распространения. Они развиваются в вулканогенных породах, представленных риолит-дацитовыми субщелочными порфиритами, туфами и туфобрекчиями кислых эффузивов. Макроскопически процесс выражается в осветлении пород. Аргиллизация эффузивов начинается с замещения мелких пластинок биотита хлоритом в ассоциации с тонкочешуйчатой слюдой. Постепенно хлорит исчезает; слюда начинает интенсивно развиваться по полевым шпатам, при этом вначале исчезает альбит-олигоклаз, а затем калиевый полевой шпат. В целом строение метасоматической колонки может быть представлено в следующем виде:

Исходные эффузивные породы (кварц, калиевый полевой шпат, альбит-олигоклаз, серицит, биотит)

1. Кварц, гидрослюда, калиевый полевой шпат, альбит, хлорит
2. Кварц, гидрослюда, калиевый полевой шпат, альбит, пирит
3. Кварц, гидрослюда, калиевый полевой шпат, пирит
4. Кварц, гидрослюда, пирит

Исходя из аналитических данных, аргиллизация эффузивных пород сопровождалась выносом значительной части марганца из тыловых частей колонки и некоторым привносом калия и повышением содержания кремния во внутренних зонах; кроме того, для процесса изменения характерен незначительный привнос никеля, ванадия, меди, кобальта, свинца, цинка и золота, которые концентрируются преимущественно во внутренних зонах метасоматической колонки: наиболее высокими содержаниями рудных элементов, в том числе и золота, отличается не центральная, а примыкающая к ней зона. На основании исследования газово-жидких включений в метасоматических минералах из аргиллизитов установлено [Лапин, Широких, 1981], что аргиллизированные

породы образовались в температурном интервале 140—280°С при практически полном отсутствии углекислоты в растворах. В этой связи следует отметить, что в отличие от золоторудных месторождений, аргиллизиты ртутных месторождений, как было показано выше, формировались при воздействии на породы гидротермальных растворов, резко обогащенных углекислотой.

На золоторудном месторождении Голдфилд, описанном Г.Т. Волостных [1972] по материалам американских авторов, на известковистых сланцах кембрия, прорванных алясками и гранитами, залегают потоки риолитов, латитов, андезитов и дацитов. Гидротермальному изменению подвержены все породы, но оруденение установлено лишь в верхней части разреза (латиты, андезиты и дациты). В околорудных породах района выделяется четыре зоны: внешняя пропилитовая, монтмориллонитовая, иллит-каолининовая и внутренняя кварц-алунитовая.

В пропилитовой зоне биотит замещается хлоритом и калиевой слюдой, по пироксену развиваются кальцит, хлорит и антигорит; роговая обманка замещена смешанно-слоистым хлорит-вермикулитом. В монтмориллонитовой зоне кристаллы плагиоклаза частично замещены монтмориллонитом и калиевой слюдой, ближе к жиле в плагиоклазе появляется иллит. Биотит и амфибол замещаются гидрослюдой и ильменитом. Основная масса породы замещена монтмориллонитом с примесью каолинита и пылевидного гематита. В иллит-каолининовой зоне количество глинистых минералов превышает 90% объема породы. Помимо иллита и каолинита, в этой зоне установлены кварц, монтмориллонит, калиевая слюда и смешанно-слоистый глинистый минерал; плагиоклаз полностью замещен иллитом и кварцем. Внутренняя зона сложена алунитом, кварцем, гематитом, ярозитом, каолинитом, галлуазитом, иллитом, гипсом, эпидотом, тоберморитом, рутилом и сульфидами.

Таким образом, к более общим чертам гидротермальной низкотемпературной аргиллизации в вулканогенных породах рассмотренных месторождений относятся следующие: 1) все аргиллизированные породы характеризуются сходным набором глинистых минералов; типичные и широко распространенные — монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и смешанно-слоистые минералы, реже встречаются галлуазит, диккит и иллит; 2) в строении метасоматической колонки в большинстве случаев принимает участие три зоны; но иногда их количество увеличивается до четырех или сокращается до двух; 3) химизм аргиллизации определяется накоплением ряда рудных элементов и углекислоты во внутренних, примыкающих к раствороподводящей трещине, зонах; 4) процесс гидротермальной аргиллизации осуществляется при температурах ниже 250°С и давлениях около 550 бар.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

1. На изученных территориях с уран-молибденовым оруденением в вулканогенных породах установлены и закартированы околорудные березиты, кварц-альбитовые метасоматиты и аргиллизиты. Исходя из

реальных соотношений новообразованных минералов и пространственных взаимоотношений измененных пород как с тектоническими элементами, так и между собой последовательность метасоматических процессов может быть выражена следующим рядом: березитизация, кварц-альбитовый метасоматоз, гидротермальная аргиллизация и пострудное прожилкование.

2. Березитизация пород осуществлялась в позднеорогенный этап развития территории после завершения всей магматической деятельности, в том числе и после внедрения даек основного и среднего состава и связана с тектонической активизацией района. Березитизация — предрудная стадия гидротермального этапа минералообразования. Процесс выражается в установлении относительно растворопитающей трещины метасоматической зональности, строение которой определяется основностью исходной породы. В риолитах типовая метасоматическая колонка может быть выражена следующим рядом: неизменная порода—хлорит, кальцит, пирит, серицит, кварц—кальцит, пирит, серицит, кварц—пирит, серицит, кварц—серицит, кварц—кварц. Метасоматические зоны различаются не только парагенезисами, но и составом и структурой отдельных минералов. Для внешних зон изменения характерны политипные модификации серицитов $1M$, для внутренних — $2M_1$. Кроме того, к центру зональности в слюдах уменьшается содержание парагонитовой молекулы. Химизм процесса березитизации определяется высокой активностью углекислоты, сульфидной серы и щелочей, в ходе изменения из кислых пород выносятся алюминий, железо, кальций, в основные породы алюминий и железо привносятся. Независимо от состава во все породы привносятся калий и выносятся натрий. Березитизация начинается при температурах $300^\circ C$, переход к рудной стадии происходит при температуре $250^\circ C$.

3. Строение метасоматических колонок березитов, развитых в вулканогенных породах медно-висмута-полиметаллических, золото-рудных и ртутно-сурьмяных месторождений, принципиально не отличается от такового на урановых и уран-молибденовых месторождениях; в общих чертах оно характеризуется закономерной сменой в направлении от внешней к тыловой зоне колонки одних минеральных парагенезисов другими; в этом же направлении отмечается смена сильных оснований слабыми и увеличение железистости карбонатов. В большинстве случаев на указанных месторождениях образование дорудных березитов сопровождается появлением в их составе повышенных содержаний золота и других элементов (но не радиоактивных), которые вовлекаются в последующее гидротермальное минералообразование предрудной и рудной стадий. Процесс развивается на фоне общего падения температур от $340^\circ C$ на золото-сурьмяных и $260^\circ C$ на ртутно-сурьмяных месторождениях до $70—60^\circ C$ и давлениях, достигающих $1000—1500$ бар. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты и низкие и умеренные концентрации солевых компонентов.

4. Кварц-альбитовый метасоматоз проявился в породах основного и кислого—среднего состава. В диабазовых порфиритах дорудные

изменения выразились в образовании метасоматической колонки следующего строения: неизменная порода—хлорит, кальцит, серицит, пирит, кварц—анкерит, серицит, гематит, кварц—альбит, гематит, кварц—альбит (гематит). Парагенезисы рудной стадии приурочены лишь к участкам, претерпевшим альбитизацию. Химизм кварц-альбитового преобразования порфиритов определяется выносом в породы кальция, углекислоты и натрия и выносом всех оснований.

В породах кислого и среднего состава метасоматическая колонка имеет вид: неизменный вулканит—кварц, серицит, кальцит, хлорит, пирит—кварц, альбит, анкерит, гематит—кварц, альбит, гематит—кварц, альбит. Сущность химизма кварц-альбитового изменения кислых вулканитов определяется выносом из пород титана, двухвалентного железа, кальция, калия и прогрессивным нарастанием количества натрия. Оруденение накладывается на измененные породы и локализуется в промежуточных зонах метасоматической колонки как наиболее благоприятных в физико-механическом отношении участках.

5. Процессы аргиллизации — самые молодые проявления метасоматической деятельности в районе. Парагенезисы аргиллизитов накладываются на альбитизированные диабазовые порфириты; березитизированные кислые вулканиты приурочены к мелким тектоническим нарушениям. При аргиллизации риодацитовых туфов в последних устанавливается метасоматическая зональность с образованием каолинит-хлоритовой (периферической), каолинит-сидеритовой и каолинит-монтмориллонитовой (центральной) зон. Основная тенденция химизма процесса заключается в частичном или полном выносе из пород оснований, за исключением трехвалентного железа; сера в центральных зонах накапливается. Характерная особенность аргиллизации — уменьшение плотности пород и увеличение пористости, максимальные значения которой приходится на промежуточные зоны, где в рудную стадию сосредоточиваются значительные концентрации урана.

6. Гидротермально аргиллизированные вулканогенные породы ртутных и золоторудных месторождений характеризуются сходным набором новообразованных глинистых минералов; наибольшим распространением пользуются монтмориллонит, гидрослюда, каолинит и смешанно-слоистые минералы, реже отмечаются галлуазит, диккит и иллит. Химизм аргиллизации определяется накоплением ряда рудных элементов во внутренних, примыкающих к раствороподводящей трещине зонах. Процесс осуществляется при температурах ниже 250°С и давлениях около 550 бар.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОРУДЕНЕНИЯ

В последнее время все большее внимание уделяется изучению структурных особенностей минералов как показателей их генезиса. Установлено, что тонкие детали состава и структуры минералов, характер распределения примесей, проявления тонкой неоднородности в кристаллах отражают меняющиеся термодинамические параметры минералообразования, состояние минералообразующей среды и эпигенетические воздействия на породы и руды. С помощью информации, извлекаемой из минерала, возможно решение ряда геологических задач и практических вопросов, направленных на выявление минералов-индикаторов оруденения, которые могут быть использованы как поисковые признаки; на оконтуривание рудных аномальных участков среди однородных метасоматически измененных пород по типоморфным особенностям минералов; на определение уровня эрозионного среза месторождений и др. [Гинзбург, Матиас, 1978]. Изучение взаимосвязей структурных особенностей метасоматических минералов с условиями минералообразования проводились для светлых слюд, карбонатов и хлоритов [Алышева и др., 1979; Андреева, 1978; Бахтина и др., 1978; Доломанова и др., 1978а, б; Карамян, Мхитарян, 1980; Мхитарян, Налбандян, 1974; Широких, Боровикова, 1979]. При исследовании типоморфных особенностей светлых слюд замечено, что определенная модификация мусковита или серицита характерна для вполне конкретных условий образования. Для слюд сейчас известны и найдены в природных гидротермальных образованиях политипные модификации 1М, 2М₁, 2М₂ и 3Т, отличающиеся друг от друга деталями своей структуры. Наибольшим распространением в метасоматитах пользуется мусковит политипной модификации 2М₁, который развит в продуктах предрудной гидротермальной стадии [Алышева и др., 1979; Доломанова и др., 1978а]. Мусковит 2М₂ имеет локальное распространение и встречается лишь в линзах и штоках крупных рудных тел, т.е. он формируется в закрытых системах при малом теплообмене и низкой температуре. Мусковит 1М характерен для околорудных метасоматитов полиметаллических месторождений. Вблизи околорудных метасоматитов в медноколчеданных месторождениях распространены смеси модификаций 1М + 2М₁ или модификация 2М₁. Последняя модификация характерна для некоторых оловорудных месторождений, где мусковит является одним из ранних минералов, кристаллизующихся непосредственно из гидротермальных растворов. Модификация 3Т обнаружена в метасоматических прожилках, связанных с дистен-гранат-кварц-мусковитовыми, гранат-кварц-мусковитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами. По мнению ряда исследователей, мусковит со структурой 3Т может служить признаком относительной стабильности условий минералообразования.

Изучение изменений структурных параметров серицитов и хлоритов в зависимости от их принадлежности к различным стадиям околорудной гидротермальной деятельности и разным частям метасоматической

колонки проводилось некоторыми исследователями на медноколчеданных месторождениях [Мхитарян, Налбандян, 1974]. В результате была подмечена тенденция к увеличению параметра b смешанно-слоистых силикатов от внешних к внутренним частям метасоматической колонки, формирующейся около рудных тел.

В.Н. Сазонов [1975а, б], П.Ю. Ходанович [1976], А.П. Бахтина, В.Н. Сазонов и Н.Е. Демина [1978] установили закономерность, согласно которой от периферии к центру зональности увеличиваются железистость хлоритов и параметра b ; помимо этого, в этом же направлении возрастает и железистость карбонатов; иногда отмечается такая же тенденция и в отношении марганца.

В полиметаллических месторождениях Алтая среди светлослюдистых метасоматических минералов выделены собственно серициты и гидрослюды модификаций $1M$, $2M_1$ и $2M_2$ [Алышева и др., 1979]. Гидрослюды модификации $1M$ приурочены к внешним зонам ореола выщелачивания, либо к зонам гидролитического разложения, а слюды политипной модификации $2M_1$ развиты во внутренних частях метасоматической колонки.

В направлении от внешних зон ореола изменения к внутренним зонам и рудным телам в аргиллизированных породах увеличивается количество смешанно-слоистых минералов [Волостных, 1972], а в пределах смешанно-слоистых гидрослюда-монтмориллонитов увеличивается количество гидрослюдистых пакетов [Тедиашвили, 1982].

Подобные исследования не носят систематического характера; они довольно отрывочны и относятся главным образом только к оловородным и колчеданно-полиметаллическим месторождениям. Для ураноносных метасоматитов в литературе имеется лишь указание [Андреева, 1978] на увеличение слюдяных пакетов в смешанно-слоистых силикатах кварц-карбонатно-гидрослюдистых аргиллизитов от безрудных участков в сторону рудоносной трещины. Установление же закономерностей изменения структурных параметров минералов в метасоматических процессах и особенно процессах, сопровождающих урановое рудоотложение, имеет неоценимое значение. Оно определяется возможностью использования дополнительно получаемой информации о минерале для разбраковки рудоносных и безрудных метасоматитов, с одной стороны, и тем, что на основе знания таких закономерностей возможна разработка поисковых критериев уранового оруденения по типоморфным признакам минералов — с другой.

Проведенное нами исследование имело своей целью восполнить пробел в изучении особенностей внутренней структуры метасоматических минералов в зависимости от их удаленности от рудных тел и от наличия или отсутствия в ореоле метасоматитов уранового оруденения. Объектами изучения послужили главным образом минералы березитов предрудной стадии участков I и II, доступные для объемного минералогического картирования. Метасоматические колонки березитов в вулканогенных породах кислого состава могут быть представлены в следующем виде: неизменная порода — кварц + ортоклаз + олигоклаз + хлорит + серицит + пирит — кварц + серицит + альбит + хлорит + пирит — кварц + серицит + пирит + альбит — кварц + серицит + пирит —

Таблица 25. Средние содержания урана (в кларках концентрации) в березитизированных вулканогенных породах

Порода	Неизмененная порода	Ураносодержащие березиты			Безрудные березиты		
		Зона метасоматической колонки					
		внешняя	промежуточная	центральная	внешняя	промежуточная	центральная
Дациит	2,2(12)	2,3(12)	2,8(10)	3,3(12)	2,2(7)	2,6(10)	2,6(10)
Риолит	1,3(38)	1,8(14)	2,2(8)	3,6(17)	1,5(9)	2,0(9)	1,9(5)

Примечание. В скобках приведено количество проб.

— кварц + серицит. При сравнении колонок установлено полное подобие ураносодержащих и безрудных метасоматитов; не отличаются они и характером своего проявления. Различия между ними заключаются лишь в радиогеохимическом аспекте, которые наиболее заметно проявлены только в центральных (маломощных) зонах и незначительно в промежуточных и внешних (десятки метров). Повышенное содержание элемента в центральных и промежуточных зонах ураноносных березитов, по-видимому, может быть объяснено участием урана первичных ореолов вокруг рудных тел. В табл. 25 приводятся содержания урана в различных частях метасоматической колонки как ураноносных, так и безрудных метасоматитов.

Одинаковый состав минеральных парагенезисов в ураноносных и безрудных березитах свидетельствует о приблизительно сходном характере физико-химической обстановки и близких составах воздействующих гидротермальных растворов. Наложение процессов рудной стадии на сформированную метасоматическую зональность предполагает определенные изменения и в ураносодержащих березитах, которые должны фиксироваться в составе метасоматических минералов, а значит, и в деталях их внутренней структуры.

Для определения признаков, отличающих рудоносные и безрудные метасоматиты, из числа типоморфных метасоматических минералов были выбраны лишь те, которые характеризуются переменными свойствами, а следовательно, и варьирующим составом. Этому условию удовлетворяют карбонаты и светлые слюды (мусковит, серицит, гидрослюда). Отобранные из различных зон метасоматической колонки как из рудных, так и безрудных участков карбонаты и слюды изучались дифрактометрически в петрографических шлифах [Руденко и др., 1979; Семушин, 1979б, 1983а] и традиционными методами [Руководство..., 1975]. Результаты этих определений приведены в табл. 26. Наиболее чувствительным параметром кальцитов к изменению химизма среды оказалось межплоскостное расстояние d_{1014} . У кальцитов, не претерпевших воздействия растворов, формирующих рудные концентрации, у пострудных и эталонных это значение составляет 0,3034—0,3035 нм и не подвержено существенным колебаниям. В ураноносных метасоматитах d_{1014} значительно снижается и непосредственно вблизи рудных тел становится минимальным, равным 0,3012 нм (табл. 26).

На рис. 33,а показаны величины d_{1014} кальцитов и доверительные

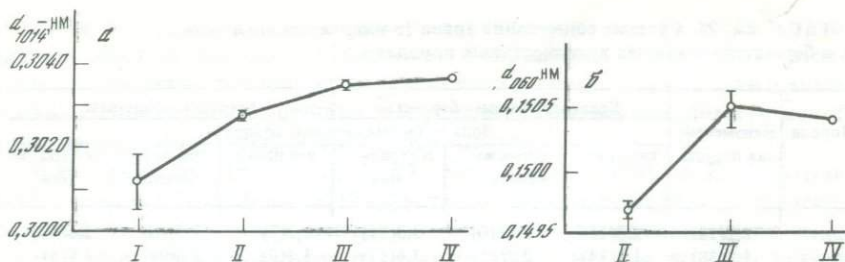


Рис. 33. Значения $d_{10\bar{1}4}$ кальцитов (а) и d_{060} серицитов (б) из ураноносных и безрудных метасоматитов

I — рудная зона, II — рудный метасоматит, III — безрудный метасоматит, IV — эталон

интервалы в зависимости от принадлежности карбоната к той или иной зоне.

Изменение рентгеноструктурных параметров карбонатов обусловлено воздействием гидротермальных растворов, содержащих в своем составе, помимо урана, магний, железо и марганец. По данным спектрального анализа кальциты рудной стадии содержат (максималь-

Таблица 26. Рентгенометрическая характеристика кальцитов из рудных и безрудных метасоматитов

Метасоматиты	$d_{10\bar{1}4}(\text{нм})$	s
Рудная зона	0,3012	0,0008
	0,3002—0,3023	
Рудоносный	0,3027	0,0001
	0,3026—0,3028	
Безрудный	0,3034	0,0001
	0,3033—0,3035	

Таблица 26 (окончание)

Метасоматиты	$\pm 100,5\sqrt{n}$	Мол. % MgCO_3^*	$I_{\text{mq}}/I_{\text{Ca}}^{**}$	Количество проб
Рудная зона	0,0006	11,7—4,8	1,72	7
Рудоносный	0,00006	3,5—3,4	1,15—1,2	11
Безрудный	0,00007	1,5—0	1,04	9

* Определено по данным Гольдсмита [Goldsmith et al., 1955].

** Результаты лазерного микроспектрального анализа на установке LMA-1. Аналитик — Ю.М. Ишков (ГИН БФ СО АН СССР).

Примечание. Значение $d_{10\bar{1}4}$ эталонное 0,3035 заимствовано из работы Свенсона и Фиата [Swenson, Fuayt, 1953].

В числителе — средние значения межплоскостных расстояний, в знаменателе — пределы их колебаний.

но) до 6% марганца. На основании зависимости d_{10T4} — мол. % $MgCO_3$ [Goldsmith et al., 1955] приблизительно оценено содержание магния в кальцитах из различных зон; абсолютные количества магниевой молекулы в кальците по этой зависимости не могут быть получены, но тенденция в изменении содержаний устанавливается однозначно [Равинская-Иоффе, 1975; Таланцев, 1981]. Характер получаемой направленности в изменении содержания магния в кальцитах находится в полном соответствии с результатами лазерного микроспектрального анализа (табл. 26). По мере приближения к рудной зоне в метасоматических кальцитах увеличивается количество магния и соответственно уменьшается значение d_{10T4} . Учитывая атомные и ионные радиусы (0,197 и 0,099 нм) у кальция и (0,160 и 0,066 нм) магния и принимая во внимание сопряженное изменение состава и рентгеноструктурных параметров кальцитов, можно с большой долей вероятности утверждать об изоморфном вхождении магния в структуру кальцита в процессе метасоматического преобразования пород, что влечет за собой уменьшение d_{10T4} . По всей видимости, этот эффект может усиливаться и влиянием урана. Последнее может быть вполне вероятным, если учесть результаты рентгеноструктурного изучения гематита из ряда урановых месторождений. Согласно этим исследованиям [Сидоренко и др., 1982], гематиты, отобранные из участков, где концентрируется или могло концентрироваться ранее урановое оруденение, обладают нарушенной структурой, а не контактирующие с урановой минерализацией обладают совершенной кристаллической структурой. По выводам из работы [Сидоренко и др., 1982] нарушение кристаллической структуры гематита имеет радиационную природу и "нарушенный" гематит может стать индикатором источника радиоактивности.

Таким образом, величина d_{10T4} кальцитов, по нашему мнению, — достаточно надежный индикатор оруденения и может быть рекомендована в качестве дополнительного поискового признака. Определение d_{10T4} кальцита не требует больших затрат времени и может осуществляться в массовом количестве.

Рентгеноструктурными исследованиями светлых слюд из различных частей метасоматической колонки установлено два политита: 1М и 2М₁. Первый из них характерен для внешних зон околорудно измененных пород, второй — для внутренних, т.е. установленная зависимость для полиметаллических месторождений [Алышева и др., 1979] и японских месторождений типа Куроко [Аракелянц и др., 1973; Зотов, Русинов, 1975] справедлива и для уранового оруденения. Кроме того, по данным К.А. Карамяна, Р.Г. Мхитаряна [1980] и В.Б. Чекваидзе [1981], политип серицита 2М₁ характерен для ранних высокотемпературных березитов, тогда как серицит со структурой 1М фиксируется в низкотемпературных березитах. В направлении от внешних к внутренним зонам метасоматической колонки повышается степень "фенгитовости" слюд, т.е. повышается содержание кремния, нарастает и количество калия в серицитах. Подобные результаты получены и Г.Т. Волостных [1972] для гидрослюд из околорудных аргиллизитов. Рассчитанные на основе уточненных позиций атомов, включая протоны, значения электростатической энергии для 1М и 2М₁ серицитов [Минеева и др., 1980]

Таблица 27. Рентгенометрическая характеристика серицитов из рудоносных и безрудных порфиров.

Метасоматиты	$d_{060}(\text{нм})$	s_d	$\pm t_{0,05} \sqrt{\frac{s}{n}}$
Рудоносные	0,1497	0,0001	0,00008
	0,1496—0,1499		
Безрудные	0,1505	0,0002	0,00014
	0,1501—0,1507		

Таблица 27 (окончание)

Метасоматиты	\bar{b} (нм)	s_b	Мол. % парагонита*	Количество проб
Рудоносные	0,8982	0,0008	2,5	7
Безрудные	0,9030	0,0012	5	9

*Определено по данным Н.В. Котова, Р.И. Милькевича и С.И. Турченко [1969].

Примечание. Значение d_{060} эталонное 0,1504 заимствовано из работ Н.И. Органовой [1962] и У.А. Дира и др. [1966]. Среднее из 14 анализов.

свидетельствуют об энергетической предпочтительности политипа 1М по сравнению с обычным 2М₁, что согласуется с рациональным распределением катионов в трехэтажном слое 1М. Упорядоченное распределение катионов в структуре 1М, по мнению автора [Минева и др., 1980], обусловлено образованием этого политипа при кристаллизации из низкотемпературных растворов при медленном падении температуры.

Следует заметить, что в последнее время в литературе появились указания [Бемянкина, Петров, 1982] на малую геологическую информативность политипии слюд. С этим трудно согласиться, поскольку многочисленные публикации, частично упоминаемые в данном разделе, противоречат этому утверждению.

При изучении серицитов, отобранных из рудных и безрудных метасоматитов исследуемых районов, фиксируется уменьшение параметра d в направлении к рудным зонам (табл. 27). Рис. 5, б иллюстрирует изменение d_{060} серицитов в зависимости от принадлежности к тем или иным метасоматитам. По величине параметра d_{060} метасоматические серициты, несвязанные с рудным процессом, не отличаются от обычных [Органова, 1962; Дир и др., 1966; Соколова, 1966]. В слюдах, парагенных с настураном или коффинитом, d_{060} имеет заметно пониженное значение (0,1496 нм). Уменьшение d_{060} , или b , серицитов сопровождается и уменьшением количества парагонитовой молекулы в минерале, что соответствует пониженным значениям температуры образования слюды (230—250°С). В сравнении с рудоносными слюды безрудных метасоматитов продолжают сохранять в своем составе информацию о дорудных условиях и, в частности, о температуре, которая на основании геотермометрии [Котов и др., 1969] составляет 310—330°С.

Таким образом, пониженные в сравнении с "фоновыми" значения параметра d слюд свидетельствуют о протекании более низкотемпературного по отношению к предрудному гидротермального рудообразующего процесса, возможно не только уранового, и поэтому могут быть использованы как дополнительный признак в поисковых и картировочных целях.

Итак, аномально низкие значения d_{1074} и d_{060} метасоматических кальцитов и серицитов свидетельствуют о протекании гидротермального уранового процесса, являются индикаторами оруденения и могут быть использованы при разведке ураноносных и безрудных метасоматитов. Для рудоносных метасоматитов эти параметры соответственно равны $0,3012 \pm 0,0006$ и $0,1497 \pm 0,0001$ нм.

Приведенные зависимости, установленные для районов с известными проявлениями гидротермальной урановой минерализации, со всей очевидностью могут быть использованы при поисково-оценочных работах на уран и в других районах с полями развития гидротермально измененных вулканогенных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для месторождений уран-молибденовой рудной формации, локализованных в фанерозойских складчатых областях, известно четыре типа околорудных метасоматитов. К ним относятся процессы березитизации, аргиллизации, кварц-альбитовый и кварц-полевошпатовый метасоматоз. В изученных районах установлено три первых типа. Наибольшим распространением пользуются березиты, локально проявлены кварц-альбитовые метасоматиты и ограниченно гидротермальные аргиллизиты. Размещение метасоматических образований нашло отражение в соответствующих картах и схемах.

2. Околорудные изменения осуществлялись в позднеорогенные этапы развития территории, после завершения магматической деятельности и после внедрения самых поздних дайковых образований среднего и основного состава. Проявление гидротермальной деятельности связано с тектонической активизацией области.

3. Процессы березитизации выразились в образовании кварц-серицит-пиритовых парагенезисов в кислых вулканитах и кварц-серицит-анкеритовых с пиритом в основных. Строение ореола березитизированных пород характеризуется зональностью, определяемой составом минеральных парагенезисов, составом и внутренним строением метасоматических минералов. Химизм процесса определяется выносом из центральных зон метасоматической колонки вулканитов натрия, алюминия, железа и привносом калия. Березитизация приводит к накоплению урана в конечных продуктах независимо от состава исходных пород.

4. Строение метасоматических колонок, развитых в вулканогенных породах медно-висмута-полиметаллических, золоторудных и ртутно-сурьмяных месторождений, принципиально не отличается от такового на урановых и уран-молибденовых месторождениях; в общих чертах оно характеризуется закономерной сменой в направлении от внешней к тыловой зоне колонки одних минеральных парагенезисов другими; в этом же направлении отмечается смена сильных оснований слабыми и увеличение железистости карбонатов. В большинстве случаев на указанных месторождениях образование дорудных березитов сопровождается появлением в их составе повышенных содержаний золота и других элементов (но не радиоактивных), которые вовлекаются в последующее гидротермальное минералообразование прерудной и рудной стадий. Процесс развивается на фоне общего падения температур от 340°C на золото-сурьмяных и 260°C на ртутно-сурьмяных месторождениях до $70\text{—}60^{\circ}\text{C}$ и давлениях, достигающих $1000\text{—}1500$ бар. Для березитизирующих растворов характерны высокие концентрации углекислоты и низкие и умеренные концентрации солевых компонентов.

5. Кварц-альбитовый метасоматоз выразился в образовании кварц-

альбит-гематит-анкеритовых, кварц-альбит-гематитовых и кварц-альбитовых парагенезисов. В диабазовых порфиритах преобладают альбитовые парагенезисы, которые в конечном итоге определяют пространственное размещение урановой минерализации. В составе минеральных ассоциаций в кислых вулканитах количественно доминирует кварц. Минералогическое картирование кварц-альбитовых метасоматитов по интенсивности окварцевания достаточно четко фиксирует метасоматическую зональность и позволяет локализовать поисковые работы.

6. Процессы гидротермальной аргиллизации — самые молодые проявления метасоматической деятельности в рассматриваемом районе геосинклинально-складчатой области. В составе минеральных парагенезисов установлены каолинит, монтмориллонит, галлуазит, сидерит, серицит, пирит, гематит, гётит и анатаз. Метасоматическая зональность аргиллизитов в диабазовых порфиритах определяется внешней каолинит-хлоритовой, промежуточной каолинит-сидеритовой и центральной каолинит-монтмориллонитовой с сидеритом зонами. При аргиллизации из исходных вулканитов выносятся значительная доля компонентов состава, существенной привнос характерен для двухвалентного железа и углекислоты. В ходе аргиллизации уменьшается плотность породы и возрастает пористость; максимальные ее значения приходятся на промежуточные зоны, где в рудную стадию происходит отложение настурана.

7. Рассмотренные окolorудные изменения по времени проявления относятся к дорудным и являются обязательным фактором создания благоприятной обстановки в геохимическом, структурном и физико-механическом отношении для последующего рудоотложения.

8. С помощью предложенной методики комбинированного микроскопического и рентгеноструктурного анализов минералов в петрографических шлифах решались вопросы диагностики и термометрии, устанавливался состав и структурные особенности минералов. Преимущество методики наиболее очевидно при исследовании гидротермально измененных вулканогенных образований, извлечение мономинеральных фракций из которых, как правило, связано со значительными техническими трудностями.

9. Рентгеноструктурными исследованиями минералов из различных зон метасоматической колонки как из урановых, так и безрудных метасоматитов установлено, что состав и структура метасоматических минералов во времени и пространстве закономерно меняются, что можно использовать для разработки типоморфических критериев поисков гидротермальных урановых месторождений. Взаимодействие гидротермального рудообразующего раствора с вулканогенной породой приводит к уменьшению определенных межплоскостных расстояний окolorудных кальцитов и серицитов.

Заканчивая настоящую работу, автор отдает себе отчет в том, что не все выдвигаемые положения обладают полнотой изложения и одинаковой доказуемой силой. Тем не менее автор надеется, что предлагаемая работа внесет определенный вклад в понимание процессов низкотемпературного окolorудного метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

- Алышева Э.И., Кудрявцева Н.Г., Русинова О.В., Чекваидзе В.Б.* Серциты из околорудноизмененных пород некоторых полиметаллических месторождений Алтая. — Тр. Центр. н.-и. геол.-развед. ин-та цв. и благород. металлов, 1979, N 142, с. 59—67.
- Андреева О.В.* Об ураноносных околорудных кварц-карбонат-гидрослюдистых аргиллизитах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 7, с. 108—118.
- Андреева О.В., Головин В.А.* Метасоматические процессы на урановом месторождении. — Сов. геология, 1979, N 5, с. 65—75.
- Аракелянц М.М., Зотов А.В., Русинов В.Л.* Абсолютный возраст околорудных изменений и рудоотложения в колчеданных месторождениях Учнотан и Ханаока (Япония). — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, N 4, с. 940—943.
- Баранов Э.Н., Вертепов Г.И., Гладышев Г.Д.* Околорудные изменения на урановом месторождении. — Геология руд. месторождений, 1962, N 6, с. 33—45.
- Барсуков В.Л., Погудина М.А., Рыжов О.Б.* Наложение поздних альбититов на ореолы околорудной аргиллизации одного из уран-молибденовых месторождений. — Докл. АН СССР, 1981 т. 261, N 4, с. 953—956.
- Бахтина А.П., Сазонов В.Н., Демина Н.Е.* Эволюция состава карбонатов в колонках березитизации-лиственитизации пород на одном золото-полиметаллическом месторождении. — Ежегодник. 1977. Информ. материалы. Свердловск, 1978, с. 74—76. В надзаг. Ин-т геол. и геохим. АН СССР. Уральск. науч. центр.
- Баяшкин И.М., Власов В.П., Воловикова И.М., Тюнин В.Н.* Уран-молибденовое оруденение в погребенном экстрезивном куполе фельзитов. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968, с. 207—234.
- Безсмертная М.С., Чилева Т.Н.* О новых прогрессивных методах и аппаратуре для исследования оптических свойств рудных минералов. — В кн.: Методические минералогические исследования. М.: Наука, 1977, с. 3—15.
- Белянкина Е.Д., Петров В.П.* Геохимическая роль слюд в минеральных ассоциациях: Классификация, химизм и генезис слюд. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 11, с. 76—88.
- Боголепов В.Г.* О методике отбора и обработка результатов химического анализа метаморфических и метасоматических пород. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 41—42.
- Боголепов В.Г.* Вопросы методики исследований и классификации продуктов околорудных изменений. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 33—41.
- Борисенко А.С.* Формации околорудных метасоматитов месторождений ртуты, сурьмы и мышьяка. — В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск, 1981, с. 111—119.
- Борисенко А.С., Оболенский А.А.* О соотношении аргиллизации вмещающих пород и рудоотложения на ртутных месторождениях. — В кн.: Геохимия миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 119—138.
- Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1972. 240 с.
- Волостных Г.Т.* Эволюция пористости и объема веса в процессе гидротермальной аргиллизации пород. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 223—226.
- Волостных Г.Т.* Преобразование слоистых силикатов при околорудном изменении осадочных пород. — В кн.: Кристаллохимия и структурная минералогия. Л., 1979, с. 93—96.
- Вольфсон Ф.И., Казанский В.И., Лавров Н.П.* и др. Основные черты гидротермальных урановых рудных полей и месторождений. М.: Наука, 1966, с. 147—215.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973, Т. 2. 456 с.
- Геология гидротермальных урановых месторождений/Отв. ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Наука, 1966. 443 с.
- Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений/Отв. ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Наука, 1968. 472 с.
- Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации/Ред. А.Б. Каждан. М.: Атомиздат, 1966. 182 с.
- Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья/Отв. ред. Ф.П. Кренделев. Новосибирск: Наука, 1979. 133 с.

Гидротермальные месторождения урана/Отв. ред. Ф.И. Вольфсон. М.: Недра, 1978. 446 с.

Гиллер Я.Л. К рентгенографической диагностике гранатов. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: ВИМС, 1962, сб. 1, с. 79—96.

Гинзбург А.И., Матиас В.В. Типоморфизм минералов как основа поисковой геологии. — В кн.: Тез. докл. на XI съезде Междунар. минерал. ассоц. Новосибирск, 1978, т. 1, с. 88—89.

Гребенчиков А.М., Нортиков В.Д., Лайпанов Х.Х. и др. О минералах-концентраторах урана в беризитах по данным ф-радиографии. — В кн.: Использование минералогических методов при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата. т. 2, с. 167—168.

Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами. — Геол. журн., 1974, т. 34, N 1, с. 75—84.

Дворников Ю.А., Грязнов О.Н., Ослоповских В.Н. К методике детального картирования гидротермальных метасоматитов на количественной основе. — Тр. Свердл. горн. ин-та, 1975, вып. 112, с. 134—144.

Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений/ П.А. Шехтман, В.А. Королев, Н.А. Никифоров и др. М.: Недра, 1979. 280 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 319 с.

Доломанова Е.И., Власова Е.В., Панова М.А. и др. Типоморфные особенности слюдо околорудных месторождений Забайкалья. — В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978а, с. 31—60.

Доломанова Е.И., Жухлистов А.П., Звягин Б.Б. и др. О типоморфизме структурных особенностей политипных модификаций мусковита. — В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978б, с. 11—20.

Дымков Ю.М. Природа урановой смоляной руды: Вопросы генетической минералогии. М.: Атомиздат, 1973. 240 с.

Жариков В.А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 49—63.

Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 9—27.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных пород. 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.

Зотов А.В., Русинов В.Л. Зональность и парагенезисы в околорудных породах двух месторождений типа Куроко в Японии. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975, с. 179—216.

Каждан А.Б. Месторождения уран-молибденовой рудной формации. — В кн.: Вопросы прикладной радиогенезологии. М.: Атомиздат, 1967, вып. 2, с. 287—323.

Казанский В.И., Лавров Н.П. Месторождения урана. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 319—387.

Казанский В.И., Омеляненко Б.И., Прохоров К.В. О вертикальной зональности ураноносных натриевых метасоматитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 92—100.

Казыцын Ю.В. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л.: Недра, 1972а. 145 с.

Казыцын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972б. 145 с.

Казыцын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

Карамян К.А., Мхитарян Р.Г. Серпичиты из метасоматических формаций Зангезурского рудного узла (АрмССР). — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1980, т. 33, N 6, с. 85—90.

Керр П.Ф. Околорудные изменения боковых пород как критерий при поисках месторождений урана. — В кн.: Материалы Междунар. конф. по мирному использ. атом. энергии. "Геология урана и тория". М.: Госнаучтехиздат, 1958, Т. 6, с. 795—801.

Клитченко М.А., Макаров Н.М. Общие черты околорудных метасоматитов ртутных месторождений Украины. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982, с. 104.

Ковалев В.П., Ножкин А.Д., Миронов А.Г., Малясова З.В. Перераспределение и

подвижность урана при метаморфизме вулканогенных образований. — Атом. энергия, 1976, т. 41, N 2, с. 85—91.

Ковалев В.П., Ножкин А.Д., Миронов А.Г., Малясова З.В. Перераспределение и подвижность урана при метаморфизме вулканогенных образований. — В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Наука, 1978, с. 45—48.

Козлова П.С., Гурвич М.Ю. Поведение и пространственное распределение урана в калиевых щелочных породах. — Геохимия, 1979, N 4, с. 519—527.

Константинов В.М. К вопросу о классификации месторождений урана, связанных с вулканотектоническими депрессиями. — Атом. энергия, 1981, т. 50, N 5, с. 316—319.

Константинов В.М., Казанцев В.В., Протасов В.Н. Закономерности распределения уран-молибденового оруднения по вертикали. — Геология руд. месторождений, 1980, т. 22, N 4, с. 103—107.

Константинов В.М., Якунин Д.И. О некоторых особенностях связи гидротермального уран-молибденового оруднения с вулканогенными образованиями. — Атом. энергия, 1973, т. 34, вып. 1, с. 3—5.

Коптев-Дворников В.С., Петрова М.А. Петрохимическая классификация эффузивов кислого состава. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 2, с. 101—104.

Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. 331 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях 2-е изд. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Корсаков А.К. Методика и результаты картирования метасоматитов аргиллизитовой формации на флюорит-молибден-урановом месторождении. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, N 6, с. 58—63.

Косяков В.В. Условия локализации гидротермального уран-молибденового оруднения в палеовулканитах верхнего яруса геосинклинального этажа. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 56—69.

Котов Н.В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр. — Докл. АН СССР, 1975, т. 222, N 3, с. 701—704.

Котов Н.В., Милькевич Р.И., Турченко С.И. Палеотермометрия мусковитсодержащих метаморфических пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. — Докл. АН СССР, 1969, т. 184, N 5, с. 1180—1182.

Котов Е.И., Тимофеев А.В., Хотеев А.Д. Температуры образования некоторых гидротермальных урановых месторождений. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М.: Наука, 1970, с. 146—154.

Кравченко Н.С., Бурдэ Б.И. Распределение урана в некоторых магматических породах по данным осколковой радиографии. — Сов. геология, 1979, N 9, с. 99—103.

Кушев В.Г., Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. и др. Эволюция процессов регионального метаморфизма в докембрии севера Байкальской горной области. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 35—38.

Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, метасоматизм и золотое оруднение Восточного Забайкалья (Алханайский район). Новосибирск: Наука, 1981. 164 с.

Лебедев-Зиновьев А.А., Модников И.С., Фролов Г.И. Крутопадающие структуры внедрения и их роль в формировании урановорудных полей. — Сов. геология, 1974, N 6, с. 110—116.

Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т., Удальцов Н.И. Радиоактивные элементы в современном вулканическом процессе. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. в г. Новосибирске "Радиоактивные элементы в горных породах". Новосибирск, 1972, ч. 1, с. 159.

Леонова Л.Л., Пузанков Ю.М., Кирсанов И.Т. Радиоактивные элементы в породах Камчатки. — Гр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1975, вып. 286, с. 101—106.

Лисицына Г.А., Раудонис П.А. Кварц-альбитовый тип околорудных изменений вмещающих пород на гидротермальных уран-молибденовых месторождениях. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 162—170.

Марфуни А.С. Полевые шпаты. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 274 с.

Мельников И.В. Минералого-геохимические особенности процесса формирования

гидротермальных уран-молибденовых месторождений. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 180—196.

Мельников И.В., Берзина И.Г. Некоторые особенности поведения урана при формировании уран-молибденовых месторождений. — Атом. энергия, 1973, т. 35, вып. 1, с. 3—9.

Металлогения урана континентальных блоков земной коры / Г.В. Афанасьев, С.В. Бузовкин, Б.Б. Голубев и др. Л.: Недра, 1980. 256 с.

Методика изучения гидротермально-метасоматических образований / Е.В. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов, Г.М. Беляев. Л.: Недра, 1981. 262 с.

Минева Р.М., Соболева С.В., Звягин Б.Б. Сравнение энергетических характеристик политипных модификаций мусковита 1М и 2М. — В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов: Материалы XI съезда ММА, Новосибирск, 1978. М., 1980, с. 91—97.

Мионов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.

Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. Т.1. 868 с.

Модников И.С., Россман Г.И., Скворцова К.В. Зональность уран-молибденового оруднения в палеовулканических аппаратах. — В кн.: Поиски урановых месторождений в условиях горной тайги. М.: Атомиздат, 1971, с. 174—186.

Модников И.С., Тыркин И.К., Фролов Г.И. и др. Геолого-структурные особенности урансодержащего молибденового месторождения в погребенном палеовулканическом аппарате. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, N 3, с. 66—75.

Модников И.С., Чесноков Л.В., Лебедев-Зиновьев А.А. и др. Закономерности размещения уран-молибденового оруднения в вулcano-тектонических сооружениях областей континентального вулканизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, N 2, с. 112—127.

Мхитарян Р.Г., Налбандян Э.М. Об изменениях параметра *b* серицитов и хлоритов в околорудноизмененных породах Шамлугского медноколчеданного месторождения. — Изв. АН Арм ССР. Науки о Земле, 1974, т. 27, N 3, с. 86—88.

Наковник Н.И. Состояние проблемы и задачи изучения вторичных кварцитов. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 74—78.

Наумов Г.Б., Миронова О.Ф. Влияние режима углекислоты и кислотности раствора на формирование настуран-карбонатных жил. — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1971, с. 61—77.

Никитин А.А. Физико-химические условия образования урановых месторождений в гидротермальных растворах. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 151—157.

Омельяненко Б.И. Околорудные изменения вмещающих пород на гидротермальных урановых месторождениях. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966, с. 275—321.

Омельяненко Б.И. О физико-химических условиях процессов околорудного изменения типа березитизации. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 364—381.

Омельяненко Б.И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околорудных изменений и попытка их систематизации. — В кн.: Проблема метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 152—169.

Омельяненко Б.И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных околорудных метасоматитов. — В кн.: 1-й Междунар. геохим. конгр., 1971. М., 1972, т. 3, кн. 1, с. 393—418.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.

Омельяненко Б.И., Елисева О.П. Влияние геологических процессов на локальное распределение урана. — В кн.: Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М.: Недра, 1978, с. 22—37.

Омельяненко Б.И., Лисицына Г.А., Наумов С.С. О формационной самостоятельности низкотемпературных натровых метасоматитов эйситов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974, с. 160—171.

Омельяненко Б.И., Мясогутов Б.А. Березитизация пород вблизи урановых рудных тел. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, N 10, с. 95—108.

Омельяненко Б.И., Россман Г.И., Железнова Е.И. и др. Поведение урана в процессе окислительного изменения пород. — Геология руд. месторождений, 1973, т. 5, с. 60—65.

Органова Н.И. Рентгенографическое изучение некоторых природных мусковитов. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1962, сб. 2, с. 41—45.

Перчук Л.Л. Биотит-гранатовый геотермометр. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, N 2, с. 411—414.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 320 с.

Перчук Л.Л., Рывчинов И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Петросян Р.В., Бунтикова А.Ф. Калинатовые метасоматиты гидротермального уран-молибденового месторождения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 1, с. 74—81.

Плющев Е.В. Геологические условия проявления и рудоносность метасоматических формаций. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 28—34.

Плющев Е.В. Сопряженные зоны регионального метасоматизма и условия их формирования. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982, с. 176—178.

Плющев Е.В., Ушаков О.П. Структурно-вещественный принцип и классификация метасоматитов. — ЗВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 190—203.

Плющев Е.В., Ушаков О.П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 24—33.

Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений: Методические рекомендации/Под ред. А.А. Смыслова и др. Л.: Недра, 1979. 248 с.

Пузанков Ю.М. Уран и торий в кремнекислых вулканических породах Камчатки. — Докл. АН СССР, 1983, т. 268, N 2, с. 441—444.

Равинская-Иоффе Л.И. Природные твердые растворы системы CaCO_3 — MgCO_3 как индикаторы температурных условий метаморфизма. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975, с. 123—166.

Рафальский Р.П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М.: Атомиздат, 1973а. 288 с.

Рафальский Р.П. Уран в карбонатных гидротермальных растворах. — Атом. энергия, 1973б, т. 34, вып. 1, с. 29.

Рафальский Р.П. Состояние и задачи экспериментальных исследований процессов миграции радиоактивных элементов. — В кн.: Поведение радиоактивных элементов в геологических процессах. М.: Недра, 1978, с. 96—114.

Рехарский В.И. О полевошпат-кварцевых метасоматитах молибденовых месторождений. — В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966, с. 215—222.

Рехарский В.И. Зональность метасоматитов и оруденения на молибденовых месторождениях. — В кн.: Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974, т. 1, с. 148—176.

Рихтер Я.А., Салтыков В.Ф. Особенности распределения урана в вулканогенных комплексах восточного крыла Магнитогорского мегасинклинария. — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. в г. Новосибирске "Радиоактивные элементы в горных породах". Новосибирск, 1972, ч. 1, с. 118—120.

Рогова В.П. Региональная зональность низкотемпературных метасоматитов в активизированных областях Забайкалья. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982, с. 163—164.

Руденко В.Е., Кушев В.Г., Руденко Ю.Л. и др. Этапы регионального метаморфизма в докембрии севера Байкальской горной области. — В кн.: Вопросы метаморфизма докембрия. Апатиты, 1980, с. 47—53.

Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. Новосибирск: Наука, 1979. 176 с.

Руденко В.Е., Семущин В.Н., Жмодик С.М., Огурцов А.М. Применение рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов для исследования минералов горных пород. — Докл. АН СССР, 1979, т. 244, N 4, с. 950—954.

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов/Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1975. 399 с.

- Русинов В.Л.* Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Наука, 1972. 204 с.
- Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975а. 172 с.
- Сазонов В.Н.* Хлориты из лиственитизированных пород некоторых месторождений Среднего Урала. — Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1975б, т. 13, с. 115—122.
- Семушин В.Н.* Связь урановой минерализации с альбитизацией диабазовых порфиров. — Геология и геофизика, 1978, N 12, с. 161—165.
- Семушин В.Н.* Роль низкотемпературного метаморфизма в формировании уранового оруденения. — В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979а, с. 31—33.
- Семушин В.Н.* Применение рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов для исследования метаморфических и метасоматически измененных пород. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979б, с. 173—175.
- Семушин В.Н.* Геохимические особенности метасоматического преобразования диабазовых порфиров. — В кн.: Геохимия горных пород и руд Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980, с. 59—63.
- Семушин В.Н.* Исследование метаморфических и метасоматических измененных пород Забайкалья с применением рентгеноструктурного анализа петрографических шлифов. — В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983а, с. 119—125.
- Семушин В.Н.* Картирование околорудных метасоматитов в вулканитах. — В кн.: Минералогическое картирование рудных полей и месторождений. Свердловск, 1983б, с. 50—51.
- Семушин В.Н., Белов М.В.* Размещение гидротермального редкометального оруденения в связи с развитием кремнивого метасоматоза. — В кн.: Метаморфические формации и метасоматиты Забайкалья. Улан-Удэ, 1977, с. 131—137.
- Сидоренко Г.А., Максимова М.Ф., Тростянский Г.Д.* Гематит — индикатор естественной радиации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 8, с. 101—107.
- Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974, 231 с.
- Смыслов А.А., Шатков Г.А.* Радиогеохимические особенности зон тектономагматической активизации. — В кн.: Радиогеохимические исследования. М.: Мингео СССР, 1974, с. 124—132.
- Соколова Е.П.* О рентгенографическом изучении минералов группы слюд. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Недра, 1966, сб. 5, с. 106—122.
- Соколова Н.Т.* Околорудные изменения на гидротермальных месторождениях урана. — В кн.: Проблемы метасоматизма. Л.: Недра, 1969, с. 128—133.
- Стадийность минерализации и зональность гидротермальных месторождений / Отв. ред. А.Д. Щеглов, Д.О. Онтосев. М.: Наука, 1979. 332 с.
- Таланцев А.С.* Плагноклаз-мусковитовый геотермометр. — Докл. АН СССР, 1971, т. 196, N 5, с. 1193—1195.
- Таланцев А.С.* Доломит-кальцитовая геотермобарометрия процессов метаморфизма. — В кн.: Материалы 1-го Укр. респ. совещ. "Метаморфизм Украинского щита и его обрамления". Киев: Наук. думка, 1978.
- Таланцев А.С.* Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981, 136 с.
- Тананаева Г.А.* Главнейшие минеральные ассоциации урановой смолки в гидротермальных месторождениях. — В кн.: Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. М.: Наука, 1968, с. 421—447.
- Тедишвили Х.А.* О зональности околорудных метасоматитов Квайсинского рудного поля. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1982, с. 158.
- Тишкин А.И.* Особенности минерального состава гидротермальных урановых месторождений, залегающих в различных структурных этажах и ярусах. — В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М.: Наука, 1966, с. 322—367.
- Тугаринов А.И.* Происхождение урановых месторождений. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 263—271.
- Тугаринов А.И., Ходаковский И.Л., Жидикова А.П.* Физико-химические условия образования молибденита в гидротермальных уран-молибденовых месторождениях. — Геохимия, 1973, N 7, с. 975—984.

- Федькин В.В. Ставролит. М.: Наука, 1975. 272 с.
- Фомин Ю.А., Черепнин В.К. Уран и торий в продуктах деятельности девонского вулкана центрального типа (восточная часть Северо-Минусинской впадины). — В кн.: Тез. докл. Всесоюз. совещ. в г. Новосибирске "Радиоактивные элементы в горных породах". Новосибирск, 1972, ч. 1, с. 102—103.
- Ходанович П.Ю. Минеральные парагенезисы и условия формирования рудоносных метасоматитов Алмадон-Канимансурского рудного поля (Карамазар). — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород. Л.: Наука, 1976, с. 17—25.
- Ходанович П.Ю. К геохимии рудоносных березитов. — В кн.: Геохимия горных пород и руд Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1980, с. 41—56.
- Ходанович П.Ю., Смирнова О.К. Методика детального картирования метасоматически измененных пород. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 122.
- Чекваидзе В.Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1981. 240 с.
- Шатков Г.А., Шаткова Л.Н. Особенности распределения урана и тория в вулканогенных породах. — Тр. Ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, 1975, вып. 286, с. 106—112.
- Шаткова Л.Н., Шатков Г.А. О возможном источнике рудного вещества урано-флюоритовых месторождений. — Геология руд. месторождений, 1973, т. 15, N 4, с. 36—43.
- Шангелия Д.М., Ахведиади Р.А., Кецховели Д.Н. Графитовый термометр. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, N 6, с. 1407—1409.
- Широких И.Н., Боровикова Г.А. Химизм светлых слюд—индикатор термодинамически измененных пород. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. примере месторождений Рудного Алтая. — Докл. АН СССР, 1979, т. 246, N 4, с. 953—957.
- Широких И.Н., Лапин Б.Н., Боровикова Г.А. Процессы метасоматоза и рудообразования на некоторых золоторудных месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Эндогенные рудные формации и процессы рудообразования. Новосибирск, 1981, с. 95—102.
- Шувалов Ю.М., Высокоостровская Е.Б., Шатков Г.А. и др. Радиотехнические особенности геологических формаций Забайкалья. — Тр. Ин-та геологии и геофизики. Сиб. отд. АН СССР, 1975, вып. 286, с. 189—194.
- Щербань И.П. О положении температурной границы между низко- и среднетемпературными формациями метасоматически измененных пород. — Докл. АН СССР, 1971, т. 198, N 1, с. 194—197.
- Щербань И.П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.
- Эшкин В.Ю. Принципы количественной оценки интенсивности процессов минералообразования при поисках, разведке и перспективной оценке месторождений полезных ископаемых — В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука, 1981, с. 39—48.
- Яковлев П.Д. Структурные типы рудных полей и месторождений молибден-урановой рудной формации. — Сов. геология, 1969, N 10, с. 124—129.
- Яковлев П.Д. Структурные типы месторождений молибден-урановой формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, N 8, с. 56—66.
- Яковлев П.Д. Гидротермальные изменения пород на месторождениях молибден-урановой рудной формации. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, N 9, с. 51—56.
- Яковлев П.Д., Малютин С.А. О влиянии гидротермальных метасоматитов на состав урановорудных минеральных ассоциаций одного из рудопоявлений. — ЗВМО, 1975, т. 104, N 6, с. 729—733.
- Arnold R. G. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325°C — Econ. Geol., 1962, vol. 75, p. 72—90.
- Arnold R. G. Pyrrhotite phase relations below 305 ±6°C. at 1 atm total pressure. — Econ. Geol., 1969, vol. 64, N 4.
- Bailey S. W. Determination of chlorite compositions by X-ray spacings and intensities. — Clays and Clay Miner., 1972, vol. 20, p. 381—388.
- Golsmith J. R., Graf D. L., Joensun O. L. The occurrence of magnesian calcites in nature. — Geochim. et cosmochim. acta, 1955, vol. 7, N 5/6, p. 212—230.
- Powder diffraction file: Inorganic sectin. — JCPDS, Philadelphia, 1946—1969.
- Swenson H. E., Fuyat R. K. Standart X-ray diffraction powder patterns. Wash., 1953. Vol. 2. 67 p. (NBS Circ.; N 539).

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Положение низкотемпературных метасоматитов в современных классификационных схемах	5
Характеристика гидротермальных уран-молибденовых месторождений	9
Типы и положения месторождений в региональных структурах	9
Вещественный состав руд и околорудные изменения вмещающих пород	11
Краткие выводы	18
Основные черты геологического строения районов исследования	18
Район геосинклинально-складчатой области	18
Район области тектоно-магматической активизации	20
Краткие выводы	22
Петрографическая и петрогеохимическая характеристика исходных пород	23
Район геосинклинально-складчатой области	23
Район области тектоно-магматической активизации	32
Краткие выводы	42
Методы исследования метасоматитов	43
Картирование метасоматических образований	43
Рентгеноструктурный анализ петрографических шлифов (как метод изучения вещественного состава метасоматитов и структурных особенностей минералов)	47
Околорудные изменения вмещающих пород и баланс вещества при метасоматозе ..	66
Березитизация	69
Месторождения других групп металлов	90
Кварц-альбитовые изменения	93
Аргиллизация	101
Месторождения других групп металлов	104
Краткие выводы	108
Минералогические особенности метасоматитов как показатель оруденения	111
Заключение	118
Литература	120

Владимир Николаевич Семушин
**НИЗКО-ТЕМПЕРАТУРНЫЕ
ОКОЛОРУДНЫЕ
МЕТАСОМАТИТЫ
В ВУЛКАНИТАХ**

*Утверждено к печати
Геологическим институтом
Бурятского филиала Сибирского отделения
Академии наук СССР*

Редактор *Л. В. Миракова*
Редактор издательства *В. К. Белова*
Художник *Н. Н. Якубовская*
Художественный редактор *Н. Н. Власик*
Технические редакторы *В. В. Лебедева*
Г. И. Астахова
Корректор *Н. И. Харламова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной, фотонаборной системе

ИБ N 29204

Подписано к печати 26.04.85. Т — 10723
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл. печ. л. 8,0 + 0,6 вкл. Усл. кр.-отт. 8,8
Уч.-изд. л. 10,0. Тираж 750 экз. Тип. зак. 268
Цена 1р. 50к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В—485,
Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1р. 50 к.

4347