

**МЕТАМОРФИЗМ
ГОРНЫХ
ПОРОД
УРАЛА**

1970

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ТРУДЫ
СВЕРДЛОВСКОГО ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОРНОГО ИНСТИТУТА ИМ. В. В. ВАХРУШЕВА

552.16

МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД УРАЛА

811

ИЗДАНИЕ ИНСТИТУТА
1970



ПРЕДИСЛОВИЕ

По решению Уральского петрографического совета 3—7 февраля 1969 года в г. Свердловске состоялся симпозиум по метаморфизму горных пород Урала.

В его работе приняло участие более 150 человек, представляющих Геологические институты Уральского и Коми филиалов АН СССР, Институт физики твердого тела АН СССР (г. Москва), Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева, Уральское, Тюменское, Башкирское, и Северо-Восточное геологические управления, Западную группу партий, экспедиции 101 и 122.

На симпозиуме было заслушано и обсуждено 25 докладов. Доклады были сгруппированы по следующим разделам: метаморфизм зон поднятий (В. А. Грачев, Г. А. Крылов, Г. А. Кейльман, А. Ф. Коптяев, А. С. Таланцев, Г. А. Глушкова и др.), метаморфизм зон погружений (В. М. Нечухин, Л. П. Гуревич, Г. А. Курицына, В. Б. Болтыров, В. И. Воробьев), окolorудный метаморфизм (А. И. Грабежев, А. И. Шерстюк, П. В. Покровский, А. С. Варлаков, Н. В. Куклин и др.).

Симпозиум явился заметным научным событием для всех специалистов, занимающихся изучением и картированием метаморфических комплексов Урала, позволил им обменяться опытом использования данных по метаморфизму горных пород в решении общегеологических, прогнозных и поисковых задач.

В настоящем сборнике помещены основные доклады, заслушанные на симпозиуме.

Ответственные редакторы:
Г. А. Кейльман, В. Б. Болтыров

Г. А. Кейльман, В. М. Нечухин
*Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева
Институт геологии и геохимии УФАИ СССР*

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА УРАЛЕ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ

Изучение метаморфизма горных пород приобретает все большее значение и привлекает к себе внимание не только петрологов, но и широкого круга специалистов, занимающихся исследованиями в различных отраслях геологической науки и практики. Интерес к этой проблеме объясняется прежде всего тем, что продукты метаморфизма содержат в себе информацию, отражающую не только эпигенетическую эволюцию исходных пород, но и историю развития крупных структурных комплексов и зон. Изучение некоторых кристаллических комплексов показало, что они являются своеобразным календарем геологических событий, проявляющихся в подвижном поясе (Кейльман, Гревцова, 1969). Если при этом учесть, что большинство месторождений полезных ископаемых эпигенетично относительно вмещающих пород и формирование их сопровождается характерными вторичными изменениями этих пород, становится очевидной и прикладная роль изучения метаморфических процессов разных типов. Урал, являющийся характерным геосинклинальным поясом с широким набором магматических и осадочных ассоциаций, претерпевших в большинстве случаев те или иные метаморфические преобразования, относится к чрезвычайно благоприятным объектам изучения метаморфических процессов (Минкин, 1966).

В последние годы на Урале получены данные о существенном различии характера и причин метаморфизма горных пород разных геоструктурных зон, в первую очередь областей поднятий и прогибов. Установлено, что в пределах этих структур процессы регионального метаморфизма проявляются на различных стадиях тектонического развития подвижного пояса. Горные породы зон поднятий метаморфизованы процессами синскладчатого и синорогенного регионального метаморфизма, связанного с главными фазами складчатости крупных тектоно-магматических циклов. Сложные метаморфические процессы достигают здесь максимума в гнейсо-мигматитовых комплексах, тектоно-метаморфическое развитие которых, сопровождавшееся процессами реоморфизма и анатексиса, продолжалось до завершающих стадий развития вмещающих их геосинклинальных зон (Кейльман, 1961, 1966).

Главными тектоническими формами рассматриваемых комплексов являются куполовидные структуры, взаимоотношения элементов которых свидетельствуют о том, что формирование этих крупных идиоморфных структур сопровождалось диапирическим перемещением пластических масс. В соответствии со сказанным можно выделить две главные структурные единицы: гнейсовые ядра и их сланцевые обрамления.

Метаморфизм в гнейсовых ядрах в отдельных случаях достигает уровня гранулитовой фации (Грачев, Кейльман, 1968). В породах обрамления он, как правило, не превышает средних субфаций амфиболитовой

фации, относительно быстро снижаясь до уровня зеленосланцевой фации, характерной для зон поднятий вне влияния мигматитовых куполов. Центрами метаморфической зональности внутри гнейсовых комплексов являются куполовидные антиклинали; в породах обрамления изограды метаморфизма, с одной стороны, субпараллельны поверхности его основания, с другой — обнаруживают связь с уровнем метаморфизма в гнейсовом ядре. Градиент метаморфизма в сланцевом обрамлении значительно выше, чем в гнейсовых ядрах.

В гнейсовых куполах главным проявлением аддитивного метаморфизма являлась гранитизация, протекавшая в условиях повышенной щелочности. На крыльях этих структур и в зонах сочленения гнейсовых ядер со сланцевым обрамлением обычно наблюдается кислотное выщелачивание, наиболее отчетливо фиксирующееся развитием кварц-мусковитовых и кварц-кианит-мусковитовых сланцев.

Сочетание диффузионных и инфильтрационных метасоматических процессов в различной структурной и кинематической обстановке привело к возникновению многообразных морфологических типов мигматитов. Кроме того, чрезвычайно широко развиты дайки гранитов, имеющих, очевидно, анатектическое происхождение. В некоторых гнейсовых куполах и вдоль синхронных с их формированием разломов располагаются массивы реоморфических гранитоидов различного состава.

Существенной особенностью рассматриваемых комплексов является длительность и многоэтапность истории их развития, общая продолжительность которой достигает 1000 лет.

Кроме синскладчатого метаморфизма, фиксирующего крупные тектоно-магматические циклы в зонах поднятий, есть все основания выделять на Урале тип регионального метаморфизма, ограниченного низкими ступенями в рамках зеленокаменных изменений и тесно связанного в пространственном и возрастном отношениях с определенными стадиями геосинклинального базальтоидного магматизма зон прогибов. Явления зеленокаменного перерождения рассматривались ранее и частично рассматриваются сейчас как связанные генетически с главной фазой складчатости и внедрением синскладчатых и постскладчатых интрузий (Заварицкий, 1950; Логинов, 1966 и др.). Детальное изучение распространения региональных зеленокаменных изменений в вертикальном разрезе показывает, что они захватывают только натровые формации и приурочены к первым половинам циклов базальтоидного магматизма в эффузивных и гипабиссальных интрузивных фациях. В свою очередь эти изменения не распространяются на вышележащие калиево-натриевые серии, горные породы которых часто сохраняют первичный состав. Отсутствие причинной связи между зеленокаменными изменениями и регионально-контактовыми и контактовыми явлениями, сопровождающими синорогенные и посторогенные интрузии, подтверждаются не только их разобщенностью во времени, но и наложением интрузий на продукты зеленокаменных преобразований (Ракчеев, 1956; Нечеухин, Маркс, 1964; Минки, 1966; Болтыров, 1967). Региональные зеленокаменные изменения протекали, по-видимому, еще в раннюю геосинклинальную стадию, но после завершения этапа некомпенсированных прогибов и перехода от режима прогибания к режиму местных поднятий или компенсированных депрессий (Иванов, Нечеухин, 1968).

В пределах Тагило-Магнитогорской структуры в настоящее время можно выделить две эпохи проявления регионального зеленокаменного метаморфизма. Одна завершает ордовик-нижнедевонский, а вторая — среднедевонско-верхнедевонский отрезки тектоно-магматического развития этой структурной зоны.

Выделение типов метаморфизма и изучение эволюции метаморфических процессов в структурно-тектонических зонах подвижных поясов относится к числу общих проблем метаморфизма, актуальных не только для Урала. Выявленное сочетание главных типов регионального метаморфизма ставит задачу дальнейшего изучения особенностей их проявления и соотношения в конкретных геотектонических зонах с учетом данных по другим регионам.

Возникающий при этом круг вопросов весьма обширен. Отметим лишь некоторые из них, представляющиеся нам первоочередными.

Для метаморфических комплексов зон поднятий основными проблемами являются: установление возраста исходных пород и времени проявления метаморфизма; выявление характера связи метаморфизма с тектоническими структурами и тектоническими движениями; изучение геохимических особенностей метаморфических процессов и рудоносности метаморфических комплексов.

В зонах поднятий определение возраста субстрата в высокометаморфизованных комплексах вызывает большие трудности, но имеет весьма существенное значение, так как от этого зависит представления о геотектонической позиции данных комплексов, об основных этапах метаморфических процессов, а также решение сложнейших вопросов генетической петрологии.

Главным критерием установления характера связи метаморфизма с тектоническими структурами является определение метаморфической зональности по латерали. Последняя лучше всего может быть проанализирована путем составления карт метаморфизма или карт метаморфической зональности. При решении этой задачи в полной мере могут быть использованы принципы метаморфических фаций П. Эскола, однако они должны быть дополнены исходя из достижений последних лет такими положениями: а) раздельный анализ температуры и давления (введение понятия о сериях); б) введение понятия о градиенте метаморфизма; в) разработка концепции метаморфических формаций, характеризующихся определенной петрохимической направленностью; г) применение количественной палеотермометрии и палеобарометрии.

Следует отметить, что значительные трудности вызывает сопоставление экспериментальных данных с природными явлениями, поэтому особый интерес представляют исследования энергетики метаморфических процессов. К настоящему времени в этой области сделано мало, однако, если мы приблизимся к познанию энергетического баланса природных процессов, многие тайны петрогенезиса могут быть раскрыты. В решении этих проблем большая роль принадлежит теоретическим исследованиям, эксперименту и изучению конкретных природных объектов.

В изучении геохимии метаморфических процессов характеризуемого типа выделяется два круга вопросов: а) соотношение (количественное, временное и т. д.) изохимического метаморфизма, метаморфической дифференциации и метасоматоза; б) исследование поведения отдельных элементов при метаморфизме. Для ряда процессов достаточно точно доказана возможность изохимического метаморфизма и не менее достоверно выявлены общие черты геохимической направленности ряда эндогенных процессов (например, гранитизации, протекающей в колоссальных объемах). Однако во многих случаях соотношение изохимических и аллохимических изменений требует изучения и анализа. Тем более, что в случае изохимического метаморфизма значительно облегчаются палеоформационные, палеогеографические и другие построения. Что касается аддитивного метаморфизма, то особенно интересна намечающаяся связь

главных петрохимических направлений: гранитизации, базификации и кислотного выщелачивания с Т-Р-условиями.

Металлогения метаморфических комплексов зон поднятий весьма своеобразна, и логически в этом разделе можно выделить четыре группы вопросов: а) роль исходного состава пород как источника вещества; б) роль состава и структуры породы как вторичного концентратора; в) значение метасоматоза в процессах концентрации и рассеяния вещества; г) термодинамические условия как фактор формирования нерудных полезных ископаемых (слюды, асбеста, талька и др.).

Проблемы, связанные с изучением метаморфизма горных пород зон прогибов (в первую очередь проявления процессов регионального зеленокаменного метаморфизма), в значительной степени схожи с перечисленными выше, однако имеют свои специфические особенности и должны быть дополнены. Кроме отмеченной выше проблемы по установлению времени регионального зеленокаменного метаморфизма важной является и проблема выяснения его связи с определенными стадиями тектоно-магматических циклов, что в конечном счете позволит расчленить этот процесс на отдельные стадии и выделить его этапы. Широкое поле термодинамической устойчивости низкотемпературных минеральных ассоциаций обуславливает их возникновение при самых разных геологических явлениях и сочетание гетерогенных образований близкого состава. Поэтому к числу важных задач следует отнести также разработку комплекса критериев, позволяющих не только выяснить соотношения между процессами регионального зеленокаменного метаморфизма и явлениями регионально-контактовых и контактовых преобразований, но и отличать минеральные ассоциации зеленокаменного метаморфизма от низкотемпературных комплексов, связанных с локальными (околотрещинными и др.) явлениями.

Выявление термодинамических условий зеленокаменного метаморфизма, как и вообще образования низкотемпературных ассоциаций, относится к числу мало разработанных вопросов. Это связано с медленностью метаморфических реакций, а следовательно, и с широким проявлением неравновесных ассоциаций, особенно в природных объектах. Трудность изучения минерального и химического состава низкотемпературных ассоциаций усугубляется тонкозернистой структурой минеральных агрегатов. В этих условиях значительных исследований требуют проблемы фаций и субфаций регионального зеленокаменного метаморфизма, уточнение границ их устойчивости, выделение характерных реакций, выяснение состава минеральных ассоциаций, устойчивых в определенных границах, в горных породах разного состава. Наконец, важной проблемой является определение нижней границы метагенеза и его границы с диагенетическими явлениями, а также соотношения регрессивных и прогрессивных процессов.

Вопросы соотношения изохимических и аллохимических явлений при зеленокаменном метаморфизме горных пород зон прогибов, в первую очередь вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, тесно сочетаются с петрологическими проблемами, связанными с формированием натриевых и калиево-натриевых серий. Можно предполагать, что образование натриевых серий обуславливается сложной связью между первичным составом магматических образований ранних стадий базальтового магматизма и процессами зеленокаменного метаморфизма. Близко к указанной примыкает проблема происхождения спилитов и спилитовых пород, а также горных пород, объединяемых понятием альбитофиры. Выяснение конкретной и полной роли явлений метаморфизма в формировании этого характерного комплекса является важной задачей, тре-

бующей сочетания геологических наблюдений, минералогических и петрохимических исследований, а также теоретического анализа.

Выделение зеленокаменных изменений на ранних стадиях геосинклинального развития выдвигает проблему сочетания формирующих их процессов с явлениями пропилитизации, которые рассматриваются обычно как процессы локального характера. Можно предполагать, что эти два процесса отличаются не столько составом продуктов, сколько их местом в геологической истории подвижных поясов. При этом пропилитизация объединяет комплекс низкотемпературных преобразований вулканогенных пород на средних и поздних стадиях развития геосинклинали.

Металлогеническая специализация комплексов, претерпевших зеленокаменные преобразования, как известно, характеризуется колчеданым оруденением. Полученные в последние годы материалы позволяют сделать вывод о тесной связи процессов регионального зеленокаменного метаморфизма и колчеданного рудообразования (Иванов, Нечеухин, 1969). Дальнейшее изучение этой проблемы даст возможность оценить ее в целом, а также уточнить многие детали соотношения этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Болтыров В. Б. Региональный метаморфизм и гранитизация в верховьях р. Джусы на Южном Урале. «Сов. геология», 1967, № 5.
- Грачев В. А., Кейльман Г. А. О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гнейсах Урала. ДАН СССР, серия геологическая, т. 177, № 6, 1968.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. Сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. «Геология рудных месторождений», 1969, № 1.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 1. 1961.
- Кейльман Г. А. Вопросы геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Второе уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т. V, УФАН СССР, 1966.
- Кейльман Г. А., Гревцова А. П. Геолого-радиологическая интерпретация значений возраста гнейсовых комплексов Урала. В сб. «Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста». Тезисы докладов XVI сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1969.
- Логинов В. А. Пумпеллиит-пренитовая фация в главной зеленокаменной полосе Среднего Урала. Второе Уральское петрографическое совещание, тезисы докладов, т. III. УФАН СССР, Свердловск, 1966.
- Минкин Л. М. Основные черты метаморфизма горных пород Урала. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Т. V, УФАН СССР, 1966.
- Нечеухин В. М., Маркс В. С. О метаморфизме вулканогенных горных пород зеленокаменной зоны в пределах западного крыла Магнитогорского синклинория. Третье Всес. петрографич. совещание. Тезисы докладов. Изд. СО АН СССР, 1963.
- Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному оруденению в районе Южно-Кузнецких месторождений на Среднем Урале. «Сов. геология», 1956, № 51.

Г. А. Кейльман, Е. П. Мельников, Н. И. Мельникова
*Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева,
Всесоюзное Шестое производственное объединение МГ СССР*

О ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД УФАЛЕЙСКОГО ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА

Геологическое и геохронологическое изучение гнейсово-мигматитовых комплексов Урала показало, что тектоно-метаморфическое формирование их представляет собой сложный длительный процесс, в котором можно выделить два главных этапа (Кейльман, 1961, 1963; Овчинников, 1963; Мельников, 1966). Настоящая работа является попыткой определения фациального уровня метаморфизма данных этапов на примере Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса. Основная часть приводимого материала относится к восточному крылу Уфалейского антиклинория, изученному наиболее детально.

В строении Уфалейского антиклинория выделяется две основные структурные и, соответственно, стратиграфические единицы: 1 — гнейсовое ядро, сложенное породами уфалейской свиты, и 2 — сланцевое обрамление, представленное в рассматриваемой части структуры породами куртинской и шайтанской свит. Возраст уфалейской свиты, состоящей из глубоко метаморфизованных основных эффузивов с редкими прослоями метасадочных пород, определяется как позднепротерозойский. Породы сланцевого обрамления, представляющие собой серию осадочных, преимущественно терригенных образований, одними геологами датируются в диапазоне нижний — средний ордовик, другими — относятся также к позднему протерозою. В настоящей работе с некоторой долей условности принимается первая точка зрения.

Геологические и радиологические данные свидетельствуют о том, что в породах уфалейской свиты проявился метаморфизм обоих упомянутых выше этапов, в то время как породы куртинской свиты подверглись лишь относительно позднему метаморфизму.

Анализ условий метаморфизма раннего этапа затруднен тем, что отражающие его минеральные парагенезисы наблюдаются, как правило, в виде реликтов, которые встречаются главным образом в породах основного состава и представлены ассоциациями: диопсид — плагиоклаз (Ап — 40—55%), роговая обманка — плагиоклаз (Ап — 30—55%) — [гранат].

Ранний, относительно основной, плагиоклаз или вообще не сохраняется в породе, разлагаясь на олигоклаз + эпидот, или наблюдается в виде мелких реликтовых сосжуритизированных зерен, состав которых установить не удается. Диопсид, входящий в перечисленные парагенетические ассоциации, характеризуется следующими оптическими константами: $cNg = 57^\circ$, $2V = +71^\circ$, $Ng - Np = 0,024$, по Ng — светло-зеленовато-желтый, по $Nm = Np$ — светло-зеленый; показатель преломления $Ng = 1,721$, $Nm = 1,699$, $Np = 1,690$. Роговая обманка, устойчивая в приведенном парагенезисе, обладает следующими оптическими свойствами:

Характеристика минералов позднего этапа метаморфизма

Свита	Зона	Фация	Состав плагиоклазов	Характеристика амфиболов	Компонентный состав и железистость гранатов. %	Характеристика биотитов
Уфалейская		Амфиболитовая	В метабазитах Ап — 30—32% В метапелитах Ап — 23—25%	Сине-зеленая роговая обманка — $cNg = 17-18^\circ$, $Ng - Nr = 0,022$, $2V$ до -80° ; по Ng — зелено- вато-голубой, по Nm — зеленый, по Np — светло- зеленовато-желтый; показатели преломления: $Ng =$ $=1,681$; $Nm = 1,673$; $Np = 1,659$; $Fe = 46-53\%$	Пироп — 8—9 Альмандин — 69—72 Спессартин — 1—2 Гроссуляр — 19—20 Андрадит — F = 88—90	Зеленовато-коричне- вый, показатели пре- ломления: $Ng - Nt =$ $=1,650$, $Np = 1,590$, F = 35—39%
			В метабазитах Ап — 20—24% В метапелитах Ап — 12—20%	Сине-зеленая роговая обманка $cNg = 15-18^\circ$; $Ng - Nr = 0,020$; $2V = -76^\circ$, по Ng — голубова- то-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — светло-зеле- новато-желтый; показатели преломления: $Ng = 1,677$, $Np = 1,657$, F = 43—48%	Пироп — 15—16 Альмандин — 66—67 Спессартин — 2—9 Гроссуляр — 7—14 Андрадит — F = 79—81	Желтовато-коричне- вый, показатели пре- ломления: $Ng - Nt =$ $=1,640-1,630$, $Np =$ $=1,580$, F = 39—40%
			В метабазитах Ап — 6—11% В метапелитах Ап — 3—8%	Актинолит — $cNg = 22-23^\circ$; $Ng - Nr = 0,018$, $2V = 70-72^\circ$, по Ng — зеленый, по Nm желтова- то-зеленый, по Np почти бесцветный; показатели преломления: $Ng = 1,668$, $Np = 1,650$, F = 29—31%	Пироп — 10—14 Альмандин — 60—70 Спессартин — 3—11 Гроссуляр — 10—16 Андрадит — 0—5 F = 82—85	Оранжевый; пока- затели преломления: $Ng - Nt = 1,618$, $Np = 1,568$, F = 40—42%
Кургинская	Внутренняя	Амфиболитовая	В метабазитах Ап — 20—24% В метапелитах Ап — 12—20%	Сине-зеленая роговая обманка $cNg = 15-18^\circ$; $Ng - Nr = 0,020$; $2V = -76^\circ$, по Ng — голубова- то-зеленый, по Nm — зеленый, по Np — светло-зеле- новато-желтый; показатели преломления: $Ng = 1,677$, $Np = 1,657$, F = 43—48%	Пироп — 15—16 Альмандин — 66—67 Спессартин — 2—9 Гроссуляр — 7—14 Андрадит — F = 79—81	Желтовато-коричне- вый, показатели пре- ломления: $Ng - Nt =$ $=1,640-1,630$, $Np =$ $=1,580$, F = 39—40%
Внешняя	Эпидог-амфибо- литовая		В метабазитах Ап — 6—11% В метапелитах Ап — 3—8%	Актинолит — $cNg = 22-23^\circ$; $Ng - Nr = 0,018$, $2V = 70-72^\circ$, по Ng — зеленый, по Nm желтова- то-зеленый, по Np почти бесцветный; показатели преломления: $Ng = 1,668$, $Np = 1,650$, F = 29—31%	Пироп — 10—14 Альмандин — 60—70 Спессартин — 3—11 Гроссуляр — 10—16 Андрадит — 0—5 F = 82—85	Оранжевый; пока- затели преломления: $Ng - Nt = 1,618$, $Np = 1,568$, F = 40—42%

Примечание. Железистость вычислена на основании химических анализов по формуле $F = \frac{FeO + 2Fe_2O_3}{MgO + FeO + 2Fe_2O_3} \cdot 100\%$

Данные для определения фациальной принад

Компо- ненты	Про												
	12-A	44	47	49	48	50	60	45	86	87	52	51	62
MgO . .	30,6	30,3	30,7	24,3	27,6	9,8	11,7	21,1	22,7	20,8	18,5	12,4	10,5
FeO . .	64,4	66,6	65,4	74,4	71,5	89,1	85,8	68,7	75,8	77,5	78,8	85,0	88,2
MnO . .	5,0	3,1	3,9	1,3	0,9	1,1	2,5	10,2	1,5	1,7	2,7	2,6	1,3

Гранаты из уфалейской свиты: 12-A из гранатового амфиболита, южные породы, верховья руч. Безмянного; 49 — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, двуслюдяного гнейса, северо-восточные отроги г. Беркут; 60 — из лейкократового грана Гранаты из пород куртинской свиты: а) *внутренняя зона*: 45 — из гранато-слюдя р. Курта; 87 — из аналогичного амфиболита, там же; 52 — из гранато-слюдяно-кварцево-зона: 1-B — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, юго-восточные отроги г. Беркут; сланца, восточные отроги г. Теплой; 4-A — из гранатового амфиболита, юго-восточные сланца, восточнее г. Беркут; 53 — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, левый берег 54 — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, в 1,8 км на восток от г. Теплой; 56 — из сланца, западнее поселка Кузпечиха; 82 — из аналогичной породы, там же; 83 — из там же; 46 — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, правый берег р. Мулихи.

Данные для определения фациальной принад

Компо- ненты	Про												
	306	116	285	11	12-г	13	14	7-п	6-п	17	27	5-п	19
Al _{IV} . .	1,99	2,00	1,88	1,79	1,79	1,86	1,77	1,56	1,59	1,71	1,71	0,91	1,35
Al _{VI} . .	0,19	0,45	0,49	0,44	0,57	0,72	0,76	0,40	0,70	0,72	0,56	0,60	0,54
Ti . . .	0,43	0,32	0,10	0,07	0,34	0,12	0,14	0,09	0,09	0,16	0,11	0,21	0,06
Na+K . .	0,66	0,74	1,40	1,00	0,65	0,90	0,70	0,93	0,98	0,70	0,92	0,63	0,97

Амфиболы из пород уфалейской свиты: 306 — из амфиболита, П-Уфалейский пруд; бодита, г. Острая; 12-г — из гранатового амфиболита, южные отроги г. Беркут; 13 — из г. Теплой; 7-п — из амфиболита, г. Острая; 6-п — из биотито-амфиболитового гнейса, 5-п — из гранатового амфиболита, юго-западные отроги р. Беркут; 19 — из амфиболита, г. Слюдяная; 248 — из амфиболита, Могильные горы; 91 — из пераннозернистого там же.

Амфиболы из пород куртинской свиты: 21 — из мусковит-альбит-актинолитового там же; 24 — из амфиболита, восточные склоны г. Острой; 72 — из клиноцонзитового амфиболита, там же; 74 — из эпидотизированного амфиболита, там же; 4-г — из амфиболита, г. Острая.

cNg=15°, 2V=—82°; Ng—Np=0,019, по Ng — зеленый, по Nm — буровато-зеленый, по Np — светло-желтый; показатель преломления Ng=1,705, Np=1,686. Гранат ранней генерации относится к пиральспитовому ряду и обладает железистостью 71—76%. Компонентный состав: пироп — 22—25%, альмандин — 61—70%, спессартин — 1—3%, гроссуляр — 6—10%.

Наличие диоксида, основного плагиоклаза, буровато-зеленой высококислотной роговой обманки, граната, содержащего до 25% пироповой молекулы, указывает на соответствие этих парагенезисов условиям низшей субфации гранулитовой фации (фации амфиболовых гранулитов, Файф и др., 1958).

лежности гранатов (соотношение в мол. %)

ба														
1-Б	2-Б	3-Б	4-А	63	53	50	54	56	61	82	83	84	85	46
18,3	14,8	14,2	16,9	15,1	15,7	14,8	14,0	14,6	13,5	14,5	14,3	11,5	14,1	12,3
77,3	80,9	80,5	81,7	84,9	80,3	81,5	82,2	80,2	83,3	79,8	76,4	73,8	77,1	86,1
4,4	4,3	5,3	1,4	—	4,0	3,7	3,8	5,2	3,2	5,7	9,3	14,7	8,8	1,6

отроги г. Беркут; 44 — из гранатового амфиболита, там же; 47 — из гранато-биотитовой г. Беркут; 48 — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, г. Осинная; 59 — из гранатового амфиболита, г. Беркут. но-кварцевого сланца, г. Теплая; 86 — из рутилоносного гранатового амфиболита, ого сланца, г. Острая; 51 — из биотито-мусковитового кварцита, гора Острая; б) *внешняя* 2-Б — из аналогичного сланца породы, сев.-вост. отроги г. Беркут; 3-Б — из аналогичного отроги г. Беркут; 62 — из гранатового амфиболита, там же; 63 — из гранато-слюдяного р. Мулихи; 50 — из слюдяно-кварцевого сланца, восточные отроги р. Теплой; гранато-мусковито-кварцевого сланца, там же; 81 — из гранато-слюдяно-кварцевого эпидотизированного амфиболита, там же; 85 — из биотитизированного амфиболита,

Таблица 3

лежности амфиболов (содержание в форм. ед.)

ба													
23	20	248	91	92	93	21	22	24	72	73	74	4-г	26
1,42	1,59	1,78	1,67	1,58	1,75	1,67	1,56	1,76	1,86	1,82	1,75	1,40	0,92
0,55	0,71	0,55	0,51	0,63	0,75	0,78	0,84	0,94	0,90	0,86	0,82	1,06	0,63
0,05	0,09	0,12	0,11	0,12	0,13	0,09	0,12	0,05	0,13	0,14	0,12	0,05	0,05
0,98	0,55	0,76	0,59	0,54	0,56	0,53	0,66	0,58	0,91	0,77	0,76	0,49	0,67

116 — из амфиболита, р. Березовал; 285 — из амфиболита, пос. Ушата; 11 — из амфи- амфиболита, 600 м южнее г. Слюдяной; 14 — из амфиболита, северо-западный склон там же; 17 — из амфиболита, южные отроги г. Беркут; 27 — из амфиболита, г. Острая; северный склон г. Слюдяной; 23 — из кварцевой жилы, г. Острая; 20 — из амфиболита, амфиболита, г. Слюдяная; 92 — из амфиболового гнейса, там же; 93 — из амфиболового гнейса, 700 м южнее г. Слюдяной; 23 — из мусковит-альбит-актинолитового сланца, амфиболита, западнее пос. Кузпечиха; 73 — из клиноцонзитового фельдшпатизирован- гранатового амфиболита, юго-восточные отроги г. Беркут; 26 — из биотитизированного

Метаморфизм позднего этапа, сопровождающийся интенсивной гра- нитизацией, проявился в породах гнейсового ядра более или менее рав- номерно, а в сланцевом обрамлении — зонально, с относительно высо- ким градиентом. В пределах юго-восточной части комплекса, которая была основным объектом исследования, в сланцевом обрамлении выде- ляются две зоны — внутренняя и внешняя.

Парагенетические ассоциации позднего этапа метаморфизма таковы:

1) в породах гнейсового ядра:

- а) в метабазах — амфибол — плагиоклаз — [гранат];
- б) в метабазитах — плагиоклаз — кварц — биотит — гранат — [кианит];

- 2) во внутренней зоне сланцевого обрамления:
- в метабазах — амфибол — гранат — [плаггиоклаз],
 - в метапелитах — кварц — плаггиоклаз — биотит — мусковит — гранат — [кианит] — [ставролит];
- 3) во внешней зоне сланцевого обрамления:
- в метабазах — амфибол — клиноцоизит — эпидот — [гранат] — [плаггиоклаз];
 - в метапелитах — кварц — мусковит — гранат — [биотит] — [эпидот] — [хлорит].

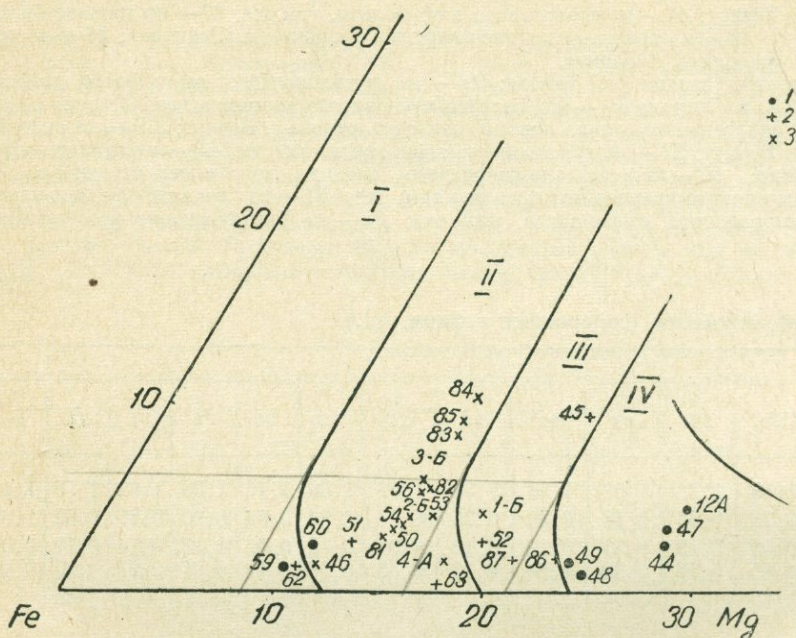


Рис. 1. Соотношение FeO, MgO и MnO в гранатах.

1 — уфалейская свита; 2 — куртинская свита, внутренняя зона; 3 — то же, внешняя зона.
 Фацисы (по Миширо, 1953, с уточнениями Кицула, 1966): I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболитовая, III — амфиболитовая, IV — гранулитовая.

Таблица 4

Данные для определения фацисальной принадлежности биотитов
 (соотношение в форм. ед.)

Компоненты	Проба							
	68	14	67	295	66	3-г	1-г	2-г
Al _{IV} +Fe...	10,3	16,7	16,0	23,3	26,7	24,3	34,5	28,0
Ti	4,0	1,3	5,0	5,3	4,0	3,7	3,3	3,7
Mg+Fe+Mn	85,7	82,0	79,0	71,4	69,3	72,0	62,2	68,3

Биотиты из пород уфалейской свиты: 68 — из биотитизированного амфиболита в 1 км на запад от г. Слюдяной; 14 — из биотитового гнейса, г. Слюдяная; 67 — из биотитового гнейса, там же; 295 — из биотитового гнейса, г. Гороховая.

Биотиты из куртинской свиты: 3-г — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца в 1,8 км от г. Теплой; 66 — из биотитизированного гранатового амфиболита, истоки р. Тараторки; 2-г — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, северо-восточные отроги г. Беркут; 1-г — из гранато-слюдяно-кварцевого сланца, юго-восточные отроги г. Беркут.

Характеристика породообразующих минералов, входящих в перечисленные парагенезисы, приведена в табл. 1.

Многие исследователи (Butler, 1960, Engel A. E. J., Engel C. G., 1962; Atherton, 1965, Кицул, 1966) отмечают ограниченную возможность определения физических условий образования минералов по их составу в связи с существенной зависимостью минерала от валового состава породы. Однако эти авторы и ряд других исследователей указывают на зависимость содержания Mg в гранатах, щелочей и Ti в амфиболах, положения Al в кристаллической решетке этих минералов, соотношения катионов шестерной координации в биотитах и т. д. от уровня метаморфизма (Foslie, 1945; Miaaschiro, 1953; Snelling, 1957; Соболев, 1964; Никитина и Хильтова, 1964; Великославинский, 1965; Кицул, 1966; Закруткин, 1968; Перчук, 1966, 1967 (1, 2); Лик, 1967 и др.).

В табл. 2, 3, 4, 5 приведено содержание в индекс-минералах некоторых компонентов*, распределение которых между сосуществующими фазами определяет фациальные условия метаморфизма, а в некоторых случаях позволяет судить о температуре образования парагенетических ассоциаций.

Большинство гранатов из пород уфалейской свиты на диаграмме рис. 1 расположилось в поле гранулитовой фации. Гранаты из пород внутренней зоны куртинской свиты разместились преимущественно в поле амфиболитовой фации, а из внешней зоны — в поле эпидот — амфиболитовой фации. Исключение составили пробы 59,62, отобранные из зон наиболее высокого метаморфизма, расположенные вблизи границы эпидот-амфиболитовой и зеленокаменной фаций. Эти гранаты отличаются малым размером зерен, несколько более светлой окраской, четкой индивидуализированностью. Их взаимоотношения с прочими минералами свидетельствуют о принадлежности их к поздней генерации.

* Химические анализы выполнены в лабораториях Уралгеолуправления и Свердловского горного института; анализы 81—85 в табл. 2 заимствованы у В. И. Якшина, анализы 86—87 — у Ю. А. Соколова.

Таблица 5

Содержание щелочей в мусковите (вес. %)

Компоненты	Проба																			
	5	6	7	8	57	60	58	70	62	83	91	12	13	77	76	75	74	52	53	66
Na ₂ O	0,30	1,73	0,44	0,38	0,56	0,54	0,48	0,51	0,81	0,54	0,56	0,67	0,60	0,53	0,72	0,60	0,64	0,52	0,62	0,84
K ₂ O	9,54	7,68	10,90	10,70	10,18	10,27	9,96	10,31	9,56	10,61	9,81	10,50	10,70	9,30	8,87	9,95	10,04	9,88	10,57	9,60

Мусковиты из пород уфалейской свиты: 5 — из двуслюдяного гнейса; 6 — из квантит-мусковитового сланца; остальные — из пегматитов*. Район г. Слодяной.

* Анализы 5—8 заимствованы у И. Я. Дядькиной.

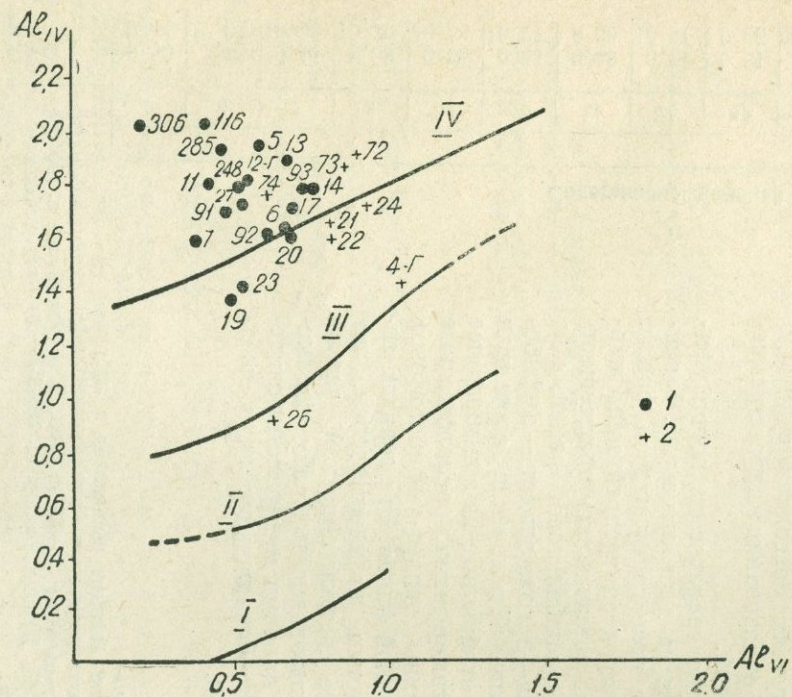


Рис. 2. Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} (в форм. ед.) в амфиболах.
 1 — уфалейская свита, 2 — куртинская свита.
 Фацции (по Закруткину, 1968): I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболитовая,
 III — амфиболитовая, IV — гранулитовая.

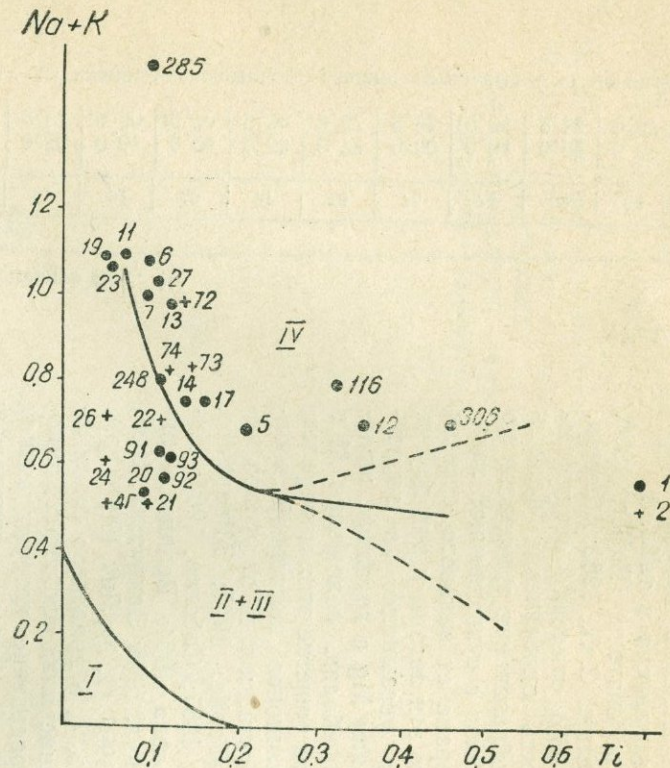


Рис. 3. Соотношение титана и щелочей (в форм. ед.) в амфиболах.
 1 — уфалейская свита, 2 — куртинская свита.
 Фацции (по Закруткину, 1968): I — зеленосланцевая, II+III — эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая, IV — гранулитовая.

Довольно близкую к полученным результатам картину показывают анализы амфиболов (табл. 3; рис. 2, 3).

На диаграммах рис. 2 и 3 показано распределение по фациям амфиболов из пород уфалейской и куртинской свит, представляющих соответственно гнейсовое ядро и сланцевое обрамление. Большинство амфиболов из пород уфалейской свиты расположились в поле гранулитовой фации и лишь пробы 19, 20, 23 относятся к амфиболитовой фации. Первые две

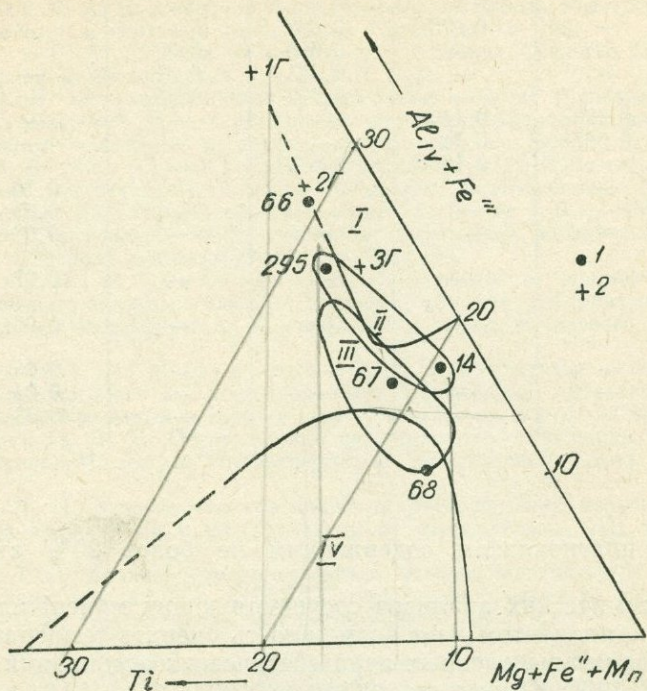


Рис. 4. Соотношение катионов шестерной координации в биотитах (в форм. ед.).

1 — уфалейская свита, 2 — куртинская свита.

Фации (по Великославинскому, 1965): I — зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая, II+III — амфиболитовая, IV — гранулитовая.

пробы взяты из амфиболитов в зоне интенсивной гранитизации, третья — амфибол из кварцевой жилы. Пробы 91, 92, 93 по соотношению Al_{IV} и Al_{VI} оказались в поле гранулитовой фации, а по содержанию $Na+K$ и Ti — в поле амфиболитовой фации. Амфиболы из сланцев и амфиболитов куртинской свиты расположились в поле амфиболитовой фации и лишь амфиболы рутилоносных «эклогитоподобных» клиноцоизитовых амфиболитов, залегающих среди пород куртинской свиты в виде изолированных тел, по своим свойствам оказались близкими к амфиболам гранулитовой фации (пробы 71, 72, 73).

Все биотиты из пород уфалейской свиты на диаграмме расположились в поле амфиболитовой фации, а биотиты из пород куртинской свиты — в поле эпидот-амфиболитовой фации (рис. 4), что соответствует геологическим данным.

Некоторую информацию о термодинамических условиях метаморфизма может дать состав мусковита, ассоциирующего с плагиоклазом (Yoder, 1959, Котов и др., 1969).

Мусковит, количество щелочей в котором приводится в табл. 5, со-

Распределение компонентов в сосуществующих минералах и температуры их равновесий

Анализ	Mg: (Mg+Fe+Mn)		Ca: (Ca+Na+K)		$\frac{Na_{\text{муск}}}{Na_{\text{пл}}}$	T° C
	Биотиты	Гранаты	Амфиболы	Плагиоклазы		
12 А-Г . . .	—	0,276	0,528	—	—	700
6 А-П . . .	—	—	0,628	0,32	—	620
7 А-П . . .	—	—	0,633	0,31	—	600
5 А-П . . .	—	—	0,715	0,36	—	600
3 Б-Г . . .	0,492	0,140	—	—	—	550
2 Б-Г . . .	0,597	0,143	—	—	—	500
4 А-Г . . .	—	0,165	0,679	—	—	440
66	—	—	—	—	0,10	510
62	—	—	—	—	0,09	490
76	—	—	—	—	0,08	460
12, 13, 75, 74, 53 . . .	—	—	—	—	0,07	440
57, 60, 83, 91	—	—	—	—	0,06	420
58, 70, 77, 52	—	—	—	—	0,05	390
7, 8	—	—	—	—	0,04	360
5	—	—	—	—	0,03	330

существует с плагиоклазом, содержащим не более 20% анортитовой молекулы.

Наличие химических анализов сосуществующих минералов с общим изоморфным компонентом дает возможность оценить температурные условия образования выделенных парагенетических ассоциаций (табл. 6). (Перчук, 1967, 1968; Котов и др. 1969).

Из рассмотренных минеральных ассоциаций к гранулитовой фации относятся гранат и амфибол образца № 12 (анализы 12 А и Г). Амфиболы ассоциации амфибол-плагиоклаз (анализы 6-П, 7-П, 5-П) находятся на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций. Учитывая, что плагиоклаз в основных породах при гранитизации в той или иной мере деанортизируется, можно предположить, что температура, полученная для указанных ассоциаций, несколько занижена. Температурный интервал возникновения ассоциаций биотит-гранат и амфибол-гранат, относящихся к эпидот-амфиболитовой фации, составил 440—550°, а ассоциации мусковит-плагиоклаз — 330—510° (преимущественно 390—440°). Это, по-видимому, соответствует двум субфациям или зонам.

Попутно отметим, что значения температур, определенные исходя из распределения Na между мусковитом и плагиоклазом, отличаются от вычисленных по отношению Na и K в мусковите (Yoder, 1959) температур, как правило, не более чем на 10%. Но если порода не содержит плагиоклаза, соотношение щелочей в мусковите резко меняется (проба 6 в табл. 5), и показателем температуры образования этого минерала оно, очевидно, служить не может.

Приведенные выше данные отличаются от значений температурных границ фаций, предложенных Бартом (1956); Судовиковым (1964) и другими, и оказываются наиболее близкими к значениям, установленным А. Хитанен (Hietanen, 1961), Х. Винклером (Winkler, 1968), Б. Я. Хоревой (1969) и Л. Л. Перчуком (1966, 1967).

ЛИТЕРАТУРА

- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. Иностр. лит-ры, 1956.
- Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотите при региональном метаморфизме. Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, 1965.
- Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме. Записки Всесоюзного минералогического общества. Вторая серия, часть 97, выпуск 1. «Наука», 1968.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8, 1961.
- Кейльман Г. А. Гнейсово-мигматитовые комплексы Среднего Урала. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, т. 3, 1963.
- Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии и унгринского комплекса Алданского щита. Сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». «Наука», 1966.
- Котов Н. В., Мелькевич Р. И., Турченко С. И. Палеотермометрия мусковитсодержащих метаморфических пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковита. ДАН СССР, серия «Геология», т. 184, № 4, 5, 6, 1969.
- Лик Б. Э. Соотношения между составом известковых амфиболов и степенью метаморфизма. «Природа метаморфизма», стр. 311, 1967.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. Сб. «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». «Наука», 1964.
- Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Новые данные о геологии, метаморфизме и слюдоносности юго-восточной части Уфалейского антиклинория. Тезисы доклада на втором Уральском петрографическом совещании. УФАН СССР, 1966.
- Овчинников Л. Н. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала, т. 1, УФАН СССР, 1963.
- Перчук Л. Л. Зависимость коэффициента распределения кальция между существующими амфиболами и плагиоклазами от температуры. ДАН СССР, т. 169, № 6, 1966.
- Перчук Л. Л. Анализ термодинамических условий минеральных равновесий в амфиболгранатовых породах. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 3, 57, 1967.
- Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, т. 177, № 1—3, 411, 1967.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», 1964.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии, 1965.
- Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и метаморфические формации. Автореферат докторской диссертации, 1969.
- Atherton M. P. The variation in garnet and biotite composition in medium-grade rocks from the Dalradian, Scotland, 1965.
- Butler V. C. M., The Moins Series of the Ardnamurchan district of Scotland, Ph. D. thesis, Cambridge University, 1960.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Nornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains. New York, Bull. geol. Soc. Am. 73, 1499, 1962.
- Fyfe W. S., Turner F. I., Verhoogen I. Metamorphic reactions and Metamorphic facies. Met. Geol. Soc. Am., 73, 1958.
- Foslie S. Hastingsites and amphiboles from the Epibioteamphibolites Facies Norsk geol. tibsskr., B. 25, 1945.
- Hietanen A. Metamorphic facies and stute of folding in the Belt series north-west of the Idaho Batholith, Bull. Commn geol. Finland, 33, 73, 1961.
- Miyashiro. Calcium poor garnet in relation to metamorphism, Geochim. et cosmochim. Acta, 4, 179, 1953.
- Snelling N. J. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. Geol. Mag. 94, 297, 1957.
- Winkler Helmut. GF Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmetamorphose „Geol. Rundschau“, 57, N 3, 1968.
- Yoder H. S. Experimental studies of micas., A Synthesis. Clays. and Minerals, Proc. of the Sixth Nat. Cont. on days. and clay minerals. p. 42, 1959.



В. А. Грачев

Уральское территориальное геологическое управление

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В САЛДИНСКОМ ГНЕЙСОВОМ КОМПЛЕКСЕ (НА ПРИМЕРЕ ПИЙСКОЙ ПЛОЩАДИ)

В восточной части Салдинского комплекса метаморфические породы слагают Пийскую брахиантиклиналь, сильно осложненную блоковой тектоникой. По материалам ранее проведенной съемки В. Г. Шиховым схематично выделено три толщи.

Нижняя толща объединяет биотитовые плагиогнейсы с маломощными прослоями амфиболитов, распространенные в ядре Большереченской антиклинали.

Наиболее распространена *средняя толща*, в составе которой преобладают амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы с редкими линзами мраморов. Эти породы выполняют крылья Большереченской антиклинали.

Верхняя толща существенно микроамфиболитовая, но местами имеет значительные поля микрогнейсов и прослоев мраморов; выполняет синклинальные погружения.

В пределах Пийской площади известны интрузивные породы габбровой и гранитной формаций. Массивы габбро установлены в южной, габбро-диориты в северо-западной, а гранитоиды в западной и центральной частях площади.

Возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, имеет широкий диапазон в 284—363 млн. лет. Возраст пород габбровой формации по одному определению составил 431 млн. лет.

Из совокупности полученных данных в эволюции породы Пийской площади можно наметить ряд этапов.

1. ДОМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЭТАП

По наличию в метаморфитах признаков реликтовых порфировых структур и по петрохимическим данным можно предполагать преимущественно вулканогенную природу исходных пород, имевших основной, реже средний и кислый состав. Среди эффузивов, несомненно, встречались породы осадочного происхождения, о чем свидетельствуют прослои в амфиболитах мраморов и тонкослоистых микрогнейсов и микроамфиболитов.

2. РАННИЙ ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В СТУПЕНЯХ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Признаком прогрессивного метаморфизма раннего этапа является нахождение в Салдинском комплексе двупироксеновых кристаллических сланцев гранулитовой фации в виде реликтов среди амфиболитов и плагиогнейсов амфиболитовой фации (Грачев, Кейльман, 1968).

Аналогичные метаморфические образования обнаружены в Кокшаровском блоке — периферической части Пийской антиклинали на западе, где распространены альмандиновые амфиболиты иногда с реликтовыми ассоциациями гранулитовой фации: клинопироксен — скаполит — андезин — (кальцит, кварц).

Несомненным указанием на древность гранулитовой фации явилось одно определение возраста кокшаровских амфиболитов с цифрой 766 ± 53 млн. лет.

Можно предполагать, что одновременно с глубоким метаморфизмом в ядрах положительных структур, на их крыльях, шло преобразование пород в условиях амфиболитовой фации.

3. ГРАНИТИЗАЦИЯ, ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО СВЯЗАННАЯ С МЕТАМОРФИЗМОМ РАННЕГО ЭТАПА

Единственным указанием на проявление гранитизации, предшествующей метаморфизму основного этапа, служат встреченные на Пийской площади своеобразные породы типа агматитов с обломками из пород кварц-полевошпатового состава и гнейсовым цементом. В типичных агматитах тектонических зон Пийской площади состав цемента и обломков совершенно иной. В этих породах кварц-полевошпатовый материал в виде инъекций и жил обычно цементирует менее гранитизированные обломки амфиболитов и гнейсов.

В этой связи уместно напомнить об имеющемся определении возраста кварц-полевошпатовой породы с цифрой 443 ± 4 млн. лет., более древней, нежели время проявления регионального метаморфизма основного этапа. К тому же эта цифра может оказаться заниженной, поскольку в анализированном образце обнаружена наложенная мусковитизация.

4. РЕГРЕССИВНЫЙ И ЧАСТИЧНО ПРОГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ И АЛЬБИТ-ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ, И ГРАНИТИЗАЦИЯ, СВЯЗАННАЯ С ЭТИМ ОСНОВНЫМ ЭТАПОМ

Под основным этапом метаморфизма и гранитизации понимается время формирования метапород в их современном виде, который в дальнейшем изменился лишь на локальных площадях в результате диафтореза.

Основываясь на изученных разрезах, в первом приближении, можно наметить некоторую последовательность смены метаморфических зон. Среди пород амфиболитовой фации по мере спада метаморфизма выделяются следующие зоны или субфации: андезин (олигоклаз)-роговообманковая, олигоклаз-биотит-роговообманковая, олигоклаз-биотитовая.

В пределах развития альбит-эпидот-амфиболитовой фации выделяются альбит-актинолитовая, альбит-эпидот-актинолитовая и альбит-мусковитовая зоны.

С метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации неразрывно связаны процессы гранитизации, и современный вид метапород в значительной мере определяется именно степенью гранитизации. В породах Пийской площади определяющей, а иногда и высшей формой гранитизации является послонная фельдшпатизация. К числу других форм проявления гранитизации можно отнести образование пятнистых, мозаичных, линзовидно- и тонкополосчатых, а также других мигматитов.

По единичным определениям абсолютного возраста метапород время проявления регионального метаморфизма в Салдинском комплексе ко-

леблется в широких пределах (315—424 млн. лет). Большой разброс цифр может быть обусловлен тем, что в ряде случаев возраст устанавливался по минералам поздней генерации (слюдам или микроклину), и в связи с этим цифра «омолаживалась». Это подтверждается более древним возрастом пород, не содержащих слюд (397—424 млн. лет). Для пород с биотитом или мусковитом полученные цифры возрастных определений можно сгруппировать в два интервала: 365—379 млн. лет и 315—346 млн. лет. Не исключено, что эти возрасты отражают стадии гранитизации.

5. ДОСКАРНОВОЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ОСВЕТЛЕНИЕ И ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ НА ПЛОЩАДЯХ СОПРЯЖЕНИЙ С ЗОНАМИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Большинство исследователей трактовали метасоматически осветленные породы железорудных месторождений Пийской группы как околорудные метасоматиты. Нашими наблюдениями этот вывод далеко не всегда подтверждается. Исходя из частого отсутствия пространственной связи со скарновыми и рудными зонами, четко выраженной закономерности в зональности большую часть осветленных пород мы рассматриваем как доскарновые.

Наиболее многочисленная группа доскарновых метасоматитов представлена массивными породами серых, светло-зеленовато-серых и других цветов эпидот-хлорит-кварц-альбитового, актинолит-мусковит-альбитового, хлорит-кальцит-альбитового составов. Иногда удается среди них видеть реликты пород с полосчатыми текстурами и на основании этого можно предположить, что осветлению подверглись гнейсы и амфиболиты.

Выше подчеркивалась неясность геологической позиции осветленных пород, но их природу вполне однозначно можно увязывать с проявлением низкотемпературных гидротермальных процессов на площадях сопряжений с тектоническими зонами. «Доскарновый» возраст метасоматитов подтверждается тем, что они с секущими контактами вмещают жилы кварц-полевошпатового состава, которые среди скарноидов имеют контакты явно реакционные.

Осветленные породы в отдельных случаях пересекаются дайками гранит-порфиоров, возраст которых по единичному определению составил 314 млн. лет.

Очень условно с описываемым этапом можно связать проявление ранней грейзенизации, которая выражается в мусковитизации и окварцевании гнейсов и амфиболитов, а также превращении их в мусковитовые и мусковит-кварц-альбитовые породы. По определениям возраста грейзенированных пород полученные цифры 350 и 367 ± 11 млн. лет соответствуют ранее приведенным цифрам одной из стадий гранитизации основного этапа метаморфизма.

6. ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ИНЪЕКЦИОННАЯ ГРАНИТИЗАЦИЯ ОСНОВНОГО ЭТАПА

Основанием для выделения самостоятельного этапа, предшествующего скарнообразованию, служит геологическая позиция отмеченных выше кварц-полевошпатовых пород, секущих все доскарновые образования. Эти же породы встречаются и внутри скарновых зон. Весьма примечателен двойственный характер контакта кварц-полевошпатовых пород со скарнами: в одних случаях эруптивный, в других — реакционный. При макроскопическом изучении установлено, что реакционность кон-

такта подчеркивается следами регенерации плагиоклазитов скарнами. Это же частично было подтверждено микроскопическими исследованиями: наличие заливообразных проникновений скарновых минералов в плагиоклазиты, местами островное положение плагиоклазитов в скарне, хлоритовая оторочка и т. д.

По составу кварц-полевошпатовые породы в основном отвечают альбититам и кварцевым альбититам, а характер их контакта со скарновыми породами указывает на возможную синхронность образования.

7. СКАРНООБРАЗОВАНИЕ

Изучение разрезов скарновых зон позволяет отметить ряд особенностей, из которых главными являются: а) вероятная приуроченность к зонам тектонического нарушения; б) преимущественное развитие среди алюмосиликатных пород и крайне редкое среди мраморов; в) частое отсутствие закономерной зональности в колонке скарны — околоскарновые породы; д) отсутствие явной связи с интрузивной деятельностью.

Состав скарнов гранат-пироксеновый, гранатовый, но чаще всего гранат-эпидотовый. По-видимому, в связи с наложением поздних низкотемпературных процессов среди скарнов иногда преобладают актинолит-эпидотовые, кальцит-эпидотовые, актинолит-хлоритовые и другие породы. Скарны и скарноиды обычно имеют следы дробления.

Внешняя оторочка скарновых зон в виде околоскарновых пород далеко не всегда проявляется, фиксируясь породами пироксен-плагиоклазового, реже эпидотового, амфибол-эпидотового и других составов.

Вероятно, большая часть скарнов и скарноидов, согласно принятой классификации, образовалась в результате инфильтрационного метасоматоза (отсутствие или неполнота метасоматической колонки). Природа высокотемпературных эндогенных процессов, которые привели к образованию скарнов Пийской площади, неясна.

В дальнейшем, несомненно, необходима проверка возможной связи времени образования скарнов и упомянутых альбититов, выявление геологической позиции и металлогенетических особенностей последних.

8. МАГНЕТИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Процесс образования магнетитовых скоплений рассматривается независимо от времени образования скарнов, исходя из различий характера контактов с альбититами магнетитовых руд и скарнов. В отличие от скарнов, почти всегда можно сделать однозначный вывод о более позднем происхождении магнетита, обычно регенерирующего альбититы в зальбандах.

В рудных зонах, помимо «островов» скарнов и скарноидов, альбититов, хлорит-амфиболовых и других пород, встречаются прожилки и жилы аплитов и аплит-пегматитов. В этом случае контакт также подчеркивается хлоритовой оторочкой, но иногда видны и мелкие ответвления от жил, пересекающие руду параллельно основному контакту. Эти жилы имеют нормальный состав гранитов (с микроклином) и их образование связывается с самым поздним этапом геологической эволюции — со становлением позднепалеозойских гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

Грачев В. А., Кейльман Г. А. О минеральных ассоциациях гранулитовой фации в гнейсах Урала. ДАН СССР, т. 177, № 6, 1967.

Р. А. Крылов, В. П. Закожурников
Уральское территориальное геологическое управление

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ САЛДИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Салдинский метаморфический комплекс расположен в пределах Верхисетско-Верхотурского мегантиклинория восточного склона Урала. На западе он ограничен Восточно-Тагильским поясом гипербазитовых интрузий, на востоке — Медведевским грабенном, выполненным слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами среднего девона. Северное окончание комплекса фиксируется широким развитием гранитоидов Верхотурского массива, сателлиты которого внедряются в метаморфические породы. На своем южном замыкании Салдинский комплекс погружается под вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя (рис. 1).

Салдинский метаморфический комплекс сложен породами пряничниковской толщи, метаморфизованной вплоть до гранулитовой фации, породами бродовской и буксинской толщ, относящихся к амфиболитовой фации, и породами емехской толщи, измененной в границах альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Это перечисление, вероятно, соответствует стратиграфической последовательности толщ. В самом деле, породы, испытавшие метаморфизм гранулитовой фации, приурочены к центральным частям комплекса. Породы амфиболитовой фации имеют широкое площадное распространение, формируя ряд самостоятельных структур. Емехская толща альбит-эпидот-амфиболитовой фации прослеживается вдоль западной и восточной границ комплекса, располагаясь на крыльях поднятия.

Комплекс непосредственно обрамляют кристаллические сланцы истокской толщи, которые мы параллелизуем с невьянской свитой (ландовери). Породы обрамления залегают на юго-восточном и северном флангах Салдинского комплекса в виде наложенных мульд и вписываются в единые очертания Салдинского поднятия.

Интрузивные образования, пересекающие метаморфический комплекс, разнообразны по составу и принадлежат перидотитовой, габбровой и гранитной формациям. Самой древней интрузией является Басьяновский массив габбро (нижний палеозой), по периферии переходящий в габбро-амфиболиты. К перидотитовой формации среднего палеозоя относятся серпентиниты и пироксениты Восточно-Тагильского пояса и многочисленных интрузий внутри комплекса. Среднепалеозойской габбровой формации принадлежат габбро, кварцевые диориты и плагиограниты. Верхнепалеозойская гранитная формация представлена Верхотурским массивом на севере, а также целым рядом массивов, внедрившихся в метаморфические породы.

Верхняя возрастная граница Салдинского комплекса датируется на основании определений абсолютного возраста. Так, возраст Басьяновского габбро, пересекающего амфиболиты, установлен в пределах

454 ± 34 млн. лет (соответствует ордовику), возраст обрамляющих кристаллических сланцев истокской толщи составляет 450 ± 29 млн. лет. Эти данные позволяют предположить доордовикский возраст пород субстрата Салдинского комплекса. Учитывая значительные мощности формирующих толщ, можно утверждать, что накопление их происходило в протерозое и закончилось в нижнем палеозое.

Переходя к обзору метаморфических фаций комплекса, следует еще раз подчеркнуть широкий диапазон регионального метаморфизма, охватывающий как высшие, так и низшие его ступени.

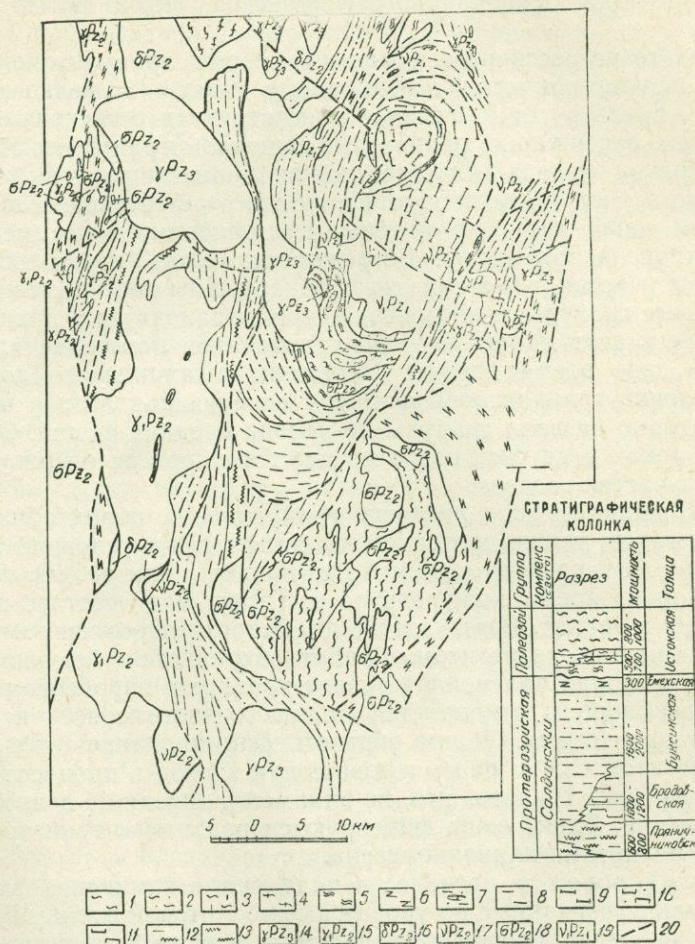


Рис. 1. Карта метаморфических фаций Салдинского комплекса.

Сланцевое обрамление: Истокская толща, фация зеленых сланцев: 1 — сланцы графито-кварцевые; 2 — сланцы мусковит-хлорит-актинолит-кварцевые; фация альбит-эпидот-амфиболитовая: 3 — сланцы слюдисто-кварцевые, актинолит-кварцевые, графито-кварцевые; 4 — микроамфиболиты и микрогнейсы амфиболовые; 5 — микрогнейсы двуслюдяные.

Салдинский комплекс. Емехская толща, фация альбит-эпидот-амфиболитовая; 6 — амфиболиты альбит-эпидотовые. Буксинская толща, фация амфиболитовая; 7 — амфиболиты с прослоями мраморов, гнейсы биотит-амфиболовые; 8 — гнейсы амфиболовые крупнозернистые. Бродовская толща; фация амфиболитовая; 9 — гнейсы амфибол-биотитовые крупнозернистые; 10 — гнейсы магнетит-гранат-амфиболовые; 11 — гнейсы биотит-амфиболовые. Пряничниковская толща; фация гранулитовая; 12 — амфиболиты с реликтами гранулитов; 13 — гнейсы дупироксеновые, эклогиты.

Интрузивные породы: 14 — гранитоиды; 15 — плагииграниты; 16 — кварцевые диориты; 17 — габбро; 18 — гипербазиты; 19 — габбро-амфиболиты; 20 — линии дизъюнктивных нарушений.

Породы гранулитовой фации обнаружены в разрезах по р. Тагил у дер. Пряничниково. Состав гнейсов представлен первичной ассоциацией гиперстена, клинопироксена (ряда диопсид-геденбергит) и андезина. Однако вследствие диафтореза в гнейсах развиваются новообразования минералов, соответствующих амфиболитовой фации регионального метаморфизма: гиперстен замещается сростками буро-зеленой роговой обманки и магнетита, по клинопироксену развивается амфибол, по андезину — скаполит. Нередко в сростках с амфиболами имеются скелетные выделения кварца. Среди пироксенов наименее устойчив гиперстен, тогда как реликты моноклинного пироксена сохраняются гораздо чаще.

В результате регрессивного изменения пород гранулитовой фации образуются крупнозернистые амфиболовые гнейсы и мелкозернистые амфиболиты. К северу от р. Тагил в ряде структур встречены амфиболиты и гнейсы, содержащие реликтовые минералы гранулитовой фации. К ним в первую очередь относятся моноклинные пироксены. Породы, рассматриваемые нами как продукты глубокого регрессивного процесса, представлены чаще всего гранитовыми амфиболитами с реликтами пироксена диопсидового ряда. Встречаются также зерна скаполита. Наблюдаются участки, где в виде гнезд обнаружены массивные пироксен-плагиоклазовые гранулы, в которых минералы находятся в равновесном состоянии. Весь этот набор косвенных признаков позволяет предположить, что в свое время породы фундамента Салдинского комплекса достигли условий гранулитовой фации. Последующая стадия метаморфизма диафторно низвела гранулы до уровня средних фаций. Однако в отдельных блоках и до сих пор встречаются пироксенсодержащие породы нижних частей разреза.

В пряничниковской зоне развития гранулитовых пород обнаружены реликты эклогитов, также претерпевших диафторез в условиях амфиболитовой фации. Впервые эклогиты были найдены еще Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом во время экскурсии по р. Тагил. В их составе преобладают омфациит и гранат. В результате диафтореза пироксен замещается роговой обманкой и магнетитом. Гранат сохраняется без изменений. В отдельных участках плагиоклаз развит наравне с пироксеном. В этих случаях состав породы отклоняется от строго эклогитового и приближается к гранулитовому. Таким образом, формирование омфациит-гранатовых эклогитов можно рассматривать как эпизод в процессе образования гранулитовых гнейсов. Это, по-видимому, связано с зонами повышенных давлений. Такие зоны фиксируются развитием гранатовых амфиболитов с реликтами клинопироксена.

Наибольший объем в пределах Салдинского комплекса занимают породы, метаморфизованные до уровня амфиболитовой фации. Различия в их составе, вероятно, наследуют от субстрата, но не зависят от степени метаморфизма, поскольку все разновидности укладываются в пределы одной ставролит-альмандиновой субфации (по Файфу, Тернеру и Ферхугену). Так, породы Бродовской брахиструктуры в ядре сложены характерной ассоциацией: плагиоклаз — кварц — роговая обманка — биотит — (альмандин). В кольцевом обрамлении развита приблизительно та же ассоциация, но с заметной примесью магнетита. Периферия структуры представлена ассоциацией плагиоклаз — кварц — биотит.

Крупнозернистые амфиболовые гнейсы нижней части буксинской толщи соответствуют ассоциации амфибол — плагиоклаз — кварц — биотит — (альмандин). Переход к вышележащим мелкозернистым амфиболитам осуществляется через их фельдшпатизированные разности. Их минеральные ассоциации определяются теми же компонентами, что и в

крупнозернистых гнейсах. Биотит здесь еще играет заметную роль. Наконец, собственно амфиболиты имеют минимум компонентов: роговая обманка, плагиоклаз, кварц.

Состав исходного субстрата амфиболитов и гнейсов колебался, вероятно, лишь в сторону усиления магнезиальности пород, что фиксируется иногда заменой роговой обманки жедритом или куммингтонитом.

На флангах Салдинского комплекса залегают породы, подвергшиеся метаморфизму лишь до уровня альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Существование их связано, по-видимому, с ослаблением регионального метаморфизма в краевых частях поднятия. Переход от амфиболитовой фации фиксируется постепенной сменой олигоклаз-андезина альбитом, буро-зеленой роговой обманки — сине-зеленой, а также появлением цоизита и увеличением роли эпидота и кварца. Породы приобретают сланцеватый облик. В целом решающее значение получает ассоциация роговая обманка — альбит — эпидот — (кварц — цоизит).

Процессы ультраметаморфизма наблюдаются в толщах пород амфиболитовой и гранулитовой фаций, проявляясь в виде жильной мигматизации. Интенсивность ее увеличивается по мере углубления метаморфизма вмещающих образований. Так, в зонах реликтового проявления гранулитов мигматизация достигает своего максимума, что выражается в образовании участков жильных полей. Мигматиты, с точки зрения морфологии, представлены здесь, главным образом, послойными жилами. Судя по участию в деформациях, они принадлежат синкинематическому типу. Дифференциация вещества при мигматизации захватывает экзоконтакты жил, где основность пород увеличивается по сравнению с зонами, более отдаленными от контакта. Мигматитовые жилы, пересекающие породы амфиболитовой фации, возможно, принадлежат посткинематическому типу, поскольку апофизы их секут полосчатость вмещающих пород, обычно не подвергаясь при этом деформациям. Встреченные здесь агматиты содержат угловатые обломки вмещающих пород.

Формирование гнейсовых толщ обязано, по-видимому, региональному процессу собирательной перекристаллизации и в меньшей степени фельдшпатизации. В крупнозернистых амфиболовых и биотитовых гнейсах хорошо выражена коррозия темноцветных минералов олигоклазом и кварцем. Однако сравнение амфиболовых гнейсов с амфиболами показывает незначительное изменение валового химического состава пород. При переходе от амфиболитов к гнейсам происходит очень слабый привнос Al_2O_3 и Na_2O и вынос TiO_2 и K_2O .

Другой пример собирательной перекристаллизации виден в образовании в амфиболитах гнезд с офитовой структурой. Идиоморфный андезин при этом развивается за счет породы, замещая минералы, в том числе и роговую обманку. В интерстициях плагиоклаза сохраняется ткань исходной породы.

Истокская толща сланцевого обрамления сложена биотитовыми, двуслюдянными и амфибол-биотитовыми микрогнейсами. Выше располагается пачка амфиболовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Типичная ассоциация представлена биотитом, сине-зеленой роговой обманкой, мусковитом, альбит-олигоклазом и кварцем. В ядрах мульд, слагаемых истокской толщей, прослеживаются слюдисто-кварцевые, слюдисто-актинолитовые и графит-слюдисто-кварцевые сланцы. В графитсодержащих сланцах развиты гелицитовые структуры. В отдельных участках встречены железистые кварциты с ассоциацией кварц — магнетит — спессартин — эпидот. Метаморфизм пород не превышает уровня зеленых сланцев. С приближением к контакту с породами Салдинского комплекса (к основанию истокской толщи) метаморфизм слан-

цевого обрамления усиливается до уровня альбит-эпидот-амфиболитовой фации.

Непосредственно контактовая зона выражена нечетко. В ее пределах развивается кианит, отмечаются кварц-полевошпатовые породы гранулитовой структуры, что указывает здесь на сильное сжатие. Одновременно наблюдается пропитывание зоны сульфидами и развитие мусковита, в том числе по кианиту. Все эти факты свидетельствуют о тектонической подвижности контакта Салдинского комплекса с покрывающими его породами обрамления.

Толщи, ограничивающие комплекс на востоке и юге, метаморфизованы в пределах фоновой для Урала зеленокаменной ступени. При этом скачок метаморфизма происходит очень резко на весьма коротком расстоянии.

В зонах, прилегающих к гранитным массивам, наблюдается наложенные метасоматической гранитизации на вмещающие породы. В амфиболитах центральной части комплекса развит сильный порфиробластез микроклина и олигоклаза. В экзоконтактных зонах гранитов амфиболиты приобретают облик порфиробластовых гранодиоритов со скиалитами неизменной породы. Соответственно этому эндоконтактные зоны гранитоидов также обогащаются аналогичными порфиробластами микроклина вследствие аутометасоматоза. В более удаленных от контакта вмещающих породах преобладают порфиробласты олигоклаза. Калиевый метасоматоз прослеживается также в окружающих граниты кварцевых диоритах и плагиогранитах. Он выражается в периферийном замещении плагиоклазовых зерен микроклином.

В пределах истокской толщи сланцевого обрамления гранитизация микрогнейсов обусловила замещение их аплитовидной микроклинсо-державшей породой. Освобождавшееся при этом железо локализовалось в магнетитовых железных рудах.

Таким образом, породы Салдинского комплекса подвергались полигенному метаморфизму, сопровождавшемуся процессами мигматизации и гранитизации.

Ю. Д. Панков, В. Ф. Турбанов, Т. Н. Парашина

Уральское территориальное геологическое управление

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВИШНЕВОГОРСКО-ИЛЬМЕНОГОРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Названный выше антиклинорий расположен на восточном склоне Южного и Среднего Урала и входит в состав Восточно-Уральского поднятия. Простирается его субмеридиональное, длина около 150 км, ширина до 20 км. Южная часть антиклинория на западе ограничена Миасским, на востоке Чебаркульским разломами, соответственно отделяющими его от Магнитогорского и Арамильско-Сухтелинского мегасинклинорийев. Внутри антиклинория выделяется несколько крупных антиклиналей, к ядрам которых приурочены обычно крупнозернистые гнейсовидные граниты (мигматиты) или миаскиты. В осевой части антиклинория и прилегающих частях крыльев развиты различные плагиогнейсы и кристаллические сланцы.

Об истории развития антиклинория, как и на историю развития Восточно-Уральского поднятия, существуют различные точки зрения, но все их можно свести к двум основным: 1) точка зрения унаследованного развития (Пейве, 1945; Петренко, 1946; Херасков, 1948; Пронин, 1960; Плюснин, 1964; Мамаев, 1963, 1967), согласно которой высокометаморфизованные породы являются в основном продуктом развития докембрийских тектоно-магматических циклов и отделены крупным стратиграфическим несогласием от вышележащих слабо метаморфизованных палеозойских пород, для которых обычно указываются сокращенные разрезы и частые стратиграфические перерывы; 2) точка зрения инверсионного развития (Заварицкий, 1958; Романов, 1947; Соболев, 1961; Белоусов, 1962; Штейнберг и др., 1966; Фролова и др., 1966; Чесноков, 1968), согласно которой гнейсы и кристаллические сланцы образовались, главным образом, в результате метаморфизма палеозойских геосинклинальных отложений.

При детальном геолого-съемочных работах, проведенных в последние годы в южной части антиклинория и прилегающих частях Магнитогорского и Арамильско-Сухтелинского мегасинклинорийев, получены новые данные, подтверждающие вторую точку зрения. Они в основном сводятся к следующему.

Стратиграфия. Ближайшим к высокометаморфизованным породам районом, где найдена фауна, является район села Кундравы, расположенный вблизи южного периклинального замыкания антиклинория. Здесь, а также в более южных районах, установлено повсеместное развитие непрерывной вулканогенно-осадочной серии (см. стратиграфическую колонку), возраст которой на основании новых находок фауны из ее нижней (радиолярии), центральной (радиолярии и граптолиты) и

Стратиграфическая колонка района,
расположенного к югу от южной периклинали Вишневогорско-Ильменогорского
антиклинария

			Литология
Толща	Возраст	Мощн. в м	
Карбонатная	D ₂	300	Мраморы и мраморизованные известняки серые и светло-серые.
Верхнекундровинская	D ₁ -D ₂	500—1000	Алевролиты с прослоями песчаников и гравелитов, биотитизированные. Сланцы углисто-глинистые. Мраморы серые, черные Туфоалевролиты и туфопесчаники биотитизированные и хлоритизованные Порфиры плагиоклазовые андезитового состава и их туфы биотитизированные Альбитофиры серицитизированные и их туфы Сланцы гранат-ставролит биотитовые Трахитовые и трахандезитовые порфиры
Нижнекундровинская	S ₂ -D ₁	500—1000	Плагиоклазовые порфиры андезитового и дацитового состава, их туфы и туффиты биотитизированные и хлоритизированные. Альбитофиры, их туфы и туффиты серицитизированные. Туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты биотитизированные и хлоритизированные. Кварцитовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты биотитизированные. В низах толщи прослой углисто-кремнистых, в верхах — прослой углисто-глинистых сланцев
Углисто-кремнистых сланцев	S ₁ In ₃ -w	500—700	Сланцы кремнистые, углисто-кремнистые, углисто-глинистые. Кварциты. Редкие прослой алевролитов в верхах и в низах толщи
Переходная	S ₁ In	300—500	Туфоалевролиты туфопесчаники биотитизированные и хлоритизированные, переслаивающиеся с углисто-кремнистыми сланцами. Редкие прослой туфов плагиоклаз-пироксеновых порфиритов андезито-базальтового состава
Нижняя вулканогенная	S ₁ In	900	Порфиры плагиоклазовые базальтового состава Порфиры плагиоклаз-пироксеновые андезито-базальтового состава уралитизированные и биотитизированные Порфиры плагиоклазовые андезитового состава, рассланцованные и биотитизированные Прослой пепловых туфов плагиоклазовых порфиритов андезитового состава, рассланцованных и биотитизированных

верхней (криноидеи) частей определяется, начиная от низов силура по средний девон включительно*.

Низы серии (подошва не вскрыта) сложены вулканитами основного состава (преобладают лавы) и фтанитами, обычно превращенными в углисто-кремнистые сланцы. Состав и мощность отложений, а также отсутствие стратиграфических несогласий говорят о том, что в данное время в описываемом районе существовал режим не геантиклинального поднятия, а эвгеосинклинального прогиба.

В центральной части серии, начиная с верхнего силура, наблюдаются признаки формирования поднятия (частная инверсия). Об этом свидетельствует появление более кислых и щелочных эффузивов по сравнению с низами серии (андезитовые и дацитовые порфиры, риолитовые порфиры, трахитовые и трахиандезитовые порфиры), что характерно для вулканизма зарождающихся поднятий (Кузнецов, 1964). Верхи серии сложены еще более мелководными осадками, среди которых преобладают известняки. Аналогичные стратиграфические схемы получены Е. А. Кузнецовым и Т. И. Фроловой для прилегающей к антиклинорию части Магнитогорского мегасинклинория, а также коллективом Чебаркульского ГСО под руководством В. Ф. Турбанова для Арамилско-Сухтелинского мегасинклинория.

Продукты размыва уже метаморфизованных, главным образом, зеленокаменно измененных пород указанной серии, а также плагиогранитов, габбро и змеевиков устанавливаются в отложениях вышележащей зилаирской ($D_3^2 - ct$) свиты (Смирнов, Смирнова, 1961), которые развиты в восточной части Магнитогорского мегасинклинория на границе с антиклинорием и представляют собой орогенный флиш.

Интрузивный магматизм. Наиболее древними интрузивными породами в районе являются ультрабазиты, которые в пределах низкотемпературной части фации зеленых сланцев представлены апоперидотитовыми серпентинитами, а в более высокотемпературных субфациях — тремолитовыми и актинолитовыми породами. Пространственно с ультрабазитами часто ассоциируют более поздние габбровые тела.

Следующими по времени формируются синкинематические гнейсовидные плагиограниты, широко распространенные в осевой части антиклинория и приуроченные к силлиманит-альмандиновой субфации, в меньшей степени — к высокотемпературной части ставролит-кварцевой субфации, где они образуют множество грубосогласных, а также кососекущих полос и линз мощностью от долей сантиметра до 250 м. Случаи кососекущего положения этих пород отмечались еще А. Н. Заварицким (1958). Местами гнейсовидные плагиограниты приурочены к замкам мелких антиклинальных складок. В них часто наблюдаются реликтовые прослои или неправильной формы участки вмещающих пород, представленных обычно амфиболитами, что свидетельствует о важной роли магматического замещения при образовании этих пород. Реже наблюдаются угловатой формы ксенолиты. Около реликтов гнейсовидные плагиогра-

* Среднеордовикский возраст карбонатных отложений из верхов указанной серии (Мамаев, 1963) не подтвердился. Не подтвердился также базальный характер конгломератов из области южного периклинального замыкания антиклинория, в которых Н. Ф. Мамаев (1963, 1967) указывал гальки высокометаморфизованных пород Ильменского комплекса. При специальных исследованиях таких галек встретить не удалось. Конгломераты почти полностью состоят из кварцитовых, обычно первично-угловатых, обломков и согласно залегают в нижнекундравинской толще, слагая основания многочисленных седиментационных ритмов. Картированием установлено, что конгломераты и ассоциирующие с ними терригенные породы развиты только вблизи южной переклинали антиклинория и являются фацией вулканогенных пород нижнекундравинской толщи. К аналогичному выводу пришел С. В. Чесноков (1968).

ниты обогащены многочисленными ксенокристаллами роговой обманки, а также граната, эпидота, пироксена и других минералов вмещающих пород (Левин, Панков, 1963). Иногда от согласных полос гнейсовидных плагиогранитов отходят секущие апофизки. Границы описываемых пород с кристаллическими сланцами часто резкие. Для несогласных участков характерны расплывчатые границы.

Становление гнейсовидных плагиогранитов связано с периодом частной инверсии и формированием структуры антиклинория. Эти породы соответствуют раннесинорогеном интрузиям, выделенным В. Е. Хаиным (1964).

С гнейсовидными плагиогранитами, по-видимому, тесно связаны тела массивных посткинematических плагиогранитов, а также многочисленные дайки плагиогранит-порфиоров, развитые в обрамлении антиклинория. Характерно, что вдали от антиклинория и те и другие почти не встречаются.

Возраст ультрабазитов, габбро и посткинematических плагиогранитов определяется как верхнедевонский на основании прорыва ими среднедевонских отложений и по наличию их галек в конгломератах зилаирской свиты.

По-видимому, после образования плагиогранитов в районе снова возникла интрузия ультрабазитов. Как известно, на восточном склоне Урала доказано наличие нижнекарбонных перидотитовых интрузий (Соболев, 1961; Пронин, 1963; Штейнберг, 1963). Основанием для их выделения в нашем районе является, главным образом, резко различная степень метаморфизма ультрабазитов в пределах гнейсового ореола. Здесь, кроме упоминавшихся уже актинолитовых и тремолитовых пород, широко развиты согласные и секущие тела массивных змеевиков, в которых иногда наблюдаются ксенолиты гнейсов и амфиболитов.

В верхнем палеозое в связи с общей инверсией Уральской палеозойской геосинклинали в условиях режима не обращенного антиклинория в ядра сформированных ранее антиклинальных структур внедрились большие массы синкинematических миаскитов и гнейсовидных гранитов. С последними связаны мелкие массивы и дайки посткинematических гранитов. Гнейсовидные граниты секут упоминавшиеся выше змеевики, залегающие в гнейсах.

Такая последовательность эффузивного и интрузивного магматизма соответствует общей последовательности магматизма полного тектономагматического цикла эвгеосинклиналиных прогибов (Хаин, 1964) и хорошо объясняется гипотезой подъема магматических очагов (Шейнманн, 1964; Кузнецов, 1964), что вместе со стратиграфическими данными подтверждает гипотезу инверсионного развития.

Метаморфизм. Процессы, в результате которых образовались кристаллические сланцы и все другие метаморфические породы района, генетически тесно связаны, но условно их можно разделить на процессы нормального (изохимического) метаморфизма и процессы, происходящие с изменением химического состава (аллохимический метаморфизм). Характерно, что все эти процессы совершились в условиях интенсивного раздавливания пород, приведшего к образованию слоевого кливажа раскола (сланцеватость), который обеспечил продвижение метаморфизирующих растворов и расплавов.

В изохимически метаморфизованных породах южной части антиклинория устанавливается четкая метаморфическая зональность. Здесь выделяется четыре субфации нормального метаморфизма: силлиманит-альмандиновая, ставролит-кварцевая, кварц-альбит-альмандиновая, кварц-альбит-биотитовая (по Файфу и др., 1963). От последней субфа-

ции к кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев, развитой к югу от южной периклинали антиклинория, а также в Магнитогорском и Арамильско-Сухтелинском мегасинклинориях, наблюдается постепенный переход.

Нормально метаморфизованные породы в свою очередь испытали многочисленные метаморфические превращения с изменением химического состава. Так, в частности, в амфиболитах наиболее ранние аллохимические минералы представлены эпидотом и куммингтонитом. Первый развит повсеместно, но максимальное его количество приурочено к ставролит-кварцевой субфации. Очень характерно замещение эпидотом зерен роговой обманки. Куммингтонит также развивается обычно по роговой обманке. Изограда его проходит вблизи изограды граната. Следующим минералом является крупночешуйчатый биотит, в результате которого появляются различные биотит-роговообманковые и биотитовые сланцы. Аллохимический биотит распространен во всех субфациях, за исключением кварц-альбит-мусковит-хлоритовой. После формирования биотита в условиях наиболее интенсивного стресса происходит метасоматическое образование кварца и плагиоклаза (плагиогранитизация). Эти два минерала, тесно ассоциирующие друг с другом и образующие кварц-плагиоклазовый агрегат, по трещинкам слоевого кливажа развиваются во всех ранее возникших породах, слагая грубооглазные полоски и линзочки мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Такие линзочки и полоски часто пересекают крупные зерна роговой обманки, граната, кианита, эпидота, биотита. В свою очередь реликты ранее образованных пород и отдельные минералы их постоянно наблюдаются в более широких кварц-плагиоклазовых полосках. При интенсивном замещении кварцем и плагиоклазом минералогически различных пород формируются различные по составу плагиогнейсы. Исходными породами при аллохимических преобразованиях, как правило, являются амфиболиты, реликты, и отдельные минералы которых постоянно встречаются во всех более молодых образованиях.

Описанная метасоматическая плагиогранитизация во времени, пространстве и, по-видимому, генетически тесно связана с охарактеризованной выше магматической плагиогранитизацией. Важно подчеркнуть, что в обоих случаях между интенсивностью нормального метаморфизма и интенсивностью плагиогранитизации наблюдается прямая зависимость. При этом со снижением степени метаморфизма вмещающих пород уменьшаются и размеры зерен кварца и плагиоклаза в продуктах как магматической, так и метасоматической плагиогранитизации.

Изучение метаморфической зональности в южной части антиклинория показывает, что она, несмотря на длительную и сложную историю формирования, является единым образованием. В ней отсутствуют регионально выраженные скачки интенсивности метаморфизма. В пределах описанной части антиклинория не установлено каких-либо реликтов характерных образований предыдущих тектоно-магматических циклов (гранитоидов, сланцев, гнейсов).

Указанную зональность нельзя объяснить метаморфизирующим влиянием гнейсовидных гранитов (Заварицкий, 1958; Романов, 1947), так как этому противоречат следующие факты.

1. Отсутствие закономерной связи между интенсивностью метаморфизма и количеством гнейсовидных гранитов. Так, на западном склоне Ильменских гор, где развиты все метаморфические субфации, в том числе и наиболее высокотемпературная для данного района силлиманит-альмандиновая субфация, полностью отсутствуют какие бы то ни было граниты, включая и гнейсовидные.

2. Крупнозернистые гнейсовидные граниты развиты в пределах трех наиболее высокотемпературных метаморфических субфаций, однако на границе с ними в породах наиболее низкотемпературной кварц-альбит-биотитовой субфации нет какого-либо усиления степени метаморфизма и их присутствие не влияет на морфологию описанной выше зональности. Это, по-видимому, объясняется низкой энергоемкостью указанных гранитов.

3. Наличие в гнейсовом ореоле не только высокометаморфизованных, но и более поздних низкометаморфизованных явно догранитных ультрабазитов. Это говорит о том, что метаморфизм в основном, закончился до образования ультрабазитов второй генерации.

4. Присутствие около гнейсовидных гранитов их собственных метаморфических образований (биотитизация, гранитизация), развитых, как правило, локально.

С другой стороны, отчетливая зависимость степени нормального метаморфизма от интенсивности плагиогранитизации дает основание считать последнюю главной причиной образования метаморфической зональности в южной части антиклинория. Об этом же свидетельствует «согласное» положение изоград аллохимических и нормально метаморфических минералов, в том числе и олигоклаза, который является одним из главных минералов при процессе плагиогранитизации.

По времени плагиогранитизация и метаморфизм, как уже говорилось, связаны не с периодом погружения геосинклинали (Чесноков, 1968), а с заключительным периодом частной инверсии, так как ими захвачены все толщи указанной выше серии, в том числе и самые верхние, сформировавшиеся в заключительный период поднятия. В связи с этим необходимо отметить относительно малую глубину метаморфизма, на что указывал ранее И. Д. Соболев (1961). Инъекционный характер, а также малая глубина метаморфизма и плагиогранитизации подтверждаются и их приуроченностью к ядерной части антиклинория, частой минеральной и структурной неравновесностью, хрупким (а не пластичным) состоянием метаморфизируемых пород.

Вывод о приуроченности метаморфизма ко времени развития поднятий в геосинклинали делают многие исследователи (Белоусов, 1962; Хаин, 1964; Штейнберг и др., 1966; Хорева, 1967).

Интересно, что метаморфическая зональность в южной части антиклинория соответствует зональности при барроуском типе метаморфизма (Miyashiro, 1962), впервые установленной в Северной Шотландии, где она также связана с метаморфизирующим влиянием плагиогранитов.

Возраст плагиогранитизации и метаморфизма устанавливается как верхнедевонский на основании изменения среднедевонских фаунистически охарактеризованных отложений и по наличию галек метаморфизованных пород, а также плагиогранитов, габбро и змеевиков в отложениях зилаирской свиты, о чем говорилось выше. Верхнедевонский возраст формирования метаморфической зональности в южной части антиклинория совпадает с возрастом метаморфизма в Магнитогорском мега-синклинории (Нечеухин, 1963; Болтыров, 1967), что вместе с приведенными выше геологическими данными подтверждает общность истории развития этих двух структур в среднем палеозое.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
Болтыров В. Б. О двух этапах зеленокаменного метаморфизма в вулканических породах среднего течения р. Джуса на Южном Урале. Матер. Уральской конф. молод. геол. и геофиз., Свердловск, 1967.

Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. Избр. тр. II. Изд. АН СССР, 1958.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», 1964.

Левин В. Я., Панков Ю. Д. Вопросы мигматизации и гранитизации пород района восточной и южной части Ильменских гор. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. III. Тр. ин-та геологии УФАИ СССР, 1963.

Мамаев Н. Ф. Новые данные по стратиграфии метаморфических толщ Миасского района. В сб.: «Вопросы стратиграфии», № 7. Тр. Ин-та геологии УФАИ СССР, 1963.

Мамаев Н. Ф. Древние толщи Восточно-Уральского мегантиклинория. «Наука», 1967.

Нечехин В. М. Вулканогенные породы восточной части Баймакского района и некоторые особенности их метаморфизма. В кн.: «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. II. Тр. Ин-та геологии УФАИ СССР, 1963.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.

Петренко А. А. Нижнекаменноугольные месторождения каменных углей и антрацитов Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 79, 1946.

Плюснин К. П. О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала. ДАН СССР, т. 155, № 5, 1964.

Пронин А. А. Докембрий восточного склона Среднего Урала. Тр. Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 51, 1960.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Матер. по геол. и полезн. иск. Урала, вып. 6, Изд. УФАИ СССР, 1958.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Фаменский век. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 60, 1961.

Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

Файф Д., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метасоматические реакции и метаморфические фации. Изд. иностр. лит-ры, 1963.

Фролова Т. И., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. Главнейшие особенности развития магматизма в палеозойской эвгеосинклинали восточного склона Южного Урала. «Сов. геология», 1966, № 5.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. «Наука», М., 1964.

Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, № 5, 1948.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. ДАН СССР, т. 176, № 5, 1967.

Чесноков С. В. К вопросу о возрасте метаморфических толщ Восточно-Уральского антиклинория. Тр. УДН им. Патриса Лумумбы. Тезисы докладов IV Научно-технич. конф. инж. фак-та, 1968.

Шейнманн Ю. М. Магмы и геосинклинальный процесс, типы земной коры и магмы. В кн.: «Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений». «Наука», 1964.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. В кн.: «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. I. Тр. ин-та геологии УФАИ СССР, 1963.

Штейнберг Д. С., Соболев И. Д., Иванов С. Н., Овчинников Л. Н. Основные проблемы петрологии Урала. Тезисы докл. 2-го Уральск. петрогр. совещ. (общие вопросы). УФАИ СССР, 1966.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. Journ. Petrology, 2, 277, 1962.

В. Б. Болтыров

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД В МЕЖДУРЕЧЬЕ РЕК УРУС-КИСКЕН, ДЖУСА И КАРАБУТАК НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В описываемом районе, который относится в структурном отношении к Восточно-Уральскому поднятию, развиты два регионально-метаморфизованных комплекса пород — нижний глубинный комплекс, или инфраструктура, сложенная метаморфитами амфиболитовой фации, и верхний комплекс, или супраструктура, метаморфизованная преимущественно в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. В целом супраструктура соответствует «верхней», а инфраструктура — «средней» зонам метаморфизма, по В. С. Соболеву (Соболев и др., 1967), хотя в супраструктуре по зонам повышенной термо- и флюидопроводности отмечается развитие минеральных ассоциаций и амфиболитовой фации (Болтыров, 1967).

Наиболее полно верхний комплекс (супраструктура) представлен в разрезе по р. Джусе между ст. Теренсай и аулом Баймурат, где развиты породы среднего и верхнего палеозоя (Рихтер, 1964). Применение изоградного метода позволило здесь выделить несколько зон, ограниченных в плане изоградами соответствующих индекс-минералов: ставролитовую, роговообманково-гранатовую, актинолито-биотитовую и хлоритовую.

В ставролитовой зоне развиты гранато-ставролитовые гнейсы и кварциты. Характерные минеральные ассоциации (ставролит + биотит + олигоклаз + кварц + альмандин + магнетит и ставролит + кварц + магнетит + биотит) отвечают ставролитово-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

В роговообманково-гранатовой зоне развиты биотитово-гранатовые гнейсы и амфиболиты. Минеральные ассоциации зоны (альмандин + альбит + биотит + кварц + магнетит и роговая обманка + альбит + цоизит + сфен + ильменит) соответствуют эпидот-амфиболитовой фации.

Актинолито-биотитовая зона разнообразна по петрографическому составу: актинолитовые сланцы и породы, кварцитовидные кислые эффузивы. Главными породообразующими минералами актинолитовых сланцев и пород являются актинолит, альбит, эпидот, цоизит, сфен, ильменит, кварц. Для кварцитовидных кислых эффузивов характерна минеральная ассоциация: кварц + альбит + биотит + эпидот + магнетит. Минеральные ассоциации актинолито-биотитовой зоны отвечают кварц-альбито-эпидото-биотитовой субфации зеленых сланцев.

Хлоритовая зона представлена кварцево-хлоритовыми сланцами, углистыми и углисто-карбонатными породами и кислыми эффузивами, для которых типичны минеральные ассоциации: кварц + альбит + хлорит + лейкоксен; кварц + серицит + хлорит + альбит + лейкоксен; кварц + альбит + стильпномелан и кварц + альбит + мусковит. Эти

ассоциации соответствуют кварц-альбит-мусковит-хлоритовый субфация фации зеленых сланцев (Тернер и Ферхуген, 1961).

В верховьях р. Джусы выше аула Баймурат и по р. Урус-Кискен развиты силлиманитово-биотитовые орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы и мигматиты, относящиеся к нижнему глубинному комплексу (инфраструктура) и датированные нижним палеозоем. По минеральным ассоциациям: алмадин + биотит + плагиоклаз (№ 25—32) + кварц; алмадин + силлиманит + биотит + плагиоклаз (№ 25—32) + кварц; кварц + биотит + силлиманит + плагиоклаз (№ 20—28) и кварц + биотит + микроклин + плагиоклаз (№ 20—28) метаморфиты нижнего комплекса соответствуют силлиманитово-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

Региональный метаморфизм, начинающийся с изохимической перекристаллизации, сопровождается метаморфической дифференциацией, метасоматической гранитизацией и мигматизацией. Интенсивность гранитизации различна: от тонких олигоклаз-кварцевых и олигоклаз-кварц-микроклиновых прожилков до полной переработки регионально-метаморфизованных пород в породы гранитного состава и облика с образованием автохтонных гранитов. Автохтонные граниты обычно имеют гнейсовидный облик, причем гнейсовидность всегда совпадает со сланцеватостью и полосчатостью вмещающих пород. К периоду образования автохтонных гранитов, вероятно, относится и внедрение части аллохтонных, раннекинематических гранитов существенно плагиогранитного состава.

Региональный метаморфизм в инфра- и супраструктуре происходит одновременно, но в разных структурных и термодинамических условиях. В условиях продолжающегося прогрева пород и подъема геоизотерм в инфраструктуре в «средней» зоне метаморфизма, по В. С. Соболеву, происходило образование гранитной магмы, перемещение которой в верхние горизонты земной коры, в сторону супраструктуры, сопровождалось горстообразным выдавливанием по тектоническим нарушениям инфраструктуры.

Внедрение аллохтонных позднекинематических гранитов (Карабутакский, Урус-Кискенский массивы), которые имеют состав нормальных биотитовых гранитов, сопровождалось в свою очередь дополнительным метаморфическим и метасоматическим воздействием на уже метаморфизованные, мигматизированные и гранитизированные породы.

При взаимодействии этих гранитов с породами супраструктуры (разрез по р. Карабутак, экзоконтакт Карабутакского массива) наблюдаются метаморфические и метасоматические изменения (амфиболитизация, биотитизация), переходящие в нормальный контактовый метаморфизм (ороговикование амфиболитов, скарнирование известняков), тогда как в породах инфраструктуры в изофациальных условиях происходят существенно метасоматические изменения (мусковитизация, амфиболитизация, биотитизация).

ЛИТЕРАТУРА

- Болтыров В. Б. Региональный метаморфизм и гранитизация в верховьях р. Джуса на Южном Урале. «Сов. геология», 1967, № 5.
- Рихтер Я. А. Новые данные о геологическом строении восточного склона Южного Урала (Суундук-Кумакский район). Труды молодых ученых. Материалы межвузовской конф., вып. геол.-географ. Изд. Саратов. ун-та, 1964.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. Сб.: «Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования». Л., «Наука», 1967.
- Тернер Ф. Д. и Ферхуген Д. Ж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. иностр. лит.-ры, 1961.

С. В. Автонеев

Уральское территориальное геологическое управление

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ ШИЛОВСКО-КОНЕВСКУЮ ГРУППУ ИНТРУЗИИ

Шиловско-Коневская группа гранитоидных интрузий позднепалеозойского возраста расположена в области сочленения Восточно-Уральского поднятия и Восточно-Уральского прогиба.

Сложная геологическая история развития района предопределила полигенный характер метаморфических преобразований горных пород. Исключительная насыщенность интрузивными образованиями обусловила преимущественное развитие контактово-термального метаморфизма, который носит здесь площадной характер.

Гравиметрические наблюдения в пределах рассматриваемого региона позволяют выделить (до глубин около 4 км) три самостоятельные интрузии: Коневско-Карасьевскую, Шиловско-Сосновскую и Тюбукскую.

Лучше других контактовый метаморфизм изучен в ореоле Коневско-Карасьевской гранитной интрузии. Выходы интрузии на дневной поверхности представлены Карасьевским, Юг-Коневским, Игишанским массивами, ориентированными в меридиональном направлении. Пологое (под углами 40—45°) падение восточного контакта интрузии обусловило развитие широкой (4—5 км) надинтрузивной полосы метаморфических пород, которая протягивается согласно с общим направлением интрузии. Продукты метаморфизма пород надинтрузивной зоны представлены амфиболитами, гранат-биотит-альбитовыми микрогнейсами, метаморфическими сланцами. В породах широко развиты ориентированные метаморфические текстуры (полосчатость, гнейсовидность, сланцеватость), которые придают метаморфическим породам облик регионально метаморфизованных пород средних ступеней метаморфизма. Это обстоятельство послужило одним из оснований для того, чтобы этот комплекс метаморфических пород рассматривался как продукт особого типа регионально-контактового метаморфизма (Рундквист и др., 1961).

Для характеристики площадного развития различно метаморфизованных пород в процессе геологической съемки был применен зонографический метод картирования (Тернер, 1951). При отстройке метаморфических зон были выбраны типичные индекс-минералы, развивающиеся обычно в виде порфиروبласт в породах, наиболее чувствительных к метаморфизму. В условиях описываемого района такими породами явились глинистые сланцы, туфогенные песчаники, эффузивные и пирокластические породы основного состава. В качестве индекс-минералов были выбраны биотит и гранат как наиболее распространенные и хорошо диагностируемые минералы.

Изучение минеральных парагенезисов метаморфических пород обрамления интрузии вне зоны контактового метаморфизма и в реликтовых участках, не затронутых процессами контактового метаморфизма, позволяет установить региональный (догранитный) характер метаморфизма

пород. Региональный метаморфизм пород обрамления интрузии не поднимается выше актинолитовой ступени зеленосланцевой фации, причем наблюдается отчетливая зависимость степени метаморфических преобразований от возрастной последовательности стратифицированных толщ.

Биотитовая изограда оконтуривает площадь развития пород, для которых характерно постоянное развитие того или иного количества биотита. Наиболее типичными породами этой зоны являются альбит-эпидот-кварц-актинолитовые, биотит-кварц-альбитовые породы с обилием микрокристаллических сланцев; кордиеритовые и андалузитовые роговики с реликтовой сланцеватой текстурой, соответствующие условиям зеленосланцевой и низкотемпературной ступени альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Биотит кристаллизуется в виде крупных пластинок, хорошо различимых невооруженным глазом. Форма зерен биотита разнообразна: идиоморфные чешуйки, листочки изометричной или слабопродолговатой формы, удлинённые призмы. Очень часто биотит образует ситовидные пойкилопорфиробласты сложных неправильных узоров. Размеры порфиробластов биотита колеблются в значительных пределах (от 0,2 до 1—2—5 мм в поперечнике). Обычно биотит подчинен первично сланцеватой текстуре, но часто образует и отчетливые наложенные порфиробласты. Характерно, что в литологически разных породах формируются совершенно отличные биотиты. Так, в вулканогенно-обломочных породах основного состава, а также туфогенных сланцах наблюдается грязно-зеленая разновидность биотита, который образует относительно мелкие порфиробласты (0,1—1 мм). Биотит осадочных пород (углистых филлитов, углисто-карбонатных пород и терригенных углистых песчаников) характеризуется бурой и коричнево-бурой окраской. Размеры его значительно больше и составляют 2—5 мм в поперечнике.

Обычно вместе с биотитом, а иногда и самостоятельно в породах основного состава в пределах биотитовой изограды появляется актинолитовая роговая обманка, которая образует неправильные, иногда призматически вытянутые зерна часто с неразвитыми или расщепленными концевыми гранями. Характерна пятнистая синевато-зеленая окраска этого амфибола, неустойчивые оптические константы, изменяющиеся в следующих пределах: $2V=77-80^\circ$, $cNg=14-16^\circ$, $Ng=1,622-1,664$, $Np=1,637$.

Минеральный состав основной ткани пород в пределах биотитовой зоны зависит от первичного состава и в большинстве случаев представлен кварц-альбитовым мелкозернистым агрегатом с примесью эпидота, сфена, кальцита, углистого вещества.

Типичные контактовые роговики встречаются спорадически.

В кордиеритовых роговиках кордиерит наблюдается в форме деформированных оваловидных порфиробластов размером 0,4—0,5 мм в поперечнике, составляющих иногда до 50—75% площади шлифа; в проходящем свете кордиерит бесцветен. Отдельные зерна сильно пигментированы углистыми частицами, которые придают минералу «опаковость». Встречаются включения серицита, изредка турмалина. Двойникование проявлено очень слабо, и в редких зернах удается установить секториальные тройники. Оптические константы $2V(+)$ 87° , $Ng-Np=0,009$ характеризуют его как собственно кордиерит (Трегер, 1955).

Кроме кордиерита, в породе содержится значительное количество бледноокрашенного бурого биотита, замещенного слабозеленоватым оптически положительным хлоритом. Встречаются мелкозернистые агрегаты сфена неправильно пятнистой формы. Основная ткань сложена

микрозернистым агрегатом кварца и альбита, «пропитанных» углистыми частицами.

Макроскопически андалузитовые роговики — крепкие тонкоплитчатые сланцеватые породы темно-серого или черного цвета.

Под микроскопом видно преобладание андалузита, который образует отчетливые ромбовидные порфиробласты. Иногда андалузит образует длиннопризматические порфиробласты размером $3 \times 0,3$ мм и часто замещается псевдоморфозой мелкочешуйчатого мусковита в форме агрегатных масс. Размер отдельных листочков мусковита достигает $0,3-0,4$ мм.

Основная масса породы — тонкозернистый микрогранобластический агрегат, состоящий из тонкораспыленного углистого вещества, кварца, альбита, серицита с зернами не более $0,01$ мм.

Гранат появляется уже вблизи выхода гранитной интрузии на поверхность. Изограда граната оконтуривает непосредственно выходы массивов гранитов на дневную поверхность. Наиболее характерными породами метаморфической зоны, ограниченной гранатовой изоградой, являются: альбит-эпидотовые амфиболиты, гранат-роговообманково-плагиоклазовые микрокристаллосланцы, биотит-гранат-альбитовые кристаллические сланцы, гранатовые роговики, соответствующие условиям альбит-эпидотовой и амфиболитовой фации.

Гранат наблюдается в виде отчетливых порфиробластов размером от 1 мм до $0,5$ см в поперечнике. Причем, как и для биотита, отчетливо обнаруживается зависимость состава граната от первичного литологического состава пород. Так, по туфогенно-терригенным и терригенным породам формируются порфиробласты розоватого, розовато-красного граната альмандин-пиропового ряда с показателем преломления $N=1,785$. По углисто-карбонатным породам образуется гранат альмандин-гроссулярового ряда. Методом дифракционных порошкограмм определены размеры элементарной ячейки этого граната в $a=11,84$ Å, что соответствует составу граната с 95% гроссуляровой молекулы (Дир, Хауи, Зусман, 1965).

В породах, близких по составу к основным эффузивам, на оконтуренной гранатовой изоградой площади, развивается густоокрашенная сине-зеленая роговая обманка с оптическими константами: $2V(-)72-68^\circ$, $cNg=16^\circ$, $Ng=1,685$, $Np=1,661$. Она часто образует крупные ситовидные порфиробласты неправильной формы.

Породы, слагающие площадь гранатовой изограды, полностью перекристаллизованы и имеют крупнозернистое сложение. Характерно, что увеличение зернистости отчетливо приурочено к зоне, богатой отложениями гранитного материала в виде пегматитовых жил и даек гранитпорфиров. Новообразованный плагиоклаз характеризуется составом олигоклазандезина с 28—30% анортитовой молекулы. Обычные сопутствующие минералы — эпидот, кварц, рутил, углистое вещество.

Полученные азограды метаморфизма не зависят от стратиграфических границ. В плане они отчетливо повторяют конфигурацию интрузии. При сопоставлении линий изоград и поверхности гранитной интрузии, построенной на основании интерпретационных гравиметровых профилей, устанавливается совпадение биотитовой изограды с изогипсой $1500-2000$ м до кровли интрузии, а гранатовой изограды — с изогипсой 500 м. Отчетливое повторение (оконтуривание) границ интрузии изоградами метаморфизма говорит о полной подчиненности зональности конкретному термальному источнику и о более позднем развитии метаморфической зональности района после формирования геологической структуры.

В целом для контактового метаморфизма характерны пестрота и неоднородность метаморфических проявлений с нарушением метаморфической зональности на отдельных участках. В пределах биотитовой зоны локально картируются породы более высокотемпературной ассоциации — плагиоклазовые амфиболиты, биотит-олигоклаз-гранатовые кристаллосланцы. Мозаично, локально развиты также породы, минеральные парагенезисы которых отвечают более низкой ступени метаморфизма — серицит-кварц-хлоритовой, кварц-альбит-хлоритовой как сохранившимся минеральным ассоциациям регионального метаморфизма. Неоднородный характер метаморфических изменений обусловлен неравномерным тепловым потоком в связи с неровностями кровли интрузии. Наиболее прогретые части надинтрузивной зоны, в которых образуются высокотемпературные гранатовые роговики и кристаллические сланцы с гранатом (район дер. Мыльниково), связаны с резким подъемом интрузивных масс, которые образуют куполовидные выступы.

Другой специфической особенностью контактового метаморфизма описываемого района является четкий литологический контроль, проявляющийся в подчиненности новообразований биотита, граната, роговой обманки отдельным прослойкам определенного вещественного состава. Это особенно наглядно видно в слоистых роговиках района дер. Мыльниково, где гранат локализуется только в слоях углисто-глинисто-карбонатного состава и отсутствует в чисто карбонатных слоях. В многочисленных шурфах и скважинах можно наблюдать развитие порфиробластов биотита, строго подчиненное первично сланцеватой текстуре и даже усиливающее ее.

Проведенные исследования показали, что восточный экзоконтакт Коневско-Карасьевской интрузии имеет четкое зональное метаморфическое строение и отражает влияние интрузии на вмещающие породы при ее (благоприятном для метаморфизма) пологом восточном погружении. Зональность западного контакта интрузии проявлена менее четко. Метаморфическая зональность западного экзоконтакта интрузии усложняется тем, что она представляет собой арену термального влияния не одной интрузии, а сразу двух — Коневско-Карасьевской и Тюбукской. Влияние каждой интрузии и ее зональность довольно отчетливо устанавливаются в пределах высокотемпературных градиентов, проявляющихся в непосредственной близости от контакта выходящих на поверхность массивов гранитоидов. Эти градиенты фиксируются гранатовой изоградой и зонами развития высокотемпературных двупироксеновых и рогово-обманковых роговиков в контактовом ореоле Свободинского сложно-устроенного массива. Обычные метаморфические преобразования, с которых начинается видимое влияние интрузивного массива (биотитовая зона), в данном районе приобретают сплошное развитие, и конкретный ореол влияния каждой отдельной интрузии теряется.

ЛИТЕРАТУРА

Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Чистяков Н. Е., Об усреднении химического состава пород при регионально-контактовом метаморфизме. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 92, вып. 4, 1961.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 1. «Мир», 1965.

Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд. иностр. лит-ры, 1951.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

Г. А. Глушкова

Уральское территориальное геологическое управление

КИСЛОТНОЕ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ С ОБРАЗОВАНИЕМ СИЛЛИМАНИТА НА ПРИМЕРЕ СЫСЕРТСКО- ИЛЬМЕНОГОРСКОГО ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА

В ходе геологического развития гнейсовых комплексов на определенных стадиях, в различных фациальных условиях проявляются процессы кислотного выщелачивания (Коржинский, 1955; Кориковский, 1963, 1967). Одним из интересных объектов для наблюдения упомянутых процессов, сопровождающихся образованием силлиманита, является восточная часть Сысертско-Ильменогорского комплекса в районе оз. Аргази.

Геологическая обстановка этой части района такова. В ядре Ильменогорского антиклинория располагаются биотитовые и амфиболовые гнейсы и мигматиты, окружающие щелочной интрузивный комплекс. На восточном крыле антиклинория гнейсы сменяются породами сланцевого обрамления (Кейльман, 1966) — микрогнейсами, микрогранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, в которых залегают относительно крупные массивы гранитоидов. Микрогнейсы этой зоны в отличие от гнейсов, слагающих ядро антиклинория, обладают микрозернистой, преимущественно полигональной, структурой. Они представлены биотитовыми, значительно реже амфибол-биотитовыми разновидностями. Основными породообразующими минералами микрогнейсов являются плагиоклаз-андезин № 36—38, кварц, биотит, иногда гранат.

Широко проявленные здесь процессы послыйной плагиомигматизации и гранитизации привели в конечном счете к образованию гранито-гнейсов, которые также имеют мелко- и микрозернистую структуру. Вблизи массивов гранитоидов породы обрамления обычно несут следы калишпатизации.

Гранитоиды, залегающие среди микрогнейсов, разнообразны по составу, генезису и времени формирования. Наиболее ранними являются крупнозернистые порфиридные, относительно меланократовые породы, соответствующие по составу амфибол-биотитовым гранодиоритам и кварцевым диоритам, и имеющие, по-видимому, метасоматическое происхождение. Позднее образовались крупнозернистые, отчетливо порфиридные биотитовые или амфибол-биотитовые граниты, которые слагают относительно крупный массив, а также многочисленные дайки и жилы среди микрогнейсов и гранодиоритов. Для этих пород характерно весьма неравномерное распределение калиевого полевого шпата, который местами, особенно в удаленных от основного массива дайках, почти отсутствует. Порода в таком случае приближается по составу к плагиограниту. Наиболее молодыми являются нормальные биотитовые мелко- и среднезернистые мезократовые граниты, слагающие массив в северной части описываемого района, а также крутопадающие или вертикальные жилы и дайки в описанных выше гранитоидах и породах субстрата.

Процессы кислотного выщелачивания проявляются в нескольких пунктах.

1. На западном берегу оз. Аргазы в массиве гранодиоритов близ его западного контакта с микрогнейсами фиксируется крутопадающая зона сильно рассланцованных пород мощностью 30—50 м. В западной части этой зоны залегают мусковитизированные, окварцованные среднернестые лейкократовые плагиограниты с рутилом. В направлении на восток они сменяются мусковит-силлиманит-кварцевыми сланцами, представляющими собой породы неясно полосчатой текстуры, которая обусловлена чередованием полос плагиоклаз-кварцевого состава с редкими реликтами калиевого полевого шпата и небольшими сохранившимися участками гранита, с полосами кварц-мусковит-силлиманитового состава, содержащими редкие зерна дистена. Отчетливо видно замещение плагиоклаза кварцем. Здесь же к зонам наиболее интенсивного рассланцевания приурочены флогопит-кордиеритовые породы, обычно окрашенные гидроокислами железа в бурый цвет. Вне описанной зоны силлиманит и кордиерит в породах не встречаются, хотя гранитоиды и прилегающие гнейсы местами испытывают значительное окварцевание и мусковитизацию.

2. На юго-восточном берегу оз. Аргазы также в узких линейно вытянутых крутопадающих зонах рассланцевания наблюдаются мусковит-силлиманит-кварцевые породы, приуроченные чаще всего к контактам микрогнейсов с жильными порфиroidными гранитами. При этом порфиroidный гранит сменяется окварцованным гранитом, в котором постепенно увеличивается количество кварца и мусковита, исчезает плагиоклаз и появляется силлиманит, сначала в виде редких зерен, замещающих биотит и плагиоклаз, а затем в виде ветвистых прожилков, сложенных сноповидными агрегатами. Небольшие участки, сохранившиеся от выщелачивания, представлены окварцованными мусковитизированными и флогопитизированными плагиогранитами. Весьма характерно появление рутила.

Микрогнейсы в зонах кислотного выщелачивания приобретают линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередующимися линзовидными участками сильно окварцованного, мусковитизированного и флогопитизированного плагиогнейса с участками мусковит-фибrolитового состава. Прожилки, сложенные сноповидными агрегатами фибrolита, развиваются по плагиоклазу, биотиту (местами с выделением рудного минерала) и даже по мусковиту. По фибrolитовым агрегатам образуются более крупные зерна силлиманита. Изредка наблюдается ставролит, по-видимому, более поздний, чем силлиманит.

В меланократовых биотитовых гранатсодержащих гнейсах окварцевание и мусковитизация развиты слабо, но интенсивно проявился процесс фибrolитизации; сноповидные агрегаты фибrolита здесь местами почти полностью замещают биотит. В этих породах также имеются ставролит и дистен, замещающие агрегаты фибrolита.

Амфиболиты в рассматриваемых зонах превращены в амфибол-эпидот-кварцевые породы.

Итак, процессы кислотного выщелачивания в породах сланцевого обрамления гнейсовых комплексов сопровождаются окварцеванием, мусковитизацией, силлиманитизацией (фибrolитизацией), а также выносом и переотложением выщелоченных компонентов, из которых, в частности, образуются флогопит-кордиеритовые породы.

Эти процессы приурочены к локальным узким секущим зонам сильно рассланцованных пород в зоне развития гранитоидных массивов и накладываются как на породы субстрата, так и на гранитоиды.

ЛИТЕРАТУРА

Кейльман Г. А. Вопросы геологии гнейсово-мигматитовых комплексов Урала. Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, УФАН СССР, 1966.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.

Кориковский С. П. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания. ДАН СССР. Т. 152, № 1, 1963.

Кориковский С. П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. «Наука», 1967.

М. С. Рапопорт

Уральское территориальное геологическое управление

КИАНИТОВЫЕ АЛЮМОКВАРЦИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА И РОЛЬ КИСЛОТНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В ИХ ОБРАЗОВАНИИ

На восточном склоне Среднего Урала в Сысертском и Белоярском районах Свердловской области известно несколько непромышленных месторождений и минералопроявлений кианитовых алюмокварцитов: Абрамовское, Сосновское, Колюткинское, Мало-Брусянское. Они приурочены к протяженной локальной зоне смятия близмеридионального простирания.

Проведенные в разные годы на Абрамовском (Н. Б. Малютин и М. Н. Дегтева), Сосновском (Н. С. Симбирцев) и Мало-Брусянском (Ю. П. Белькович) месторождениях поисковые работы, а также предпринятое автором их изучение в связи с крупномасштабным геологическим картированием позволило получить новые данные о строении месторождений, составе руд и об условиях их формирования.

Эти данные не согласуются с широко распространенными представлениями об образовании кианитовых алюмокварцитов в результате прогрессивного регионального метаморфизма богатых глиноземом пород и позволяют высказать предположение о том, что они образовались при кислотном выщелачивании сравнительно бедных СаО пород.

Сугубо локальное развитие кианитовых алюмокварцитов в пределах локальной зоны смятия, приуроченность их к участкам повышенной трещиноватости и повышенного рассланцевания пород свидетельствует о большой роли структурного контроля в их образовании.

Во всех случаях концентрации тел кианитовых алюмокварцитов приурочены к экзоконтактам разгнейсованных и динамометаморфизованных плагиогранитов (Абрамовское, Сосновское) либо окружают гранито-гнейсы (Мало-Брусянское). По геолого-геофизическим данным устанавливается пологое погружение Аверинского плагиогранитного массива под Абрамовское месторождение и Северо-Кошкарехинского под Сосновское месторождение кианитовых руд.

Месторождения кианитовых алюмокварцитов вмещают породы разнообразного состава преимущественно нижнесилурийского возраста. Тот факт, что на Абрамовском и Мало-Брусянском месторождениях кианитовые алюмокварциты непосредственно контактируют с парасланцами ландовери, явился в свое время основополагающим для вывода об образовании кианитовых кварцитов в результате прогрессивного регионального метаморфизма богатых глиноземом терригенных пород.

На Сосновском месторождении тела кианитовых алюмокварцитов залегают среди гидротермальных вторичных кварцитов и серицито-кварцевых сланцев, вмещающими для которых являются альбитофиры, альбитизированные плагиоклазовые порфириды и порфиритоиды венлока с прослоями и линзами известняков. Наибольшая концентрация руд-

ных тел наблюдается на контакте с мраморизованными известняками, которые нередко сами в той или иной мере окварцованы.

На Абрамовском месторождении уплощенные и линзовидные тела кианитовых алюмокварцитов, имеющих простирание от 355 до 20° С—СВ, группируются в субширотную зону и залегают среди гидротермальных кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев с реликтами гранатосодержащих серицитовых сланцев, амфибол-альбитовых сланцев и плагиоацитов.

Аналогичное строение имеет Мало-Бруснянское месторождение.

Кианитовые кварциты — это пористые породы с кавернозными полостями от 1 до 5 мм. Распределение кианита в породе неравномерное. Часть эвгедральных зерен кианита приурочена к пустотам в кварците. Средняя длина кристаллов кианита 0,5 см (0,1—2,5 см). По окраске различаются отчетливо бесцветные и слабоокрашенные (от светло-серых до бледно-голубых) кристаллы. Большинство зерен кианита не имеет определенной ориентировки, и лишь местами наблюдается некоторое подобие параллелизма кристаллов.

Во всех случаях кианит образует пойкилопорфиробласты с включениями кварца (от 0,5 до 13%), иногда с гнездобразными скоплениями пылевидного магнетита и титаномагнетита, с игольчатыми вростками рутила, реже пирита, ильменита и гематита. Содержание в кианите включений рутила и рудных минералов непостоянно и колеблется от 0,2 до 1,9%.

В основной кварцевой ткани рудных тел обнаружен лимонитизированный пирит (иногда в значительном количестве), постоянно присутствуют серицит и мусковит, иногда мелкие кристаллы рутила и кианита. Пирит приурочен к границам зерен кианита.

Кварцево-серицитовые сланцы, которые сопровождают во всех случаях тела кианитовых кварцитов, не имеют минералов группы кианита, но зато содержат (от 0 до 2%) мельчайшие кристаллики силлиманита, а также (сотые доли процентов, редко до 1—2%) магнетит с зернами неправильной формы и большей частью окисленный, единичные зерна граната, циркона, рутила.

Такие особенности кианитовых алюмокварцитов, как ассоциация пирита с кианитом, приуроченность эвгедральных зерен кианита к кавернозным пустотам в кварците и более мелкие размеры кристаллов кианита в основной ткани, свидетельствуют об участии гидротермальных растворов в их образовании. Источником гидротермальных растворов могли быть для Абрамовского и Сосновского месторождений плагиограниты соседних массивов. Для плагиогранитов района характерен постмагматический кварцевый метасоматоз вплоть до образования по ним серицит- и мусковитсодержащих вторичных кварцитов.

В результате изучения кианитовых кварцитов Абрамовского месторождения намечалась следующая метасоматическая зональность (табл. 1).

Однако приведенная в табл. 1 зональность лишь в общих чертах отражает происходившие изменения, так как более тщательному прослеживанию зональности мешает неоднократное чередование пород различных парагенезисов метасоматической колонки.

Перечисленные выше особенности пород и месторождений кианитовых алюмокварцитов, связь их с разгнейсованными и рассланцованными плагиогранитами и гранито-гнейсами, а также структурный контроль в их размещении свидетельствуют о ведущей роли в образовании кианитовых алюмокварцитов процессов постмагматического кислотного выщелачивания. Присутствие пирита и в редких случаях турмалина указывает

Таблица 1

**Метасоматическая зональность на Абрамовском
месторождении кианитовых кварцитов**

Степень изменения породы	Зона	Минеральный состав
Неизменные	0	Альбит + эпидот + амфибол + (магнетит + ильменит)
Слабо измененные	1	Альбит + актинолит + хлорит + карбонат + кварц + (магнетит + ильменит)
	2	Альбит + карбонат + кварц + (магнетит + ильменит)
Сильно измененные	3	Кварц + серицит + (рутил в сростании с ильменитом и магнетитом)
	4	Кварц + кианит + пирит + (рутил в сростании с ильменитом и гидротетитом)
Очень сильно измененные	5	Кварц + рутил + пирит + (гидрогематит)

на значительную роль летучих при формировании кианитовых алюмокварцитов, а исчезновение в них магнетита при появлении пирита говорит о возрастающей активности ионов серы в процессах кислотного выщелачивания. Как видно из табл. 1, пойкилопорфиروبласты кианита, содержащие включения мелкозернистого кварцевого агрегата, образуются на определенном этапе максимального проявления кислотного выщелачивания. Однако этот этап не является конечным, так как в ряде случаев наблюдалось разложение порфиروبластов кианита кварцевым агрегатом (мелко- до тонкозернистого). Поэтому не случайна максимальная концентрация тел кианитовых алюмокварцитов на контакте с прослоями и линзами мраморизованных известняков. В процессе кислотного выщелачивания растворение сильного основания СаО нейтрализует кислые растворы.

Наиболее вероятная глубина образования месторождений кианитовых кварцитов по палеогеографическим построениям составляет 3,5—5,0 км. Однако установленные глубины формирования месторождений и степень метаморфизма (не выше альбит-эпидот-амфиболитовой фации) позволяют сделать вывод о том, что РТ-условия не достигли тех больших значений (18600 кг/см^2 при 1000°), которые, по экспериментальным данным (В. С. Соболев, 1960), необходимы для образования кианитов. Такое несоответствие объясняется, очевидно, тем, что при интерпретации природных процессов берутся условия температур и давлений, наблюдаемые в опытах по искусственному получению кианита. Наши наблюдения позволяют присоединиться к выводам В. И. Лебедева (1963) о том, что образование кианитов и других плотных минералов в природе обуславливается не столько давлением, сколько «состоянием исходных веществ и действующих растворов». Складывающиеся значения их термодинамических потенциалов, по В. И. Лебедеву, значительно понижают РТ-условия природного минералообразования по сравнению с значениями, полученными для плотных минералов экспериментально.

ЛИТЕРАТУРА

Лебедев В. И. О роли высоких давлений при метаморфизме. Тр. геохимической конференции, «Химия земной коры», посвященной столетию со дня рождения В. И. Вернадского. Т. 1. Изд. АН СССР, 1963.

Соболев В. С. О роли высоких давлений при метаморфизме. Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конф. Проблема 14. Киев, 1960.

Л. П. Гуревич, В. М. Нечеухин
Институт геологии и геохимии УФАИ СССР

СРАВНИТЕЛЬНОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ, ЛОКАЛЬНЫХ И ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Развитие низкотемпературных минеральных ассоциаций в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах, выполняющих палеозойские геосинклинальные прогибы восточного склона Урала, носит гетерогенный характер и связано с разными этапами формирования этих прогибов. В отложениях нижних частей циклов базальтоидного магматизма наблюдаются явления регионального зеленокаменного метаморфизма, а в вулканогенных породах верхних частей минеральные преобразования, близкие по составу к зеленокаменным изменениям, но отличающиеся характером развития и генетической природой (Иванов, Нечеухин, 1964). Толщи зеленокаменного метаморфизма, занимая определенное геотектоническое положение, характеризуются металлогенической спецификой, обусловленной связью зеленокаменных преобразований и формированием колчеданного оруденения (Иванов, Нечеухин, 1969). В то же время калиево-натриевые серии, которые не имеют региональных изменений и минеральные преобразования в которых приурочены к локальным зонам и участкам, как правило, вмещают скарново-магнетитовую минерализацию.

Для общегеологических и поисково-прогнозных целей очень важна разработка критериев, позволяющих отличать сходные продукты региональных изменений от ассоциаций локальных низкотемпературных преобразований, а также установление признаков, по которым можно выделить минеральные ассоциации метасоматитов, сопровождающих колчеданное оруденение, среди минеральных ассоциаций региональных преобразований. С этой целью были изучены главные минералы низкотемпературных ассоциаций (альбит, хлорит и эпидот), сопоставление особенностей развития, свойств и состава которых дает возможность наметить ряд отличительных признаков.

Для минеральных ассоциаций, образующихся при зеленокаменном метаморфизме, характерно развитие альбита, который замещает все первичные полевые шпаты. Альбитизация имеет региональный характер, поэтому в породах практически отсутствуют реликты первичных плагиоклазов. Альбит отвечает низким содержаниям анортитовой составляющей (не выше 8—10% Ан). Для зерен характерно преобладание простых двойников, неправильные расплывчатые контуры, нечеткие двойниковые швы, отсутствие зональности (не считая реликтов зональности по характеру расположения вторичных продуктов), выдержанность оптических свойств. Угол $2V$, как правило, положительный в пределах 83—87°, двойники преимущественно карлсбадские. Степень упорядоченности структуры зерен альбита высокая, в пределах 1,0.

В горных породах верхнего девона и карбона, характеризующихся вторичными изменениями в локальных зонах, альбитизация приурочена к краевым частям древних потоков, приконтактовым зонам кислых интрузий, зонам нарушений и трещиноватости. Первичные полевые шпаты в основных породах имеют состав от лабрадора (54—56% Al_2O_3) до основного олигоклаза (29% Al_2O_3), а в кислых представлены альбитом. Зерна альбита, которые могут рассматриваться как первичные магматогенные образования, образуют кристаллы с четкими ограничениями и заметным облачным угасанием; характерны полисинтетические двойники преимущественно по альбитовому и сложным законам. Углы оптических осей отрицательные ($-2V=80-85$). Зерна обладают высокотемпературной оптикой и низкой степенью упорядоченности структуры, в пределах 0,0—0,45.

При развитии вторичных явлений в древних потоках интенсивность изменений возрастает от центральных зон потоков к их краям. В потоках базальтов кайнотипные разновидности сменяются измененными, в том числе сильно альбитизированными. Содержание альбита колеблется от 8—10 до 13—15%, а степень упорядоченности структуры — от 0,7 до 1,0; угол оптических осей отрицательный ($-2V=80-89^\circ$). Аналогично изменяется степень преобразования вулканогенных пород в приконтактовых участках кислых интрузий, а также около зон нарушений и трещиноватости, уменьшаясь при переходе от этих зон к периферийным участкам.

Наряду с альбитизацией при автометаморфических процессах в условиях формирования древних лав интенсивно развивается хлоритизация. В базальтовых породах хлорит при этом обычно развивается в основной массе, выполняя интерстиции и миндалины без локализации в определенных центрах. В мезостазисе наряду с хлоритом присутствует тонкокристаллический кальцит, реже кварц. Проследившая состав хлоритов вкост мощности основных потоков, можно отметить изменение его железистости от кровли потока к центру: в центральной части потоков наблюдается бледно-зеленый хлорит ряда пеннин-клинохлор с общей железистостью 25%, в краевых частях он сменяется желто-бурым диабантитом с высоким отношением окисного железа к закисному и общей железистостью 48%. Повышение железистости не сопровождается изменением соотношения алюминия и кремния: содержание кремния остается одинаково высоким, составляя 30—32%. Видимо, вариации в содержании окисного железа вызваны влиянием окислительного кислородного потенциала. Равномерный характер развития хлорита в основной массе, высокое отношение окисного железа к закисному, предельно высокое для хлоритов содержание кремнекислоты, насыщенность водой (11—13%), изменчивость общей железистости хлоритов вкост мощности потоков свидетельствуют о развитии хлорита при деитрификации основного стекла в период его быстрой кристаллизации в близповерхностных условиях.

Хлориты, возникшие в результате регионального зеленокаменного метаморфизма, и хлориты из колчеданосных гидротермально измененных зон существенно отличаются между собой. Среди первых можно выделить три типа хлоритов, соответствующих различным ступеням метаморфизма и различающихся по составу и времени образования. Первый ранний тип представлен хлоритами ряда пеннин-клинохлора, развитыми в породах, подвергшихся метаморфизму эпидот-актинолитовой ступени. Для данных хлоритов характерна низкая общая железистость ($f=30\%$) и низкая глиноземистость ($Si_{IV}=3,1$).

Второй тип хлоритов, замещающий первый, включает железисто-

магнезиальные клинохлор-прохлориты. Он широко развит в основных эффузивах в ассоциации с эпидотом. Пересчет их химических анализов на кристаллохимические формулы дает значения Si_{IV} в пределах 2,8—3,1; отношение $Fe''/R''=0,25—0,45$.

В ассоциации с бурым пумпеллитом развит более поздний железистый прохлорит с общей железистостью 65% и $Si_{IV}=2,86$.

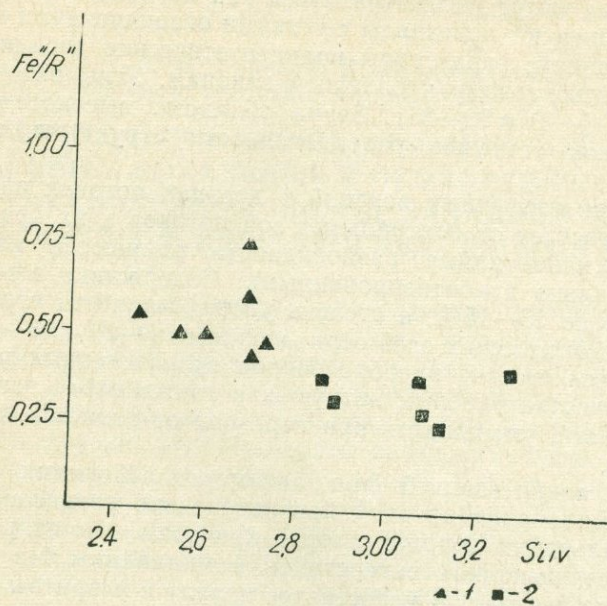


Рис. 1. Диаграмма составов хлоритов.
1 — хлориты из околорудных зон; 2 — хлориты, продукты регионального зеленокаменного метаморфизма.

На Сибайском месторождении в зоне гидротермально измененных пород в основном развиты железисто-магнезиальные прохлориты и рипидолиты, которые отличаются крайне низким содержанием кремния в кремнекислородном тетраэдре ($Si_{IV}=2,56—2,6$) и высокой общей железистостью (до 70%).

В целом хлориты околорудных и измененных зон характеризуются изменчивостью вещественного состава и оптических свойств по мере приближения к рудным телам или путям циркуляции гидротермальных растворов. Наблюдается также увеличение показателей светопреломления и удельного веса хлоритов вблизи рудных тел, что, несомненно, сопряжено с повышением их железистости.

Таким образом, в пределах Сибайского рудного поля четко намечаются 2 группы хлоритов: 1) продукты регионального зеленокаменного метаморфизма, 2) околорудные хлориты — продукты околорудных изменений, сопровождающих рудоотложение (Гуревич, 1969). В качестве их специфических особенностей следует отметить различие вещественного состава — существенное развитие более железистых и глиноземистых разновидностей среди околорудных хлоритов (рис. 1); наличие определенных элементов — примесей в каждой группе (рис. 2); относительную устойчивость вещественного состава и оптических свойств хлоритов безрудных зон. Эта устойчивость определяется, главным образом, составом исходных пород, в то время как изменчивость состава околорудных хлоритов связана с их близостью к рудным телам и путям циркуляции гидротермальных рудоносных растворов.

Эпидоты, возникшие при региональном зеленокаменном метаморфизме, встречаются в типичных ассоциациях фации зеленых сланцев: актинолит-клиноцоизит-альбит, эпидот-клинохлор-альбит. Химизм эпидотов изменяется при переходе от более высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным в сторону увеличения отношения железа к алюминию от 0,45 до 0,52.

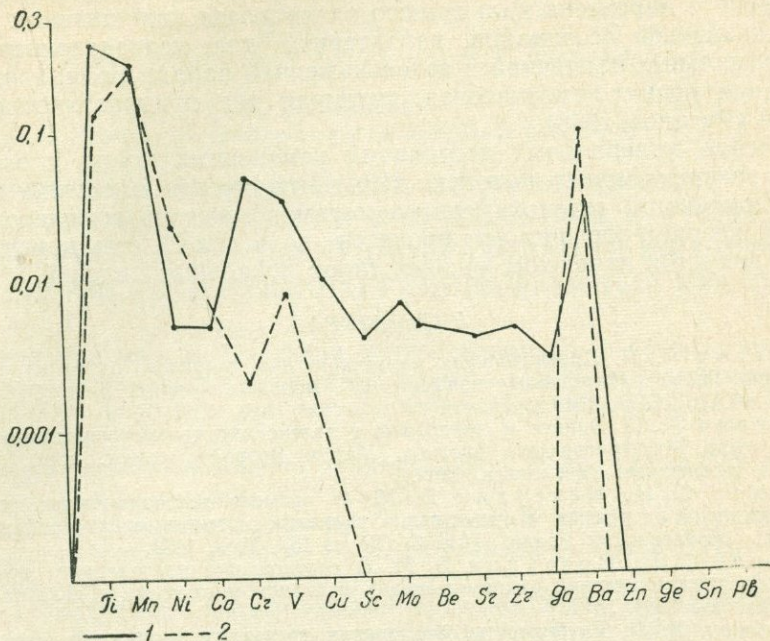


Рис. 2. Характер распределения элементов-примесей в хлоритах из околорудных зон (1) и в хлоритах, продуктах регионального метаморфизма (2).

Эпидоты — продукты низкотемпературного локального кальциевого метасоматоза — слагают неправильные тела эпидозитов в участках развития процессов гематитизации и образуют сеть маломощных прожилков в пределах околорудных зон. Они характеризуются высоким отношением железа к алюминию, равным 0,75 (Гуревич, 1969).

Минералы околорудных метасоматитов, в первую очередь хлорит и эпидот, отличаются повышенным содержанием и широким набором элементов-примесей. Спектральным анализом выявлено 17—15 малых элементов, в то время как для минералов регионально-метаморфического генезиса (диопсида, хлорита, эпидота, пумпеллиита) типичны элементы: Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Ga, Ba.

Характерной особенностью околорудных минералов является наличие в них реликтовых колломорфных структур, которые особенно часто наблюдаются в хлорите и значительно реже отмечаются в прените и пумпеллиите. Вероятно, слабая степень перекристаллизации околорудных хлоритов является причиной преобладающего развития в рудном поле изотропных хлоритов или хлоритов с крайне низким двупреломлением, несмотря на их относительно высокую железистость.

При сопоставлении продуктов околорудных изменений и регионального зеленокаменного метаморфизма намечаются некоторые признаки,

позволяющие использовать их в качестве минералого-геохимических поисковых критериев для выделения перспективных колчеданосных зон.

Для продуктов гидротермальных околотрещинных изменений вулканогенных пород верхнего девона — нижнего карбона характерно развитие метастабильных ассоциаций, совмещающих минералы разных температурных ступеней (цеолиты, пренит, эпидот), а также увеличение числа минералов благодаря сохранению реликтовых минералов (авгита, ромбического пироксена, кальциевого плагиоклаза, калишпатов). Вместо пренит-кварцевой ассоциации, характерной для колчеданосных зон гидротермальных изменений в зеленокаменной полосе, здесь появляется ассоциация пренит-ломонитовая, типичная для приповерхностных изменений (Русинов, 1968).

Изучение минеральных ассоциаций измененных пород и особенностей их развития может не только дать критерии для выделения продуктов регионального зеленокаменного метаморфизма из комплекса образований, не претерпевших эти процессы, но и выработать признаки отличия продуктов изменения разных типов локальных явлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуревич Л. П. Сравнительная характеристика хлоритов, развитых в Сибайском рудном поле. Материалы конференции молодых ученых Баш. ФАН СССР. Изд. Баш. ФАН СССР, 1969.
- Гуревич Л. П. Эпидот и эпидозиты в зеленокаменноизмененных породах западного крыла Магнитогорского прогиба. Матер. Второй Уральск. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1969.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О времени зеленокаменных изменений и происхождении натриевых и существенно калиевых магматических серий в геосинклинальных образованиях Урала. ДАН СССР, т. 157, № 3, 1964.
- Иванов С. Н., Нечеухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. «Геология рудных месторождений», 1969, № 1.
- Русинов В. Л. Глубинность образования третичных пропилитов Центральной Камчатки и их связь с субвулканическими интрузиями. В сб. «Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки». «Наука», 1968.

В. И. Воробьев

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

Г. К. Воробьева

Уральское территориальное геологическое управление

РОЛЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ПРИ КОЛЧЕДАННОМ И КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ РУДООБРАЗОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ ТЕРЕНСАЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Значение природы и характера метаморфизма, его связи с процессами рудообразования имеет важное значение при изучении рудных месторождений, особенно при металлогенических построениях и прогнозировании.

Метаморфические изменения вулканогенных толщ Урала описаны в работах многих исследователей.

Вопросы метаморфических преобразований пород Теренсайского района затрагивались в работах В. Н. Красновой (1963) и В. Б. Болтырова (1967).

Нами исследование метаморфизма вулканогенных пород Теренсайского района было предпринято в связи с его металлогенической оценкой (Яковлев Г. Ф. и др., 1967). Сложность и многообразие процессов метаморфизма Теренсайского рудного района обусловлены тем, что он расположен в зоне сочленения двух крупных структур первого порядка — Магнитогорского мегасинклинория и Восточно-Уральского мегантиклинория, а также развитием магматических комплексов различного генезиса и возраста, неоднократным проявлением тектонических процессов. Формационный анализ палеозойских магматических образований района позволяет выделить в их составе следующие комплексы:

1) эйфельский базальтовый комплекс, в стратиграфическом отношении соответствующий нижнекарамалыташской подсвите и сложенный эффузивами базальтового и андезито-базальтового состава;

2) позднейфельско-раннеживетский базальто-липаритовый комплекс, в стратиграфическом отношении соответствующий верхнекарамалыташской подсвите и разделяющийся на три толщи: а) нижнюю толщу эффузивов и пирокластов дацитового состава; б) среднюю толщу эффузивов и пирокластов андезито-базальтового состава; в) верхнюю толщу пирокластических и эффузивных пород дацитового и липаритового состава; весьма существенную роль в составе позднейфельско-раннеживетского комплекса играют породы субвулканической фации — дацитовые порфиры и липаритовые порфиры;

3) живетский андезитовый (туффовый) комплекс, соответствующий в стратиграфическом отношении улутауской свите;

4) позднеживетско-верхнедевовский габбро-диабазовый комплекс, представленный субвулканическими образованиями: силлами и дайками диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, — залегающих

среди пород эйфельского, позднеэйфельско-раннеживетского и живетского комплексов;

5) нижнекаменноугольный (магнитогорский) гранодиоритовый комплекс, представленный массивами пестрого состава и дайками жильных дериватов: диоритов, габбро-диоритов, спессартитов, микродиоритов;

6) верхнепалеозойский (адамовский) гранитный комплекс, представленный двумя значительными по размерам массивами, сложенными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами.

Первые два комплекса и позднеживетско-верхнедевонский габбро-диабазовый комплекс входят в состав среднедевонской липарито-базальтовой формации. Живетский андезитовый (туффитовый) комплекс относится к среднедевонской андезитовой формации, которая, как и липарито-базальтовая формация, характерна для раннегеосинклинальной стадии тектоно-магматического развития района. В позднегеосинклинальную стадию образовался нижнекаменноугольный гранодиоритовый комплекс. Верхнепалеозойский гранитный комплекс является представителем орогенной гранитной формации.

В результате исследования парагенетических ассоциаций метаморфических минералов в магматических комплексах, а также на основе площадного картирования и установления места метаморфических процессов в тектоно-магматической истории района можно выделить три основных этапа метаморфизма: 1) раннегеосинклинальный; 2) позднегеосинклинальный; 3) орогенный.

Раннегеосинклинальный этап характеризуется зеленокаменными преобразованиями вулканогенных комплексов, для пород которых свойственно повсеместное площадное развитие таких вторичных минералов, как эпидот, актинолит, хлорит, альбит, кварц, карбонат, серицит. Отмечается некоторое отличие в преобразованиях пород эйфельского и живетского возраста. Вулканогенные породы карамальташской свиты, включающие также субвулканические образования кислого состава, потеряли в результате метаморфических изменений свой первоначальный облик. В них практически не сохраняется пироксен, а плагиоклаз всюду представлен альбитом. Структура основной массы эффузивов также почти везде утратила свой первоначальный вид и чаще всего имеет лепидобластовое и гранобластовое строение; лишь иногда в ней сохраняются реликты интерсертальной, пилотакситовой, пойкилитовой и других структур. Метаморфические преобразования пород улутауской свиты характеризуются меньшей интенсивностью, чем объясняется сохранность в них пироксена, большое развитие реликтовых структур и некоторое отличие состава вторичных минералов. В частности, в породах улутауской свиты встречается пренит, который частично или полностью замещает плагиоклаз, реже развивается по пироксену.

Дайки субвулканического габбро-диабазового позднеживетско-верхнедевонского комплекса метаморфизованы аналогично вмещающим их породам карамальташской и улутауской свит.

На основании микроскопического изучения метаморфических преобразований вулканогенных пород района можно выделить следующие минеральные равновесные ассоциации, объединенные в температурные ступени:

Альбит — актинолит — эпидот — кварц	}	Эпидотовая ступень
Альбит — эпидот — кварц — хлорит		
Кварц — хлорит — кальцит — пренит	}	Кварц-пренитовая ступень
Кварц — хлорит — пренит		

Альбит — хлорит — кварц
Кварц — хлорит — карбонат
Кварц — хлорит

} Альбит-хлоритовая ступень

Минеральные ассоциации эпидотовой ступени широко распространены в Теренсайском районе. Их образование связано с единым процессом, имевшим площадное развитие. При этом ассоциация альбит-актинолит-эпидот-кварц свойственна вулканогенным породам основного и среднего состава, ассоциация альбит-эпидот-кварц-хлорит — породам кислого состава. Ассоциации кварц-пренитовой ступени развиты лишь в породах улутауской свиты. Ассоциации альбит-хлоритовой ступени имеют незначительное развитие в породах карамалыташской свиты и приурочены к узким зонам рассланцевания и дробления субмеридионального простирания. Учитывая зависимость метаморфических изменений от стратиграфической последовательности вулканогенных образований, зональность распространения зеленокаменно измененных пород (локальное развитие ассоциации альбит-хлоритовой ступени на фоне площадного распространения ассоциаций эпидотовой ступени), а также наличие метасоматических явлений, мы считаем, что зеленокаменные преобразования раннегеосинклинального этапа связаны с процессом пропилитизации. В конце раннегеосинклинального этапа метаморфизма на пропилитизированные породы накладывались метасоматические изменения типа березитизации, связанные с колчеданным оруденением. Они выразились в образовании метасоматической колонки, внутренняя зона которой представлена кварцитами и серицито-кварцевыми породами. Далее следует зона интенсивно измененных пород (кварц — серицит — делессит — альбит) с реликтами первичной структуры. Внешняя зона представлена слабо измененными породами (кварц — серицит — альбит — хлорит). Метасоматические породы отличаются от типичных вторичных кварцитов отсутствием высокоглиноземистых минералов, поэтому они ближе к березитам (Омельяненко, Жариков, 1965). Зоны березитизации в Теренсайском районе приурочены к локальным участкам, расположенным среди измененных в стадию пропилитизации пород альбит-хлоритовой ступени, но занимают по отношению к ним секущее положение.

Позднегеосинклинальный этап метаморфизма в Теренсайском районе связан с формированием интрузивного магнитогорского комплекса в посленижекаменноугольное время. Изменения характеризуются образованием таких минералов, как биотит, эпидот, кварц, калиевый полевой шпат, карбонат и др.

Микроскопическое изучение пород, подвергшихся позднегеосинклинальному метаморфизму, позволяет выделить следующие минеральные ассоциации, которые характеризуют кварц-биотитовую метаморфическую ступень:

Кварц — биотит — актинолит — эпидот

Кварц — биотит — калиевый полевой шпат

Кварц — биотит

Эти ассоциации накладываются на метаморфические преобразования раннегеосинклинального этапа и картируются в виде прерывистых зон северо-западного простирания, которые совпадают с тектоническими нарушениями, контролирующими распространение даек диоритов и габбро-диоритов магнитогорского интрузивного комплекса. Мощность этих зон измененных пород достигает 1—1,5 км.

Вторичное минералообразование позднегеосинклинального этапа связано с постмагматическими явлениями. Об этом свидетельствует подверженность метаморфическим изменениям не только вулканогенных

пород, вмещающих дайки магнитогорского комплекса, но и самих даек. При этом актинолит и эпидот чаще наблюдаются в дайках или в непосредственной близости от них, а кварц, биотит и калиевый полевой шпат — на значительном удалении от даек, во вмещающих вулканогенных породах.

В завершающую стадию позднегеосинклинального этапа метаморфизма произошел гидротермальный метасоматоз, сопровождающий полиметаллическое оруденение, который занимает пространственно локальные участки среди общих метаморфических преобразований этого этапа. Гидротермально-метасоматические преобразования в связи с полиметаллическим оруденением отличаются от изменений колчеданного оруденения лишь минеральным составом зон, непосредственно окружающих рудные тела. Характер метасоматической колонки в целом сохраняется. В сланцах, окружающих колчеданно-полиметаллические рудные тела, наряду с кварцем и серицитом, которые сопровождают медноколчеданные руды, устанавливается также анкерит и рипидолит. Наличие этих минералов является важным поисковым признаком полиметаллического оруденения.

Орогенный этап метаморфизма связан с интрузиями верхнепалеозойских гранитов и проявлен на юго-востоке района, в экзоконтакте Карабутацкого массива.

Наиболее характерными минералами орогенного этапа являются голубая роговая обманка, эпидот, кварц, гранат, силлиманит, андалузит, биотит, актинолит, хлорит, мусковит, карбонат. Выделяются три температурные ступени орогенного этапа метаморфизма с характерными для каждой из них минеральными ассоциациями:

Гранат — амфибол — эпидот — плагиоклаз	}	Амфиболитовая ступень
Кварц — биотит — гранат		
Кварц — биотит — сине-зеленая роговая обманка		
Кварц — биотит — эпидот	}	Эпидотовая ступень
Кварц — биотит — актинолит		
Кварц — хлорит	}	Кварц-хлоритовая ступень
Кварц — хлорит — серицит		
Кварц — альбит — хлорит — кальцит		

В прогрессивную стадию орогенного этапа метаморфизму подвергались также колчеданные руды, расположенные в зоне контактового воздействия гранитных интрузий. При этом в них на месте пирита возник пирротин. В регрессивную стадию в зонах долгоживущих меридиональных разрывных нарушений, контролирующих размещение колчеданных и колчеданно-пирротиновых рудопроявлений, образовались ассоциации таких минералов, как хлорит, кварц, серицит, мусковит, карбонат. В участках проявлений орогенного метаморфизма это служит поисковым признаком колчеданно-пирротинового оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Болтыров В. Б. Метаморфизм вулканогенных горных пород в среднем и верхнем течении р. Джуса на Южном Урале. Автореферат кандидатской диссертации. Свердловск, 1967.

Краснова В. Н. Метаморфические породы Орского Зауралья. Автореферат кандидатской диссертации. Саратов, 1963.

Омельяненко Б. И., Жариков В. А. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. «Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов». «Недра», 1965.

Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В., Воробьев В. И., Гончарова Т. Я., Еремин Н. И. Металлогенический анализ и методика составления прогнозно-металлогенических карт колчеданных рудных районов. «Вестник Московского Университета», сер. «Геология», № 4, 1967.

В. Б. Болтыров, А. А. Болтырева
Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

ПОВЕДЕНИЕ КРЕМНЕЗЕМА ПРИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОМ РЕГИОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ (НА ПРИМЕРЕ ДЖУСИНСКО-АЩЕБУТАКСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Джусинско-Ащебутакская структурно-формационная зона расположена в восточной части Магнитогорского погружения и характеризуется развитием спилито-диабазовой и андезито-дацитово-колчеданосных формаций позднего эйфеля-раннего живета (карамалыташская и улутауская свиты). Характерной особенностью палеозойских вулканогенных пород является зеленокаменное перерождение. Региональный низкотемпературный метаморфизм происходил в условиях зеленосланцевой и пумпеллиит-пренитовой фаций. При этом в горных породах вследствие невысоких температур и давления редко устанавливалось полное минеральное равновесие, соответствующее физико-химическим условиям указанных фаций. Об этом говорят незамещенные пироксены, зональные плагиоклазы, остатки неразложившегося стекла.

Интенсивность зеленокаменного перерождения зависит от глубины залегания вулканогенных толщ. Залегающие в низах разреза вулканиты карамалыташской свиты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев (актинолит-эпидотовая и эпидот-хлоритовая ступени), залегающие стратиграфически выше вулканиты улутауской свиты — в условиях пумпеллиит-пренитовой фации (кварц-пумпеллиитовая и кварц-пренитовая ступени). Исследования показали, что в процессе низкотемпературного регионального метаморфизма под влиянием различных факторов происходит заметное изменение не только минералогического, но и химического состава вулканитов. Для этого сравнивались средние химические составы неизмененных вулканических пород, вулканитов улутауской и карамалыташской свит. Средние химические составы неизмененных базальтов, андезитов, липаритов взяты по Р. Дэли (Четвериков, 1957). Для вычисления средних химических составов вулканитов улутауской и карамалыташской свит использованы анализы В. И. Воробьева, Н. И. Еремина, Я. А. Рихтера, В. Л. Черкасова и авторов данной статьи (всего 41 анализ). Весовые проценты средних анализов были пересчитаны на молекулярные количества, которые, в свою очередь, пересчитаны для восьми наиболее распространенных окислов на 100% (табл. 1). Из табл. 1 видно, что в содержании большинства окислов не наблюдается сколько-нибудь направленных изменений по мере увеличения степени низкотемпературного регионального метаморфизма. Интерес представляет лишь поведение щелочей и кремнезема. Постоянная тенденция к увеличению содержания Na_2O и уменьшению количества K_2O , вероятно, свидетельствует о некотором привносе натрия при низкотемпературном региональном метаморфизме вулканогенных формаций. Поведение кремнезема однозначно говорит о том, что

Средние составы базальтов, андезитов, липаритов и их палеотипных аналогов Джусинско-Ащebutакской структурно-формационной зоны

Породы	Количество анализов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты (по Р. Дэли)	—	49,06	15,70	5,38	6,37	6,17	8,95	3,11	1,52
Базальтовые порфириды улутауской свиты	6	48,78	13,88	3,85	7,1	4,78	8,41	3,41	0,69
Базальтовые порфириды карамалыташской свиты	11	45,0	16,77	4,79	8,62	8,20	6,13	3,81	0,50
Андезиты (по Р. Дэли)	—	59,59	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,04
Андезитовые порфириды улутауской свиты	7	50,3	21,68	0,82	6,15	1,99	7,16	4,75	0,80
Андезитовые порфириды карамалыташской свиты	7	46,63	15,95	4,52	5,81	3,66	10,18	5,28	0,60
Липариты (по Р. Дэли)	—	72,80	13,49	1,45	0,88	0,38	1,20	3,38	4,46
Альбитофиры карамалыташской свиты	10	69,26	13,17	2,03	3,97	1,15	1,0	5,7	0,72

региональный метаморфизм вулканогенных формаций характеризуется заметной десиликацией вулканитов.

Освобождающийся в процессе низкотемпературного регионального метаморфизма кремнезем обособлялся в вулканогенных породах в виде многочисленных жилок, линзочек, прожилков, очков и отдельных жил размером от долей сантиметров до 10—15 м в длину и 1,5—2 м по мощности.

Количество кварцевых жил на площадях развития вулканогенных пород в Джусинско-Ащebutакской структурно-формационной зоне в среднем составляет 15—20 жил на 1 км², а в 1 км³ находится предположительно 150—200 кварцевых жил. Подсчет баланса вещества показывает, что при повышении степени метаморфизма от пумпеллит-пренитовой фации к зеленосланцевой из 1 км³ базальтовых порфиритов освобождается 66 млн. т кремнезема (объемный вес вулканитов карамалыташской свиты 2,84, вулканитов улутауской свиты — 2,76). Этого количества кремнезема достаточно для образования более 200 крупных кварцевых жил размером 10×100×100 м. Таким образом, низкотемпературный региональный метаморфизм вулканогенных формаций можно рассматривать как основную причину мобилизации кремнезема кварцевых жил.

Высокая миграционная способность кремнезема при низкотемпературном региональном метаморфизме подтверждается и экспериментальными данными (Хитаров и др., 1953). Нами было проведено экспериментальное изучение взаимодействия воды с вулканогенными породами при температурах и давлениях, близких к условиям фации зеленых сланцев. Эксперимент осуществлялся в проточном реакторе конструкции института ГЕОХИ АН СССР. Для опытов использовались диабаз, окварцованный спилит, дацитовый порфирит и кварцевый альбитофир. Давление составляло 500 и 250 атм, температура 400 и 300° С. Условия опыта были динамическими, скорость протекания раствора 100 мг/час, рН исходного раствора 6,0. Результаты опытов приведены в табл. 2.

Опыты показали, что уже первые порции растворов обогащаются кремнеземом, причем степень выщелачивания кремнезема из пород увеличивается с повышением температуры и давления. Выпадение кремнезема в виде кварца может быть вызвано, судя по экспериментальным

Содержание основных компонентов в растворе (мг/час) и величина рН после взаимодействия с вулканогенными породами

Порода	$p=500 \text{ атм.}, t=400^\circ \text{ C}$				$p=250 \text{ атм.}, t=300^\circ \text{ C}$			
	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	pH	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	pH
Диабаз	15,5	250	0,15	6,22	7,9	190	0,1	6,8
Окварцованный спилит	10,6	210	0,15	6,31	7,8	170	0,1	—
Дацитовый порфирит	11,3	200	0,2	6,25	10,6	160	0,1	—
Кварцевый альбитофир	11,3	260	0,2	6,1	12,5	220	0,15	6,7
Кварц	—	260	—	5,8	—	—	—	—

данным (Krauskopf K., 1956; Okamoto G. a. O., 1957; Morey G. a. O., 1962), резким понижением его растворимости, связанным или с повышением кислотности растворов, или с понижением их температуры. Региональный метаморфизм вулканогенных формаций сопровождается заметным привнесом Na₂O, что в общем предопределяет щелочной характер метаморфических растворов, а влияние рН на растворимость кремнезема, как известно, отчетливо проявляется лишь в слабощелочных или нейтральных растворах. Различными методами термометрии (декрепитация, термолюминесценция, гомогенизация) температура образования жильного кварца определяется в 280—450° С (Мирочников, 1968), что исключает возможность допущения большого перепада температур между вмещающими зеленокаменными породами и кварцевыми жилами в момент их образования.

Разумеется, нельзя не учитывать влияния рН растворов и температуры на перемещение кремнезема к полостям, открывающимся в результате тектонических подвижек, а также на его пересыщение и выпадение. Однако в качестве решающего фактора всех этих явлений следует, вероятно, принимать изменение градиента давления, как это предполагает С. Н. Иванов (1966).

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов С. Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. ДАН СССР, т. 169, № 1, 1966.
- Мирочников И. И. К вопросу об определении интервалов температур образования горного хрусталя и жильного кварца методом декрепитации. Минералогич. термометрия и барометрия. Т. II, «Наука», 1968.
- Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Т. 2, Изд. АН СССР, 1953.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. Госгеолтехиздат, 1956.
- Krauskopf K. B. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochim. et cosmochim. acta, 10, 1—2, 1956.
- Okamoto G., Okuro T., Goto K. Properties of silica in water. Geochim. et cosmochim. acta, 12, 1—2, 1957.
- Morey G. W., Fournier R. O., Rowe I. I. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°. Geochim. et cosmochim. acta, 26, 1962.

А. И. Грабежев, П. В. Покровский
Институт геологии и геохимии УФАИ СССР

О ХАРАКТЕРЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ РУДОНОСНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

При детальном изучении ряда позднегерцинских редкометалльно-молибден-вольфрамовых месторождений Восточно-Уральского поднятия выявлены существенные отличия в характере площадного и околотрещинного метасоматизма пород на средне- и южноуральских месторождениях.

На среднеуральских месторождениях (Боевско-Биктимировская рудная зона) площадные метасоматические изменения очень слабо проявлены, несмотря на то, что для широкой полосы пород района, примыкающих к рудоконтролирующему разрывному нарушению, характерно эпигенетическое обогащение широким комплексом элементов. Это обогащение не связано с каким-либо фиксируемым метасоматическим процессом. Наиболее отчетливо возрастание концентраций в породах по мере приближения к разрывному нарушению установлено для аксессуарных бериллия, радиоактивных элементов, вольфрама, лития и рубидия (Покровский, Еремеев, 1967). Площадные же метасоматические изменения отмечаются только на Юго-Коневском и Игишанском месторождениях, выражаясь в суковитизации биотита и плагиоклаза, деанортитизации, развитии лейстового альбита по микроклину, а также в обогащении пород флюоритом и карбонатом с пригносом небольшого количества редких элементов.

Околотрещинные диффузионные изменения пород имеют мощность 0,5—100 см (обычно 10—15 см), начинают развиваться несколько ранее сопровождаемых ими кварцевых жил с рудными минералами и представлены полизональными метасоматическими колонками (Покровский, Грабежев, 1969). Относительное время развития площадных и околотрещинных метасоматических изменений не установлено. Изменения во внешней зоне колонок мало зависят от состава исходных пород и аналогичны площадным изменениям. Так, например, в гранитах, основных породах и мраморизованных известняках во внешних зонах колонок развиваются серицит-мусковит (10—30%), карбонат (0,1—35%) и происходит деанортитизация. Состав метасоматитов во внутренних зонах колонок и концентрация в них редких элементов определяются, с одной стороны, составом исходных пород, а с другой — составом и свойствами рудообразующих растворов.

Во внутренних зонах колонок по гранитам наблюдается полное замещение кварца микроклином, альбитом, мусковитом или их смесью. Породы основного состава и известняки замещаются флюорит-мусковитовыми и пирит-флюорит-мусковитовыми метасоматитами. При этом по породам основного состава метасоматически развивается мусковит, пирит, флюорит, по карбонатным породам — флюорит, а мус-

ковит является реакционным минералом (Покровский, 1964; Покровский, Григорьев, 1965). На отдельных месторождениях состав внутренних зон колонок по гранитам зависит не только от изменяющегося соотношения щелочей, но и от содержания биотита в исходной породе. Так, по биотитовым гранитам Юго-Коневского месторождения формируются мусковитовые метасоматиты, а по аляскитам — микроклиныты. При формировании мусковитовых метасоматитов и альбититов происходит значительное обогащение гранитов бериллием, а при микроклинизации пород содержание бериллия, как правило, остается прежним или даже понижается. Большие концентрации бериллия отмечаются в мусковит-флюоритовых метасоматитах по известнякам. Это обусловлено осаждением бериллия в результате разложения фторкомплексов бериллия при их взаимодействии с содержащими кальций породами. Мусковит-флюоритовые метасоматиты Боевского месторождения больше обогащены бериллием, чем аналогичные образования Пороховского месторождения. Это объясняется общей зональностью рудной зоны (Рапопорт и др., 1969). У всех типов метасоматитов наблюдается значимая прямая связь между содержаниями бериллия и фтора.

Химизм изменения алюмосиликатных пород заключается в привносе калия, алюминия, серы, фтора и выносе кремнезема. Поведение натрия менее определено. Кальций и железо сохраняются в породе примерно в исходных содержаниях (Покровский, 1963). Замещение известняков сопровождается выносом углекислоты и некоторого количества кальция, а также существенным привносом фтора и составляющих реакционно кристаллизующегося мусковита; привнос серы мало характерен. Иногда, в пределах отдельных зон, метасоматические преобразования пород происходят преимущественно в результате перераспределения компонентов породы.

Метасоматические преобразования пород сопровождаются эволюцией состава и свойств реликтовых исходных и метасоматических минералов. Постепенно, по мере приближения к трещине, номер плагиоклаза в гранитоидах уменьшается с 14—16 до 0—3; в мусковите понижается содержание Fe_2O_3 с 5,8 до 1,5%. FeO с 1,14 до 0,72%, а содержание фтора возрастает с 1,1 до 2,27%. Происходит перекристаллизация исходного микроклина с увеличением степени его ренгеновской триклинности с 0,8 до 0,9—1,0; повышается его упорядоченность; содержание альбита в нем уменьшается на 2—5%. Образовавшийся по кварцу калиевый полевой шпат также относится к максимальному микроклину $\Delta=0,8—1,0$ (Грабежев, Юников, 1969).

Формирование метасоматического кварца совершенно не свойственно месторождениям группы. Лишь в отдельных случаях мелкозернистый метасоматический кварц развивается во внешних зонах колонок (до 5—10%), растворяясь затем во внутренних зонах. Только на Юго-Коневском месторождении (и то крайне редко) развитие метасоматических колонок завершается замещением микроклина и альбита кварцем и образованием колонок телескопированного типа.

Совершенно иной характер метасоматических процессов наблюдается на месторождениях Южного Урала и Мугоджар. В пределах рудных полей широко распространены площадные изменения, которые заключаются в альбитизации и серицитизации на Башкироводольском рудопроявлении (Грабежев и др., 1969); в серицитизации, калишпатизации, деанортизации, хлоритизации и иногда развитии мусковита по кварцу на месторождении «Восток». Околотрещинные предрудные метасоматиты на этих месторождениях представлены во внут-

ренных зонах колонок мусковит-кварцевыми грейзенами, развивающимися по гранитам, и кварц-мусковитными метасоматитами, развивающимися по амфиболитам. Мощность инфильтрационных тел грейзенов 0,5—30 м, состав минералов существенно не меняется.

Если на среднеуральских месторождениях для процесса околотрещинного метасоматоза характерна подвижность большинства важнейших петрогенных элементов, то на месторождениях Южного Урала и Мугоджар образование грейзенизированных гранитов и мусковит-кварцевых грейзенов происходит главным образом в результате перераспределения компонентов исходных гранитов. Только при формировании кварцевых грейзенов во внутренних зонах колонок Башкироводольского рудопроявления наблюдается обогащение пород кремнеземом и вынос всех остальных петрогенных элементов.

Содержание олова в исходных и претерпевших площадные изменения гранитах Южного Урала и Мугоджар (10—20 г/т) в 2—3 раза выше, чем на месторождениях Среднего Урала; соответственно содержание олова в околотрещинных метасоматитах месторождений Южного Урала и Мугоджар (70—700 г/т) в 10—100 раз выше, чем в околотрещинных метасоматитах месторождений Среднего Урала (5—8 г/т) (Грабежев, Покровский, 1969). В то же время в отличие от среднеуральских месторождений здесь не отмечается существенного привноса бериллия, а на Башкироводольском рудопроявлении содержание бериллия даже понижается от внешних зон к внутренним.

При экспериментальных и теоретических исследованиях кислотности-щелочности условий минералообразования установлено, что мусковит-кварцевые парагенезисы образуются в более кислой среде, чем ассоциации альбита и калиевого полевого шпата с мусковитом, и что кварц при повышении щелочности среды замещается полевыми шпатами (Беус, Диков, 1967; Александров и др., 1962). Так как комплексы олова, по В. Л. Барсукову и Н. Я. Некрасову, устойчивы в щелочных растворах и легко разрушаются в кислой среде, то понятны незначительные содержания олова в метасоматитах среднеуральских месторождений и резкое обогащение олова месторождений Южного Урала и Мугоджар.

По А. А. Маракушеву, различная щелочность генерируемых растворов может быть обусловлена различной глубиной их формирования: с увеличением глубины формирования рудообразующих растворов их щелочность должна возрастать благодаря повышению растворимости в поровых растворах углекислоты и, следовательно, щелочей. Естественнее же предположить, что в гипабиссальных условиях, для которых характерна высокая проницаемость пород, активное взаимодействие растворов с породами приводит к площадным изменениям пород рудных полей и соответственно к понижению щелочности растворов. Те же растворы в условиях больших глубин, взаимодействуя с малопроницаемыми породами, не вызывают широкого развития площадных процессов и к периоду околотрещинного метасоматоза сохраняют повышенную щелочность. Наиболее благоприятными условиями для отделения и концентрации летучих, а также площадной проработки пород являются гипабиссальные (Рундквист, 1966).

Все сказанное выше хорошо согласуется с представлениями некоторых исследований о глубинах формирования массивов, к которым пространственно приурочены исследованные нами месторождения. Д. С. Штейнберг, Г. Б. Ферштатер и В. Г. Фоминых (1968) считают, что гранитоиды, с которыми связаны рассматриваемые нами среднеуральские месторождения, являются весьма глубинными (верхняя

часть абиссальной фации), в то время как по А. Ф. Коптяеву и А. Л. Зейгермахеру (1969), Башкироводольское рудопроявление связано с ультракислыми аляскитами гипабиссального облика, а наиболее южное из рассматриваемых месторождений («Восток») приурочено к дайковому комплексу гранит-порфинов и лампрофинов.

Зависимость геохимической специализации гранитоидов и метасоматитов связанных с ними месторождений от глубины формирования гранитоидов, генерирующих растворы, подтверждается имеющимися в литературе данными по Центральному и Южному Казахстану, Алтаю, Восточному Забайкалью, Северо-Востоку СССР, Приморью. Большинство крупных редкометалльно-молибден-вольфрамовых месторождений и рудоносных гранитоидов в этих регионах рассматриваются как гипабиссальные образования. Для этих месторождений, как и для южноуральских и мугоджарских, характерны площадные изменения в раннюю щелочную стадию, которые нередко сопровождаются обогащением пород ниобием. Характерен также околотрещинный метасоматоз с образованием мусковит-кварцевых грейзенов, отличающихся высокими концентрациями олова.

Таким образом, отличия характера метасоматизма пород, концентраций олова и других элементов в позднегерцинских месторождениях Среднего и Южного Урала, находящихся в пределах одной структурно-фациальной зоны, могут быть в первом приближении объяснены большей глубиной формирования среднеуральских месторождений по сравнению с южноуральскими и мугоджарскими.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров И. В. Изучение натрового метасоматоза в Криворожье. Тр. Шестого совещания по экспер. и технич. минер. и петрогр., 1963.
- Беус А. А., Диков Ю. П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. «Недра», 1967.
- Грабежев А. И., Покровский П. В. Особенности метасоматизма пород месторождений восточного склона Урала. Тр. II совещания по околорудному метасоматизму. 1969.
- Грабежев А. И. и др. Метасоматизм пород Башкироводольского рудопроявления олова на Южном Урале. Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. 4, УФАН СССР, 1969.
- Коптяев А. Ф., Зейгермахер А. Л. Геологическое положение и условия образования Башкироводольского массива гранитоидов (Южный Урал). Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. 4, УФАН СССР, 1969.
- Покровский П. В., Грабежев А. И. Явления околотрещинного диффузионного метасоматоза в пределах рудных полей гюбнеритовых месторождений Боевско-Биктимировской рудной зоны. Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. 4, УФАН СССР, 1969.
- Покровский П. В., Еремеев С. П. Об одном из геохимических методов поисков вольфрамовых месторождений. Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Изд. Ленингр. ун-та, 1967.
- Покровский П. В. О некоторых закономерностях околотрещинных изменений горных пород. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, вторая серия, часть 83, 1954.
- Покровский П. В., Григорьев Н. А. О механизме формирования ритмичной полосчатости в процессе диффузионного метасоматоза. Тр. ин-та геол. УФАН СССР, вып. 70, 1965.
- Рапопорт М. С. и др. Новые данные о геологическом строении, магматизме и металлогении района Шидовско-Коневской группы массивов гранитоидов. Тр. II Уральск. петрогр. совещ. Т. 4, УФАН СССР, 1969.
- Покровский П. В. О химизме околотрещинного диффузионного метасоматоза. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. III. Тр. I Уральск. петрогр. совещ. УФАН СССР, 1963.
- Рундквист Д. В. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, часть 95, вып. 5, 1966.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминных В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, часть 97, вып. 4, 1968.

Ф. Р. Апельцин, Л. Н. Якушин

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья

ПРОЦЕСС ЩЕЛОЧНОГО МЕТАСОМАТОЗА И ПОЗДНИЕ ГРАНИТОИДЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Гранитоиды Полярного Урала, как и вмещающие их структуры, пережили сложную историю геологического развития. В настоящей статье рассматриваются более поздние акты развития структур района и пород семейства гранитов в пределах Харбейского блока доуралид, в полосе развития сланцев няровейской свиты. Первоначально они представляли осадочно-вулканогенную толщу, включая ассоциированные с нею близповерхностные интрузии среднеосновных вулканитов. Вместе с другими толщами позднего докембрия (?) — раннего палеозоя породы претерпели длительный, вероятно, полициклический региональный метаморфизм во время палеозойского периода геосинклинального развития смежных зон уралид, среди которых Харбейский блок являлся устойчивой геоантиклинальной структурой.

Фациальный облик вмещающих толщ в настоящем их виде обусловлен, главным образом, завершающим регрессивным метаморфизмом, а также сменившими его процессами более локального щелочного метасоматоза и гранитизации. В прогрессивный этап метаморфические сланцы вмещающей толщи соответствовали переходной ступени между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фацией на общем фоне метаморфизма, нарастающего к восточной границе Харбейского блока. На фоне этой ведущей тенденции в распределении фаций метаморфизма в пределах Харбейского блока выделяются локальные полосы относительно более высоких ступеней метаморфизма, совмещенные с зонами тектонических деформаций. Эти зоны деформаций связываются с главным глубинным восточноуральским разломом в виде сочленений с ним системы близмеридиональных и близширотных нарушений.

В настоящее время намечается несколько реперов геологического времени в преобразовании пород Харбейского блока, относящихся к длительному периоду — от позднего докембрия до верхов карбона. Интересующие нас щелочные гранитоиды и тесно ассоциирующие с ними щелочные альбититы являются наиболее поздними образованиями послеметаморфического периода эволюции Харбейского блока с абсолютным возрастом $355 (\pm 50)$ — $266 (\pm 20)$ млн. лет. Во всех случаях они локализованы в зонах особого режима тектонического развития. Среди условий, определяющих их возникновение и локализацию, обращают на себя внимание следующие: наличие тектонических зон длительного развития; проявление в тех же зонах дометаморфического гранитного магматизма; более высокая ступень прогрессивного метаморфизма в пределах зон; глубокий диафторез всех пород вдоль обновленных тектонических элементов тех же зон в связи с изменением внешних параметров системы.

Предшествующие процессы, включая ранний диафорез, вели к возникновению минеральных парагенезисов с возрастающей ролью сильных щелочей и слабых кислот, вошедших в состав слюд, полевых шпатов и др. В зонах высоких напряжений и последующего проявления диафореза многие минералы метаморфических сланцев характеризуются относительным накоплением летучих кислотных компонентов (воды, фтора, фосфора, бора), в отличие от минералов тех же видов в сланцах окружающих пород. Такое накопление летучих могло происходить в обстановке повышенного притока тепла. Активность летучих кислотных компонентов должна была возрастать по мере снижения внешнего давления, так как она прямо связана с парциальным давлением тех же компонентов во внутривещных растворах.

Естественное стремление к выравниванию основности системы привело в дальнейшем к притоку в те же зоны щелочей и к постепенному повышению их активности. Все это, очевидно, было достаточным для последующего процесса щелочного метасоматоза, постепенно сменившего диафорез в пределах рассмотренных выше тектонических зон.

Наиболее активно реакции минеральных преобразований проходили в контурах сложных тел гранитоидных пород, выклинивающихся на глубину и, как бы, регенерирующих (доулавливающих) контуры более древних залежей микроклин-пертитовых плагиогранитов. В пределах таких залежей различные типы гранитоподобных метасоматических пород имеют сложное зональное распределение: положение пород с различными минеральными парагенезисами и структурой (при широких количественных вариациях соотношений кварца, альбита, микроклина, слюд разного типа, эгирина и ряда второстепенных минералов с переменными свойствами каждого из них) отчетливо указывает на их метасоматическую природу, хотя метасоматический процесс в определенных условиях достигал состояния магматического замещения (Коржинский, 1952).

Сланцы вмещающей толщи по мере приближения к гранитным залежам отличаются все возрастающей степенью порфиробластической альбитизации (реже микроклинизации). Непосредственный эндоконттакт залежей представляет резкую границу между альбитизированными сланцами и альбититами — существенно альбитовыми породами с подчиненным кварцем, микроклином, слюдами, иногда эгирином, щелочными амфиболами и рядом второстепенных минералов. Такие альбититы в большинстве своем являются апосланцевыми. Среди них отчетливо выделяются замещенные плагиогранито-гнейсы, ранее инъецированные в толщу сланцев. Подобные инъекции дометасоматических гранитоидов (без существенных признаков изменения) наблюдаются в толще сланцев за контурами метасоматических образований, а также ниже уровня их выклинивания на глубину.

К центральному частям залежей и по их восстанию альбититы сменяются щелочными гнейсо-гранитами, структура и сложение которых свидетельствуют о реоморфическом течении пород. Самое высокое и центральное положение в залежах занимают гранитоиды, по своим особенностям наиболее близкие к эруптивным образованиям, хотя блоки слюдитов и сланцев в них отражают многие черты замещенной сланцевой толщи, ранее инъецированной гранитами.

Альбитизация ранних гранитов, гнейсов и сланцев в ходе метасоматического процесса вела к вытеснению калия из минералов и растворов (прежде всего в результате фельдшпатизации слюд). Альбитизация последовательно сменилась микроклинизацией, затем возобно-

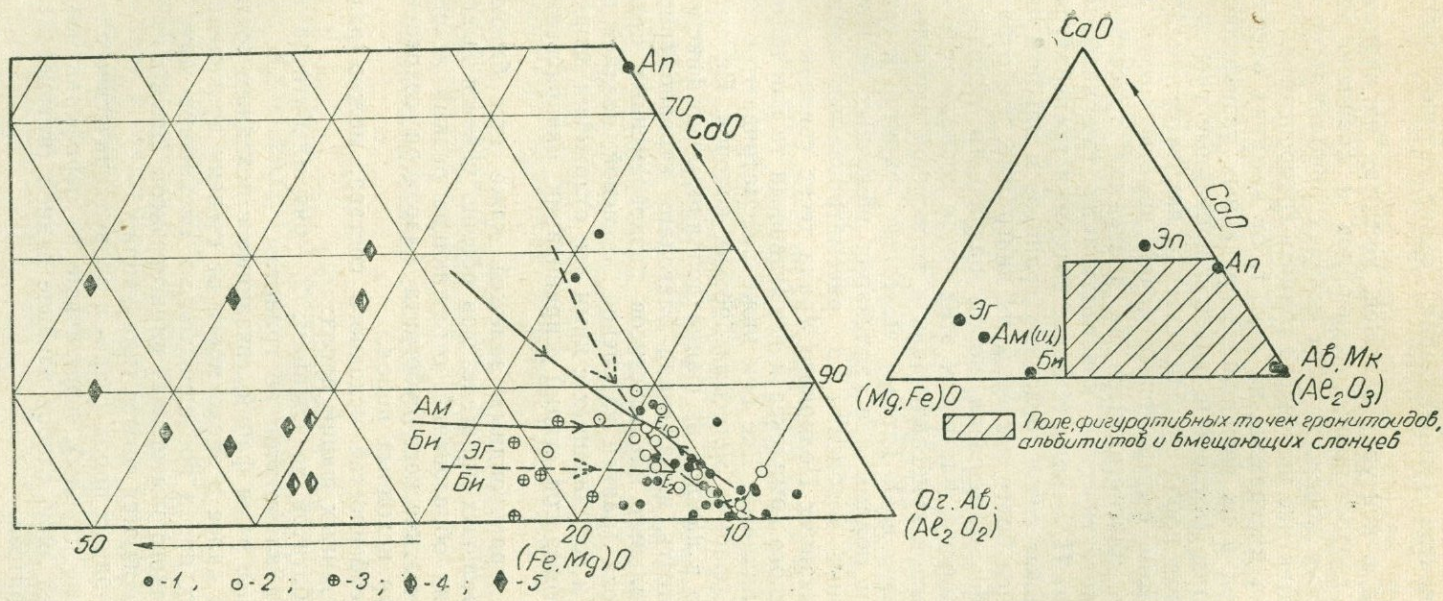


Рис. 1. Составы продуктов щелочного метасоматоза в эндо- и экзоконтактах гранитных залежей.

вилась. Каждому этапу щелочного метасоматоза с переменной активностью щелочей соответствуют сопряженные зоны отложения перемещенных компонентов (эгиринизация, окварцевание, флюоритизация и пр.).

Состав пород в контурах залежей, несмотря на вариации породообразующих и второстепенных минералов и крайнюю изменчивость структур и текстур пород, во всех случаях приближается к наиболее легкоплавкой эвтектике щелочного гранита-граносиенита.

Как видно из диаграммы на рис. 1, от внешних ореолов залежей (зеленых сланцев и их фельдшпатизированных разновидностей) к их внутренним частям (щелочные альбитизированные гнейсы, граниты и альбититы) состав пород приближается к анхивтектическому составу гранита. При этом фигуративные точки дометасоматических микроклин-пертитовых плагиогранитов на диаграмме трассируют теоретические линии котектической кристаллизации так называемых «идеальных гранитов» П. Эсколя (с более высокими температурами плавления). Фигуративные точки щелочных гранитов и альбититов метасоматического генезиса более рассеяны на диаграмме, что отражает неравномерную степень замещения пород различного исходного состава. Однако максимальные плотности этих точек совпадают с положением линий котектической кристаллизации и эвтектикой наиболее легкоплавких (по Н. Боуэну и О. Таттлу) щелочных гранитов и граносиенитов с расширенными полями кристаллизации щелочных полевых шпатов.

Редкометалльные альбититы в рассматриваемых нами метасоматических образованиях Полярного Урала тесно связаны с гранитоидами реоморфического комплекса и испытывшими те или иные изменения вмещающими сланцами. Все они ниже рассматриваются как самостоятельные зоны (фации) метасоматических колонок. Следует при этом оговориться, что в каждой из фаций дополнительно фиксируется внутренняя полосчатость, выраженная благодаря неравномерному распределению минеральных парагенезисов одновременных стадий щелочного метасоматоза (ранней натриевой, калиевой, поздней натриевой и других стадий) и сопряженных с ними зон отложения вынесенных компонентов (парагенезисов стадий эгиринизации, окварцевания, флюоритизации).

В пределах гранитоидных залежей даже при близком составе конечных минеральных парагенезисов обычно удается выделить фации метасоматических образований, отражающие разный исходный состав пород дометасоматического субстрата благодаря сохранению многих реликтов текстур исходных пород.

С учетом особенностей исходного состава, можно различить три ряда взаимосвязанных фаций пород:

1 — ряд альбититов по сланцам; 2 — ряд альбититов по гранитоидным гнейсам; 3 — ряд альбититов по гранитам.

Перечисленные ряды фаций, связанные с исходным составом пород, подразделяются далее в зависимости от степени проявления в составе соответствующих пород последовательно сменявшихся друг друга (как правило, без полного замещения) парагенезисов. Исходя из этого в каждой колонке выделяются четыре типа фаций.

1. Фации исходных пород (пара- и аповулканические сланцы и древние гранитоидные породы), испытывшие на периферии поздних гранитоидных залежей лишь слабое влияние ранней (натриевой) стадии щелочного метасоматоза.

2. Фации фельдшпатизированных пород, в которых существенно проявилась ранняя стадия щелочного метасоматоза, в виде парагенезиса

изометричного альбита, глаукофана или других железо-натриевых амфиболов, иногда подчиненного микроклина.

3. Фации гранитизированных пород, в которых в разных соотношениях, но более интенсивно проявились все стадии щелочного метасоматоза, особенно ранние (натриевая и калиевая), и частично сопряженное с ними отложение вынесенных компонентов, главным образом, в виде эгиринизации и окварцевания. В большинстве своем эти фации совмещены с зоной магматического замещения.

4. Фации редкометальных альбититов, в которых наряду с ранними стадиями щелочного метасоматоза (натриевой и калиевой), особенно интенсивно проявилась поздняя стадия натриевого метасоматоза (лейстовой альбитизации), а также в наиболее существенном виде выражены все минеральные парагенезисы сопряженного отложения вынесенных компонентов (эгиринизация, ослюденение, окварцевание, флюоритизация, карбонатизация).

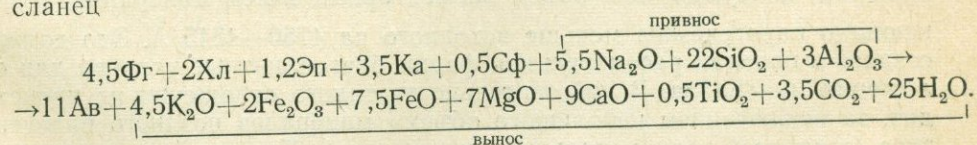
Рассмотрим условия минералообразования альбититов по сланцам в разных зонах метасоматической колонки.

Изменение минерального и химического состава, а также баланс веществ в разных зонах метасоматической колонки альбититов по сланцам (рис. 2) в общем виде выражается как постепенное увеличение щелочных полевых шпатов в результате замещения алюмосиликатов сильных щелочей (слюд) и слабых оснований (хлоритов, эпидота) при переменном количестве кварца и некоторых второстепенных минеральных фаз.

Если исходную породу во внешней зоне такой колонки принять соответствующей составу удаленных от залежей хлоритово-слюдяных сланцев, то переход ее к смежной зоне фельдшпатизированных сланцев должен сопровождаться привнесением натрия и кремния, что выражается в увеличении объема порфиробластического альбита, замещающего главным образом слюды и хлорит. Хотя натрий и кремний частично выносятся из тыловой зоны колонки, такого объема этих компонентов явно недостаточно для минеральных преобразований. Следовательно, в систему на протяжении всего метасоматического процесса должны были поступать оба компонента, возможно в форме растворимого кремне-натриевого соединения.

В схематизированном виде уравнение минеральных преобразований в передовой зоне колонки передает реакция 1.

1. Слюдисто-хлоритовый сланец → фельдшпатизированный слюдяной сланец



В балансе веществ этих смежных зон наиболее существенным представляется вынос калия и всех слабых оснований (железа, кальция, магния и титана), а также фосфора, углекислоты и воды. Вместе с кремнием и натрием привносились фтор и различные редкие элементы-примеси.

В стандартном объеме пород рассматриваемых смежных зон отмечается приращение кислорода на 6,3%. В обеих зонах сохраняется примерно один уровень щелочности, но в зоне фельдшпатизации относительно возрастает активность натрия.

В ходе преобразования сланцев на ранней стадии натриевого метасоматоза происходит приращение вещества (1,1%), увеличение объем-

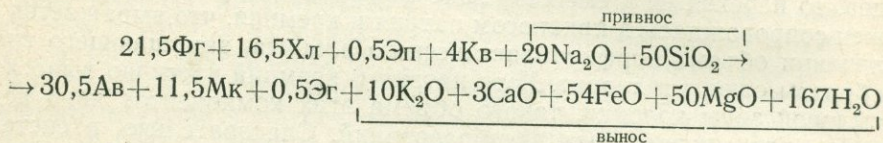
ного веса породы (+0,03) и суммарного объема элементарных ячеек минералов (на 1266 Å), рассчитанного по методу А. П. Егорова (1962). Ионный потенциал конечных минеральных парагенезисов (по Садепки-Кардошу) снижается на 3,9 ед., что косвенно указывает на экзотермический ход реакции.

Фация кварцево-альбитовых гнейсов в этой колонке может рассматриваться как последующая ступень метасоматического преобразования сланцев, так как контакты ее с предыдущей зоной фиксируются реже, чем контакты с фациями смежных рядов метасоматических колонок. В этой зоне колонки еще больше возрастает объем альбита ранней стадии щелочного метасоматоза, полностью вытесняющего хлорит, эпидот, сфен и большую часть слюды при попутном преобразовании остающейся ее части.

Накопление калия после распада слюд, при преобладающей массе натрия в составе альбита, обуславливает последующее течение калиевого метасоматоза порфиробластическую микроклинизацию, замещающая при этом не только слюду и кварц, но частично и ранее отложившийся альбит. Для этой части колонки характерно изменение состава слюды, в ассоциации с которой местами появляется эгирин. Почти полностью исчезают акцессории исходных сланцев (сфен, ильменит, апатит) и в небольшом количестве появляется ряд редкометальных акцессориев (циркон, тантало-ниобаты, ортит, ксенотим, монацит).

Общие черты уравнения минеральных преобразований в этой фации передает реакция 2.

2. Фельдшпатизированный слюдяной сланец → кварцево-альбитовый гнейс



Основные изменения в балансе веществ состоят, с одной стороны, в выносе алюминия, железа, магния, кальция, титана, фосфора, фтора и калия, несмотря на наличие калия в микроклине. В стандартном объеме пород этой фации обнаруживается потеря кислорода (на 5,5—6,7%). С другой стороны, эти изменения вызываются привнесением кремния, натрия и редких щелочей. Объемный вес породы остается примерно прежним, но суммарный объем элементарных ячеек минералов возникающего парагенезиса меньше исходного на 4750—4845 Å. Это должно создать в породах рассмотренной фации благоприятные условия для отложения минералов. В действительности такого отложения не происходит, за исключением небольшого объема минералов позднего парагенезиса (эгирина и редкометальных акцессориев). Причиной этого, по-видимому, является высокая активность сильных щелочей в пределах фации кварцево-альбитовых гнейсов, что способствует растворимости и выносу многих минеральных компонентов.

Субфация эгириносодержащих пород в этой части колонки проявляется в условиях избытка кислорода и наибольшей подвижности глинозема, что предопределило наиболее инертное поведение кислорода, окисление железа и образование эгирина. Такие фации пород трассируют залеченные трещины. Как и в предыдущей зоне, метасоматический процесс ведет к снижению суммарного ионного потенциала новообразуемого минерального парагенезиса (на 3,3 ед.).

Метасоматическая колонка альбититов, по сланцам

ОКСИДЫ	Хлоритово-слоистый порфирит (XV)		Гранулированный полевошпатово-хлоритово-слоистый сланец (XIV)		Кварцево-альбититовый (XI) - и зернисто-кварцево-альбититовый (XII) - гнейсы				Слюдистые (I) - и эриново-слоистые (II) - альбититы													
	Содержание кг/т	Минеральный состав	Содержание кг/т	Минеральный состав	Баланс (%) XVI - XIV		XI		XII		Балансы (%)				I		II		Балансы (%)			
					+	-	Содерж. кг/т	Минерал. состав	Содерж. кг/т	Минерал. состав	+	-	+	-	Содерж. кг/т	Минер. состав	Содерж. кг/т	Минер. состав	+	-	+	-
SiO ₂	133,6		167,08		25,1	-	214,5		214,02		28,4	-	28,35	-	207,98		217,78		-	3,0	1,75	-
Al ₂ O ₃	27,1		27,42		1,1	-	25,32		23,53		-	7,6	-	14,2	21,95		24,10		-	13,3	2,4	-
Fe ₂ O ₃	4,7		3,84		-	18,2	1,25	1,19	1,19		-	67,5	-	68,7	1,44		1,26		15,2	-	5,9	-
FeO	14,9		11,20		-	24,7	2,42	2,06	2,06		-	78,4	-	81,6	2,63		2,05		8,7	-	-	0,5
TiO ₂	3,2		1,93		-	39,9	0,018	0,02	0,02		-	99,1	-	99,0	0,045		0,035		150,0	-	75,0	-
P ₂ O ₅	0,41		0,33		-	19,5	0,07	0,05	0,05		-	79,8	-	84,9	0,02		0,14		-	70,1	180,0	-
U ₃ O ₈	-		-		-	-	0,01	-	-		(>500)	-	-	-	0,03		0,02		200,0	-	-	-
ThO ₂	-		-		-	-	0,02	-	0,02		(>500)	-	(>500)	-	0,17		0,13		(>500)	-	(>500)	-
ZrO ₂	0,026		0,03		15,4	-	0,24	0,29	0,29		(>500)	-	(>500)	-	0,64		0,39		166,5	-	36,5	-
Sn	-		0,005		(>500)	-	0,018	0,02	0,02		260,0	-	300,0	-	0,05		0,12		177,5	-	500,0	-
Pb+Zn	0,02		0,03		50,0	-	0,12	0,25	0,25		300,0	-	(>500)	-	0,37		0,58		225,0	-	132,0	-
MnO	0,55		0,67		21,4	-	0,07	0,07	0,07		-	89,9	-	89,9	0,10		0,09		43,0	-	29,0	-
CaO	5,86		3,34		-	43,0	0,91	0,83	0,83		-	72,8	-	75,1	1,0		0,72		9,9	-	-	12,0
MgO	17,7		13,04		-	26,2	3,42	4,60	4,60		-	73,9	-	64,7	1,26		3,96		-	63,0	-	13,9
K ₂ O	6,3		5,18		-	17,8	6,44	6,26	6,26		24,3	-	20,9	-	4,6		6,84		-	28,6	9,2	-
Na ₂ O	4,6		6,35		38,0	-	17,36	18,01	18,01		173,4	-	183,6	-	12,24		13,61		-	29,5	-	24,4
B ₂ O ₃	0,02		0,01		-	50,0	0,15	0,18	0,18		(>500)	-	(>500)	-	0,23		0,34		53,3	-	88,8	-
F	0,55		2,46		347,0	-	1,94	2,08	2,08		-	21,1	-	15,4	1,60		3,11		-	17,5	49,9	-
CO ₂	5,5		1,0		-	81,8	-	-	-		-	100,0	-	100,0	-		-		-	-	-	-
S(об)	0,2		0,2		0,0	0,0	0,1	0,12	0,12		-	50,0	-	40,0	0,28		0,18		180,0	-	50,0	-
Тор, U ₃ O ₈	0,006		0,008		33,3	-	0,014	0,014	0,014		75,0	-	75,0	-	0,048		0,03		242,5	-	114,0	-
Nb ₂ O ₅	0,04		0,05		25,0	-	0,14	0,12	0,12		140,0	-	130,0	-	0,46		0,3		228,5	-	150,0	-
H ₂ O	35,4		33,09		-	6,7	2,32	3,92	3,92		-	92,8	-	88,2	10,2		7,01		340,0	-	78,5	-
Сумма	274,0		277,0		1,1	-	277,0	278,0	278,0		0,0	0,0	0,35	-	267,0		283,0		-	3,6	1,8	-
Объем в т	2,74		2,77		-	-	2,77	2,78	2,78		-	-	-	-	2,67		2,83		-	-	-	-
Объем элемент. минер.	18,604		19,870		+ 1,266	-	14,925	15,120	15,120		-4,945	-	- 4,750	-	14,861		13,915		- 64	-	- 1,205	-

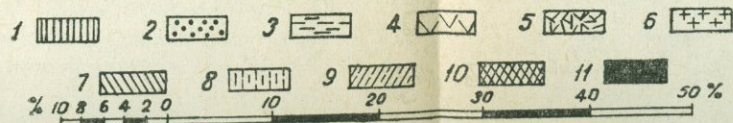


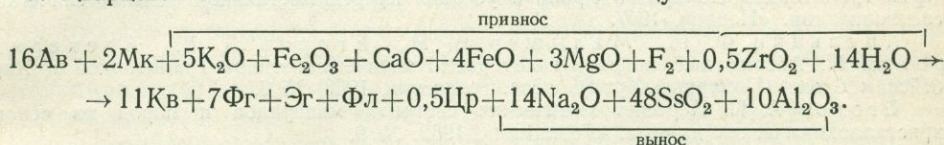
Рис. 2. Баланс вещества в зонах метасоматической колонки альбититов.

Наконец, крайней тыловой зоной в рассматриваемой колонке метасоматов являются альбититы по сланцам, минеральный состав которых близок к предыдущей фации. Альбититы этой зоны по резкой границе смены минеральных парагенезисов контактируют со сланцами (чаще всего глаукофановыми) экоконтрактового ореола метасоматических залежей. Имеются все основания предполагать, что положение альбититов этих фаций во внешних контурах залежей намечают места наиболее пронизываемых нарушений, где метасоматический процесс протекает наиболее активно и длительно, что привело к локализации здесь наиболее поздних минеральных парагенезисов.

Конечные образования тыловой зоны по сравнению с фациями кварцево-альбитовых гнейсов отличаются несколько меньшим количеством альбита, большим количеством слюд, флюорита, эгирина, иногда карбонатов и различных редкометалльных аксессуариев, т. е. тех минеральных компонентов, которые связаны с зоной сопряженного отложения вещества, выносимого из смежных зон с более высокой активностью щелочей. Альбит и кварц в породах рассматриваемой фации преимущественно принадлежат наиболее поздним генерациям; при этом они замещают более ранний альбит, микроклин, регенерируют ранний кварц, корродируют слюды и эгирин.

Уравнение минеральных преобразований в этой зоне схематически передает реакция 3.

3. Кварцево-альбитовый гнейс → альбитит по сланцу*



Несмотря на общий вынос из этой зоны щелочей, здесь возрастает доля калия, связанного с наиболее поздней генерацией светлой слюды. Активность щелочей в целом снижается, но в отдельных участках, чаще всего вдоль трещин, она остается более высокой. Это ведет к увеличению окислительного потенциала, большей подвижности глинозема и снижению подвижности кислорода, что отражается в изменении состава слюды и появлении эгирина в парагенезисе с нею.

Для альбититов этой фации характерен вынос кремния (несмотря на увеличение в альбититах свободного кварца), глинозема и щелочей, в том числе редких, при возрастающих отношениях Rb/K и Rb/Li. В минералах поздних парагенезисов возрастает роль слабых оснований, особенно окисного железа и кальция, а также всех редких элементов, образующих здесь самостоятельные аксессуарные минералы (циркон, торит, тантало-ниобаты, касситерит и др.). Повышается также доля фтора и воды. При этом фтор преимущественно теряет связь со слюдами и входит в состав флюорита.

В этой зоне продолжается снижение суммарного объема элементарных ячеек конечного минерального парагенезиса, что при более кислотной среде способствовало преобладающему отложению минералов поздних парагенезисов. В рассматриваемой фации отмечается снижение кислорода в стандартном объеме пород (на 4,1% в эгириновых разностях и на 6,7% в слюдяных разностях). Конечные минеральные парагенезисы пород отличаются от исходных большей суммой ионных потенциалов.

* В приведенных реакциях Фг — фенгит, Хл — хлорит, Эп — эпидот, Ка — кальцит, Сф — сфен, Ав — альбит, Кв — кварц, Мк — микроклин, Эг — эгирин, Фл — флюорит, Цр — циркон.

(на 3,5 ед), что может служить указанием на их образование в обстановке поглощения тепловой энергии.

Отличия условий минералообразования в альбититах рассмотренной тыловой зоны, прежде всего снижение в ней температуры и повышение кислотности среды минералообразования, способствовали образованию редкометалльных акцессориев, по-видимому, за счет распада щелочно-фторидных комплексов, выносимых из зон метасоматоза, который протекал при более высокой щелочности среды и на более высоком термодинамическом уровне. Косвенно на это указывают также особенности изменения кристаллохимии слюд в разных фациях метасоматических колонок. При этом слюды в альбититах тыловых зон отвечают условиям наиболее низкой щелочности.

Рассмотренные выше черты петрогенезиса субщелочных и щелочных гранитоидов Полярного Урала, специализированных в отношении редкометалльной минерализации, свидетельствуют о их наиболее позднем образовании относительно всех известных здесь пород семейства гранитов, о своеобразной обстановке их формирования в процессе щелочного метасоматоза и сопутствующего магматического замещения, проявившихся в конце длительной эпохи метаморфизма древнего комплекса пород зоны Уралтауского антиклинория.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. «Недра», 1967.

Апельцин Ф. Р., Малышев В. И., Егоров Д. В., Александров Е. Н. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал). «Сов. геология», 1968, № 6.

Егоров А. П. Пересчет химических составов минералов и пород на основе кристаллохимических данных. «Геохимия», 1962, № 9.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 2, 1952.

Молдованцев Ю. Е., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами. МГК, XXI сессия. Изд. АН СССР, 1966.

Tutti O. and Oth. Investigation under hydrothermal conditions. Physics and chemistry of the Earth, 1956.

Н. В. Куклин, Н. А. Юринский, Л. П. Печенкина, А. Д. Снегирев
Уральское территориальное геологическое управление

ГЕНЕЗИС МЕТАСОМАТИТОВ ОДНОГО ИЗ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Редкометальное месторождение метасоматического типа расположено в зоне сочленения двух крупных региональных структур: Башкирско-го поднятия и Уралтауского мегантиклинория. Эта зона характеризуется интенсивным проявлением тектонических деформаций, метаморфизма и метасоматизма. Пликативная тектоника проявилась в многоэтапном формировании сложнопостроенной складчатой зоны, сложенной породами верхнепротерозойского возраста. Месторождение располагается на юго-восточном крыле одной из антиклинальных складок 3-го порядка, имеющем северо-восточное простирание ($60-65^\circ$) и юго-восточное падение ($45-60^\circ$). Дизъюнктивная тектоника здесь представлена площадью сопряжения по меньшей мере трех глубинных разломов, из которых один является межпластовым (северо-восточный), другой — косесекущим (субширотный) и третий — поперечным. Плоскостями этих разломов оконтуривается блок в виде крутопадающей на юго-восток пирамиды, основание которой выходит на дневную поверхность и имеет форму треугольника со сторонами 0,9; 1,7; 1,6 км, а вершина, судя по углам падения плоскостей разломов, находится на глубине около 2 км (рис. 1). Внутреннее строение блока осложнено более мелкими тектоническими нарушениями и трещинами, сопровождающимися зонами рассланцевания, катаклаза и дробления, которые служили путями-каналами поступления послемагматических метасоматизирующих растворов.

Породы внешней зоны этого блока с юга и севера представлены углесто-глинистыми и филлитовидными сланцами с прослоями известняков и доломитов, а с запада и востока — вулканогенными породами (агломеративными лавами и ксенотуфами). В пределах блока локализуются крупные залежи различных по составу редкометальных метасоматитов, образовавшихся по названным осадочным и вулканогенным породам. В метасоматитах широко развита флюоритизация. Оруденение в них комплексное и представлено цирконием, элементами группы редких земель, ниобием, танталом, титаном, молибденом. В строении блока с некоторой долей условности можно выделить следующие типы метасоматитов: пироксен-эпидот-актинолитовые; везувиян-гранатовые; кварцево-слюдисто-полевошпатовые; полевошпатовые; арфведсонит-эгирин-полевошпатовые и арфведсонит-эгириновые. Ниже дается их характеристика.

Пироксен-эпидот-актинолитовые метасоматиты образовались по названным выше вулканогенно-осадочным породам. Развита они главным образом по периферии тектонического блока и в меньшей степени в центральной части, где образуют линзообразные тела мощностью до 40—60 м. Минеральные метасоматические новообразования в них представлены актинолитом, эпидотом, хлоритом и реже пироксеном типа

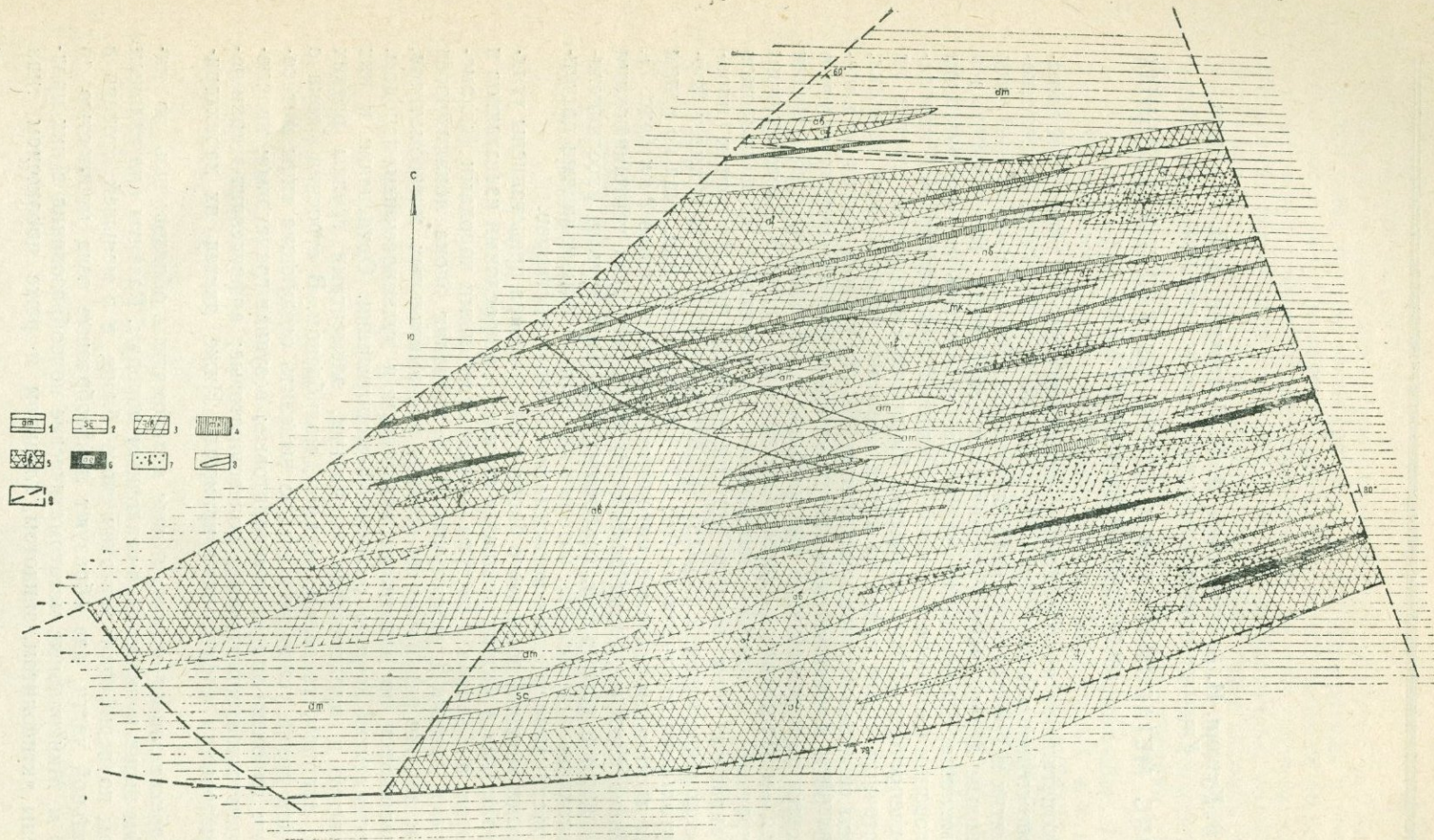


Рис. 1. Схематическая геологическая карта редкометального месторождения.

Площади развития метасоматитов: 1 — пироксен-эпидот-актинолитовых; 2 — везувиан-гранатовых; 3 — кварцево-слюдисто-полевошпатовых; 4 — полевошпатовых; 5 — арфведсонит-эгиринов-полевошпатовых; 6 — арфведсонит-эгириновых; 7 — флюоритизация; 8 — контур вкрапленности молибденита; 9 — зоны тектонических разломов.

диопсида. Эти же минералы, а также гранат и везувиан, то есть минералы скарнового комплекса, зафиксированы и на площади месторождения. Среди этих пород обособляются мелкие тела *везувиан-гранатовых* метасоматитов с неравномернозернистой пятнистой текстурой. Сложены они крупными индивидами апатита и везувиана, между которыми располагается мелкозернистый агрегат альбита, биотита, граната.

Кварцево-слюдисто-полевошпатовые метасоматиты наиболее широко распространены в центральной части блока, где образуют крупные причудливо-линзующиеся залежи северо-восточного простирания и крутого юго-восточного падения. Более мелкие тела их развиваются по периферии, особенно вблизи лежащего и всячего боков блока. Для этих метасоматитов характерны сланцеватая, пятнистая, очковая и брекчиевидная текстуры, свидетельствующие об образовании метасоматитов по первично-осадочным и вулканогенным породам, которые местами претерпели рассланцевание, дробление, катаклиз. Обычно они обладают тонкой и мелкозернистой лепидо-гранобластовой, иногда порфиробластовой текстурой. Среди главных порообразующих минералов, слагающих эти метасоматиты, можно выделить ассоциации: биотит-флогопит-полевошпатовые, полевошпат-биотитовые, кварц-биотит-полевошпатовые, карбонат-биотит-полевошпатовые и др. Полевые шпаты в них представлены альбитом, микроклином, реже олигоклазом. Количество альбита в них изменяется от 20 до 50%. Представлен он удлиненными (0,6—0,8 мм) сдвойникованными табличками (№ 5—6), обычно корродированными мелкозернистым (до 0,2 мм) гранобластовым альбитом (№ 1—2). В таблитчатом альбите по трещинкам нередко наблюдаются биотит и карбонат. Микроклин менее развит.

Названные разновидности метасоматитов переслаиваются, имея постепенные переходы. Среди кварцево-слюдисто-полевошпатового агрегата в виде реликтовых минералов различной степени сохранности иногда наблюдаются хлорит, эпидот, амфибол типа актинолита и карбонат. Амфибол при этом замещается эпидотом, хлоритом, биотитом. Эпидот замещается хлоритом, альбитом, кварцем. По хлориту развивается микроклин, альбит, биотит, гидромусковит и кварц. По этим более поздним минералам гранитного комплекса образуются небольшие количества эгирина, арфведсонита, канкринита, которые являются еще более поздними минеральными новообразованиями.

Акцессорные минералы — гематит, магнетит, пирит, сфен, апатит, ксенотим, рутил, торит, циркон, ильменорутил и минералы из группы тантало-ниобатов. Среди этих пород обособляются *полевошпатовые метасоматиты*, развитые в основном в центральной части. Они образуют жилкообразные тела мощностью до 12—15 м, залегающие согласно с напластованием пород. По составу эти метасоматиты подразделяются на микроклиновые, альбит-микроклиновые и альбитовые. В существенно микроклиновых разновидностях содержится до 90% микроклина. Представлен он широкотаблитчатыми зернами размером от 5 мм до 2—3 см. Зерна микроклина трещиноватые, раздробленные и кое-где деформированные. Границы зерен неровные, корродированные мелкозернистым агрегатом альбита. В альбитовых разновидностях количество альбита достигает 60%. Альбит в них мутный, по периферии и трещинкам замещается микроклином, пластинчатым и гранобластическим альбитом в ассоциации с биотитом, эгирином и карбонатом. Гранобластовый альбит поздней генерации образуется в изометричных зернах (от 0,06 до 0,1 мм) несдвойникованных или сдвойникованных в простые двойники. В ассоциации с гранобластовым альбитом развивается биотит. Акцессорные минералы формируются неравномерно, образуя короткие полоски и гнезда

до 0,4 мм. Представлены они апатитом, сфеном, рутилом, ортитом, ксенотимом, гидроторитом.

Арфведсонит-эгирин-полевошпатовые метасоматиты залегают среди кварцево-слюдисто-полевошпатовых. Самые крупные из них имеют вид пластообразных залежей, которые приурочены к висячему и лежащему

бокам тектонического блока и контролируются межпластовыми и косесекущим разломами. Более мелкие залежи их имеют линзовидную форму и развиты в Центральной части блока. Общая площадь их распространения несколько меньше площади развития кварцево-слюдисто-полевошпатовых метасоматитов. Тектурные и структурные их особенности унаследованы от тех же первично-осадочных и вулканогенных пород, претерпевших тектонические воздействия и метасоматические изменения в более ранние стадии. Эти метасоматиты представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы неравномерно-пятистой текстуры, обусловленной беспорядочным обогащением темноцветными минералами. Среди этих метасоматитов можно выделить несколько разновидностей: карбонат-полевошпатовые, эгирин-полевошпатовые, арфведсонит-эгирин-полевошпатовые, канкринит-арфведсонит-полевошпатовые и др. Полевые шпаты в них доминируют, представлены микроклином и альбитом. Количественная роль каждого из них изменяется. Микроклин наблюдается в виде изометричных реликтовых зерен (до 1 мм) в агрегате более поздних зерен эгирина, микроклина и альбита. Альбит содержится в количестве от 10 до 50%. По эгирину развивается биотит, карбонат. Тонкие иголки эгирина пронизывают кристаллы

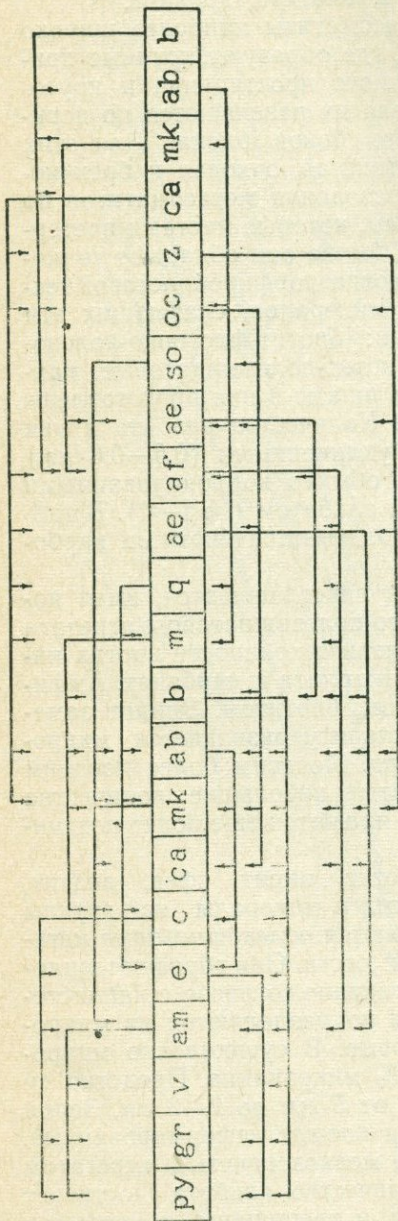


Рис. 2. Схема последовательности минералообразования в метасоматитах.

Циркозен — py; гранат — gr; везувинан — v; амфибол — an; эпидот — e; хлорит — c; плагиоклаз — pl; микроклин — mk; альбит — ab; биотит — b; мусковит — m; кварц — q; эгирин — ae; содалит — so; арфведсонит — af; канкринит — ce; цеолит — z; нефелин — n; карбонат — ca.

микроклина. По арфведсониту развивается рибекит, а также эгирин. С ними ассоциирует содалит, канкринит и цеолит (анальцит). Среди этих метасоматитов в реликтах иногда встречаются актинолит, эпидот и изредка биотит. Аксессуары минералы: апатит, рутил, сфен, ортит, ксенотим, монацит, пирохлор.

Минеральные фации:	горизонтальной "пульсационной" зональности																					
	I этап (Са-метасоматоз- -скарнирование)	II этап (К-Na-метасоматоз- -гранитизация)	III этап (Na-метасоматоз- -фенитизация)	IV этап (К-метасоматоз- -гранитизация)																		
Вертикальной "температурной" зональности	ca			ca	ca																	
	c	ca			ca				z		z								ca			
	e	c	ca		q	ca			cc		cc	ca							q	ca		
	am	e	c	ca	m	q	ca		af	ca	af	z							m	q	ca	
	v	am	e	c	ca	b	m	q	ca	so	z	so	cc	ca					b	m	q	
	gr	v	am	e	c	ca	ab	b	m	q	ca	n	cc	n	af	z	ca		ab	b	m	
	py	gr	v	am	e	c	ca	mk	ab	b	m	q	ae	af	ae	so	cc	z	ca	mk	ab	b
		py	gr	v	am	e	c	pg	mk	ab	b	m		so		n	af	cc	z	pg	mk	ab
			py	gr	v	am	e		pg	mk	ab	b		n		ae	so	af	cc		pg	mk
				py	gr	v	am			pg	mk	ab		ae			n	so	af			pg
					py	gr	v				pg	mk					ae	n	so			
						py	gr					pg						ae	n			
						py												ae				

Рис. 3. Схема формирования месторождения. Жирными линиями показан последовательный ряд минералов, образовавшихся на данном эрозионном срезе; пунктиром — стадии образования путей — каналов. Условные обозначения см. рис. 2.

Арфведсонит-эгириновые метасоматиты (эгириниты) представлены жиллообразными телами, залегающими согласно среди арфведсонит-эги-рин-полевошпатовых и кварцево-слюдисто-полевошпатовых метасомати-тов. Мощность этих тел обычно не превышает 10 м. Эти породы характе-ризуются тонкозернистой нематогранобластовой структурой и массивной текстурой. Сложены они на 75% тонкими иголками эгирина, между кото-рыми видны бесформенные агрегаты более крупных зерен арфведсони-та в ассоциации с альбитом, микроклином и биотитом. Микроклин в них наблюдается в виде реликтов, по которому развивается эгирин и биотит. Арфведсонит замещается эгирином и биотитом, в которых фиксируется ортит, сфен, лейкоксен, апатит.

Результаты изучения состава метасоматитов и последовательность минералообразования в них схематически отражены на рис. 2. На этой схеме приведен последовательно-развивавшийся (слева направо) ряд метасоматических минералов, а стрелками показано за счет каких ран-них минералов развивались те или другие поздние минералы. В приве-денном ряду минеральных новообразований легко выделяются четыре парагенетических минеральных комплекса: 1) скарновый (пироксен, гра-нат, везувиан, амфибол, эпидот и хлорит); 2) гранит-пегматитовый (пла-гиоклаз, микроклин, альбит, биотит, мусковит и кварц); 3) миаскит-пег-матитовый или фенитовый (эгирин, содалит, арфведсонит, канкринит и цеолит); 4) гранит-пегматитовый (микроклин, альбит и биотит). Четвер-тый комплекс не получил полного развития.

Процесс метасоматического образования названных минеральных комплексов протекал вслед за каждым актом тектонического приоткры-вания путей-каналов и в общем носил постепенно затухающий (регрес-сивный) характер, т. е. площадь развития каждого комплекса от этапа к этапу уменьшалась. В связи с этим комплекс скарновых минералов получил распространение на всей площади тектонического блока и даже за пределами ограничивающих его зон разломов; гранитный комплекс — в основном на площади тектонического блока; фенитовый комплекс — на площади, равной примерно половине того же блока. Завершилось фор-мирование месторождения локальным прожилково-вкрапленным разви-тием неполного гранитного комплекса минералов, площадь распростра-нения которого показать на карте не представляется возможным.

На рис. 3 в горизонтальной строке, очерченной жирными линиями, выделены упомянутый выше последовательный ряд минеральных новооб-разований, *фактически* установленных на современном эрозионном срезе месторождения. В вертикальных колонках приведены *предполагаемые* комплексы послемагматических минералов, последовательно (снизу вверх) выпадавших из каждого импульса растворов, состав которых менялся с течением времени.

Подводя итог, можно утверждать, что рассмотренное нами метасо-матическое месторождение приурочено к надинтрузивной близповерхно-стной зоне и образовалось в 4 этапа послемагматического минералооб-разования: из «скарнирующих», «гранитизирующих», «фенитизирующих» и снова «гранитизирующих» растворов. Благодаря действию таких рас-творов в иных условиях обычно возникают залежи и жилы скарнов и пег-матитов гранитного и щелочного состава.

А. И. Шерстюк

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ СЛЮДИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Широкая научная дискуссия о генезисе слюдитовых комплексов, развернувшаяся еще в 30—40-х годах между сторонниками десиликационной гипотезы (Du-Toit, 1919; Ферсман, 1932; Власов, 1938) и гидротермально-пневматолитовой (Larsen, 1968; Лодочников, 1935; Успенский, 1937) продолжается и в настоящее время (Коржинский, 1953; Власов и Кутукова, 1960; Шабынин, 1963; Шерстюк, 1965).

Вопрос о генезисе слюдитовых образований имеет важное значение не только в научном отношении, но и в практическом, так как с ними связаны многочисленные месторождения полезных ископаемых — вермикулитовые, тальковые, корундовые, драгоценных камней, редких металлов и др. В связи с этим представляют интерес новые данные, полученные нами в результате изучения слюдитовых комплексов Урала, Казахстана и других районов.

Слюдитовые тела являются типичными метасоматическими образованиями, генетически связанными с гранитоидами. Основными факторами, определяющими пространственное распределение слюдитовых комплексов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых, являются магматический, структурный и литологический.

Магматический фактор проявился в приуроченности месторождений слюдитового типа к гранитоидам, в близости химического и минерального состава жильных образований эндо- и экзоконтактовых зон, в аналогии характера и последовательности проявления послемагматических процессов преобразования гранитоидов и пород кровли. В гранитоидах и породах кровли четко проявлены три стадии послемагматической деятельности: ранняя щелочная (калиевая), кислотная (стадия альбитизации и грейзенизации) и поздняя щелочная (карбонат-цеолит-сульфидно-кварцевая). С ранней щелочной стадией связаны процессы поздней калишпатизации, региональной и локальной биотитизации (флогопитизации) пород эндо- и экзоконтактовых зон, а также формирование слюдитовых тел флогопитового состава с актинолитовыми, хлоритовыми и тальковыми зонами. Кислотная и поздняя щелочная стадии проявились в альбитизации и грейзенизации гранитов, в формировании флюоритсодержащих кварц-плагиоклазовых, мусковит-альбит-кварцевых и другого состава жил с маломощными оторочками мусковита, маргарита, флогопита, актинолита, хлорита и талька, развивающихся метасоматически в ультраосновных породах. Наблюдаются случаи пересечения и наложения кварц-плагиоклазовых жил на слюдитовые.

Структурный фактор является одним из ведущих в формировании слюдитовых тел. Наиболее крупные месторождения полезных ископаемых слюдитового типа приурочены к тектонически ослабленным зонам, полям даек диоритового и другого состава, «заливообразным» изгибам контакта гранитоидов и небольшим телам аляскитовых гранитов и апо-

гранитов. Четко устанавливается горизонтальная и вертикальная зональность, выраженная в приуроченности слюдитовых тел и альбитизированных гранитных пегматитов к контактовой зоне гранитов с породами кровли и кварц-плагиоклазовых жил со слюдами — к удаленным от гранитов участкам.

Интенсивные тектонические напряжения стрессового характера, проявившиеся в рассланцевании и катаклазе пород с различным петрографическим составом и механическими свойствами (тальковые сланцы, серпентиниты, диорит-порфиры, микродиориты, кремнисто-углистые сланцы и др.), создали благоприятные условия для инфильтрации растворов и формирования слюдитовых тел. В процессе формирования слюдитовых комплексов наблюдалось неоднократное приоткрытие трещин и в связи с этим пульсационное поступление растворов, обусловивших кристаллизацию новых и метасоматическое замещение ранее образованных минералов.

Литологический контроль четко проявлен в локализации оруденения и унаследованности слюдитовыми телами состава исходных пород. Вмещающий комплекс представлен в различной степени метаморфизованными породами гипербазитовой, базальтоидной, осадочно-вулканогенной и гранитной формаций. Породы гипербазитовой формации (серпентиниты, тальковые сланцы, тальково-карбонатные, тальково-тремолитовые и др.) характеризуются наличием в них типоморфных элементов — примесей (хрома, никеля, кобальта) и аксессуаров (хромшпинелидов и пирротина). Молекулярное отношение хрома к титану равно 1,3.

Характерными элементами — примесями пород базальтоидной (диориты, очковые кварцевые метадиориты, диорит-порфиры и метадиориты) и осадочно-вулканогенной (кварциты, углисто-кремнистые сланцы, кварциты, альбитофиры, апопорфиритовые и апогаббровые амфиболиты и другие) формаций являются титан, ванадий, цирконий, стронций, а типоморфными аксессуориями — ильменит, сфен, рутил, циркон и апатит. Молекулярное отношение хрома к титану — 0,018—0,02.

Гранитная формация представлена гранит-пегматитами, кварцевыми, кварц-плагиоклазовыми и слюдитовыми жильными образованиями.

В зависимости от состава исходных пород образуются апогипербазитовые, аподиоритовые, апоамфиболитовые и другие слюдитовые тела. Однако четко различаются по цвету, оптическим свойствам слюд (флогопита) железистости, элементам — примесям и аксессуарам только апогипербазитовые и аподиоритовые разновидности; апоамфиболитовые же и другие слюдиты аналогичны аподиоритовым.

Апогипербазитовые слюдиты состоят в основном из бесцветного (светло-зеленоватого) и светло-бурого флогопита.

Окраска аподиоритовых слюдитов темно-бурая (коричневая). Показатели преломления бесцветного и светло-бурого флогопита 1,560—1,579 (среднее 1,570), темно-бурого — 1,580—1,620 (среднее 1,600).

Первичная природа слюдитов отчетливо устанавливается по элементам — примесям и аксессуарам (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что существенной миграции хрома из гипербазитов в породы диоритового состава при образовании слюдитов не происходило. Следовательно, апогипербазитовые слюдиты в месторождениях грейзеновой формации являются потенциально перспективными в отношении драгоценных камней, окраска которых обусловлена содержанием хрома.

Общая железистость слюдитов апогипербазитового типа колеблется в пределах 8—18% (среднее из 16 анализов 12%) и аподиоритовые — в пределах 14—32% (среднее из 31 анализа 21%).

Четко различаются две группы слюдитов и по величине молекуляр-

Содержание элементов-примесей и аксессуарев в слюдитах и исходных породах, (вес. проц.)

Элементы-примеси и аксессуары		Слюдиты				Исходные породы			
		Апогипербазитовые		Аподиоритовые		Гипербазиты		Диориты	
		От — до	Среднее	От — до	Среднее	От — до	Среднее	От — до	Среднее
Элементы-примеси	Cr ₂ O ₃	0,1—0,34	$\frac{0,21}{25}$	0,01—0,12	$\frac{0,08}{45}$	0,26—0,6	0,26	0,0—0,06	$\frac{0,02}{17}$
	Ni	0,07—0,2	$\frac{0,14}{8}$	0,03—0,09	$\frac{0,06}{6}$	0,16—0,21	$\frac{0,19}{3}$	0,01—0,05	0,02
	Co	0,003—0,012	$\frac{0,005}{6}$	0,003—0,008	0,005	0,008—0,013	$\frac{0,011}{3}$	0,001—0,006	$\frac{0,003}{8}$
	TiO ₂	0,03—0,3	$\frac{0,15}{22}$	0,3—1,5	$\frac{0,68}{46}$	0,09—0,37	$\frac{0,15}{25}$	0,45—2,3	$\frac{1,12}{17}$
	V ₂ O ₅	0,0—0,02	$\frac{0,01}{8}$	0,01—0,06	$\frac{0,04}{7}$	0,0—0,02	$\frac{0,01}{3}$	0,01—0,06	$\frac{0,04}{8}$
	Zr	0,0—0,001	$\frac{\text{Следы}}{6}$	0,001—0,01	$\frac{0,004}{18}$	0,0—0,001	$\frac{\text{Следы}}{12}$	0,003—0,01	$\frac{0,007}{8}$
	P ₂ O ₅	0,02—0,05	$\frac{0,02}{8}$	0,04—0,44	$\frac{0,16}{6}$	0,02—0,09	$\frac{0,05}{3}$	0,06—0,32	$\frac{0,18}{8}$
Аксессуары	Хромит	0,04—0,75	$\frac{0,2}{15}$	нет	—	0,08—3,0	$\frac{2,4}{7}$	нет	—
	Ильменит, ру- тил, сфен	нет	$\frac{0,0}{15}$	0,01—3,0	$\frac{1,0}{15}$	нет	—	0,01—3,7	$\frac{1,5}{18}$
	Апатит	0,0—0,4	$\frac{0,05}{15}$	0,0—0,5	$\frac{0,3}{15}$	0,0—0,1	$\frac{0,05}{7}$	0,2—0,5	$\frac{0,4}{18}$
	Циркон, ортит	нет	$\frac{0,0}{15}$	много включений	—	нет	—	много мелких включений	

Примечание. В знаменателе указывается число анализов.

ного отношения хрома к титану (среднее арифметическое из 21 анализа 1,05 для апогипербазитовых и 0,07 из 39 анализов для аподиоритовых).

С целью установления зависимости между показателями преломления флогопита, общей железистостью слюдитов и содержанием в них хрома и титана, был проведен множественный корреляционный анализ. Значения коэффициентов корреляции свидетельствуют о сравнительно тесной прямой связи показателей преломления флогопита с общей железистостью слюдитов ($r=+0,7$) и особенно с содержанием в них титана ($r=+0,8$). Обратная связь наблюдается между титаном и хромом ($r=-0,72$), общей железистостью и содержанием хрома ($r=-0,7$). Прямая, но менее тесная связь отмечается между общей железистостью и содержанием хрома ($r=+0,62$), обратная — между светопреломлением ($N_g=N_m$) флогопита и содержанием хрома ($r=-0,62$).

При инфильтрации растворов второй стадии по тонким трещинам в зонах рассланцевания из подстилающих пород диоритового состава титан частично выщелачивался и мигрировал в верхние горизонты, обуславливая появление светло-бурой окраски в серых слюдитах первой стадии. Повышенное содержание титана и хрома фиксируется также и в серых слюдитах второй стадии, наблюдающихся в виде тонких метасоматических оторочек около кварц-плагноклазовых жил (табл. 2).

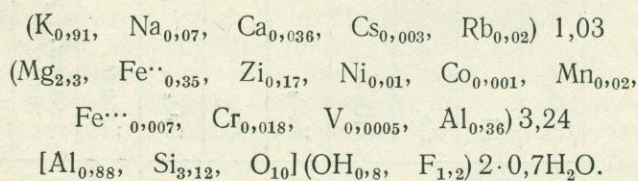
Таблица 2

Содержание титана и хрома в слюдитах, общая железистость и светопреломление ($N_g = N_m$) флогопита

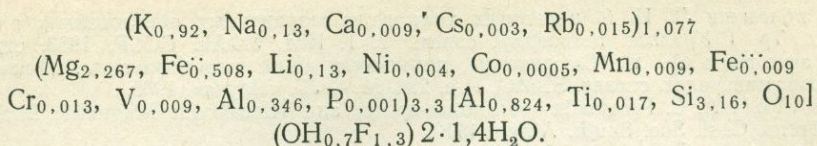
Окраска и тип слюдита	Количество анализов	Содержание, вес. проц.				Общая железистость слюдита (среднее)	$N_g=N_m$ флогопита (среднее)
		Cr_2O_3		TiO_2			
		от — до	среднее	от — до	среднее		
Серый апогипербазитовый слюдит первой стадии	6	0,2—0,34	0,27	0,0—0,08	0,05	12	1,573
Серый апогипербазитовый слюдит второй стадии	3	0,24—0,32	0,28	0,1—0,2	0,15	10	1,567
Светло-бурый (побуревший серый) апогипербазитовый слюдит	4	0,10—0,180	0,15	0,2—0,3	0,25	16	1,572
Темно-бурый слюдит первой стадии	28	0,01—0,2	0,07	0,3—2,4	0,8	22	1,600

Из табл. 2 видно, что светло-бурые слюдиты заметно отличаются от серых пониженным содержанием хрома и более высоким содержанием титана. Вхождение титана в решетку флогопита сопровождалось выносом хрома и других элементов. Это отчетливо видно из расчетных структурных формул бесцветного и светло-бурого флогопита, которые приводятся ниже.

Структурная формула бесцветного флогопита (анализ 5756):



Формула светло-бурого флогопита (№ 1211):



Как видно из сопоставления формул, изоморфное вхождение титана в решетку флогопита сопровождалось увеличением содержания натрия, а также двухвалентного железа и уменьшением кальция, лития, никеля, хрома. Вынос хрома из решетки флогопита обусловил новообразование фуксита, хромита и хромсодержащих драгоценных камней второй генерации. Побурение серых слюдитов наблюдается около трещин, выполненных минералами второй стадии — мусковитом, маргаритом, альбитом, флюоритом, кварцем и др.

Встречаются интересные случаи пересечения плагиоклазитовой жилы второй стадии и слюдовитой жилы первой стадии, залегающими в контакте пород диоритового и ультраосновного состава. Окраска слюдита темно-бурая (коричневая) в диоритах и серая — в гипербазитах. Плагиоклазитовая (альбит-олигоклазовая) жила мощностью 0,1 м, залегающая в диоритах, сечет слюдитовую жилу первой стадии и прослеживается далее в оталькованных гипербазитах. При переходе плагиоклазитовой жилы в гипербазиты она превращается в слюдитовую жилу маргарит-плагиоклаз (олигоклаз) — флогопитового состава, серого цвета, с тонкими оторочками актинолита и талька. Мощность жилы при этом существенно не изменяется, но плагиоклазитовая центральная ее часть, которая постепенно утончается, выклинивается в 2 м от контакта различных пород и сменяется далее тонким маргаритовым прожилком. Меняется при этом, естественно, и химический состав жилы. В слюдитовой части жилы второй стадии по сравнению с плагиоклазитовой, залегающей в диоритах, отмечается более высокое содержание калия, магния, железа, хрома, никеля, кобальта и пониженное содержание кремния, алюминия, кальция и натрия. Особенно резко они различаются по содержанию калия, натрия и магния (в плагиоклазитовой жиле K_2O —0,87%; Na_2O —9,37%; MgO —0,48%; в слюдитовой K_2O —7,8%; Na_2O —1,07%; MgO —18,65%).

Различие в химизме жил обусловлено, с одной стороны, составом исходных пород, подвергшихся метасоматозу, с другой — изменением состава растворов второй стадии во времени, что связано с пульсационным характером их поступления и различными условиями кристаллизации минералов (открытые трещины в диоритах и зоны рассланцевания в гипербазитах).

Таким образом, слюдитовые тела первой стадии являются типичными метасоматическими образованиями, существенно отличающимися по составу и условиям образования от гранитных пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Власов К. А. О теории десиликации гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1938.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
- Лодочников В. Н. О так называемой десиликационной гипотезе. «Проблемы советской геологии», вып. 5, № 1, 1935.
- Успенский Н. М. Материалы для познания генезиса месторождения Монетной дачи. Зап. Лен. горн. инст. Т. II, вып. 1, 1937.
- Ферсман А. Е. Пегматиты, их научное и практическое значение. Т. 1, Изд. АН СССР, 1932.

Шабынин Л. И. О некоторых контактово-реакционных образованиях в гипер-
базитах. Тр. I Уральск. петрограф. совещ. Т. 1. Изд. УФАН СССР, 1963, стр. 333.

Шерстюк А. И. Слюдитовые комплексы и их классификация. Доклад на
Всесоюзн. минералог. съезде. ЗВМО, II-е, 294, М. — Л., «Наука», 1965.

Du-Toit A. L. Plumosite (corundum-aplite) and Titaniferous Magnetite Bock from
Natal-Trans. Geol. Soc. South. Africa, 1919.

Larsen E. Hydrothermal origin of corundum and albitite bodes.-Econ. Geol., V.
XXXIII, 1928.

Я. П. Баклаев, Ю. А. Полтавец
Институт геологии и геохимии УФАН СССР

О НЕКОТОРЫХ ОТЛИЧИЯХ РУДОНОСНЫХ И НЕРУДОНОСНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В КОНТАКТОВО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА

В месторождениях контактово-метасоматического типа широко развиты метасоматические образования. Их мощность достигает десятков, сотен, а иногда и тысяч метров. В температурной последовательности могут быть выделены четыре основных группы этих пород, которые сопровождают рудные тела.

ОСВЕТЛЕННЫЕ ОКОЛОСКАРНОВЫЕ ПОРОДЫ

Осветленные породы в виде «рубашки» окружают скарново-рудные тела и, несомненно, являются для них поисковым признаком. Известно (Баклаев, 1963; Бекмухаметов, 1963; Поляков, 1967; Нечкин, 1966 и др.), что формирование этих пород связано с существенным изменением химического состава исходных вулканогенных толщ, за счет которых они образуются. Выщелачиваемые при этом железо, магний, титан и некоторые другие компоненты участвуют затем в образовании скарнов и руд.

Типичной парагенетической ассоциацией для осветленных пород, локализующихся около рудоносных скарновых зон биметасоматического происхождения, является ассоциация вторичного мелкозернистого диопсида с плагиоклазом средней основности (андезин-лабрадор) без магнетита. При этом основной плагиоклаз легко подвергается разложению и замещению агрегатами серицита, эпидота и пренита. В качестве гистерогенных минералов нередко встречаются также волокнистый амфибол тремолит-актинолитового ряда, хлорит и кварц. Среди осветленных пород, образовавшихся в условиях более быстрого падения температуры с преобладанием инфильтрационного метасоматоза (например, около пологопадающих рудоносных скарновых зон сравнительно небольшой мощности или рудных тел, не сопровождаемых скарнами), характерными минералами являются альбит (за счет основного плагиоклаза), лейкоксен, иногда диопсид, биотит, скаполит, калиевый полевой шпат и довольно обильные гистерогенные минералы — актинолит, кальцит, хлорит, эпидот, иногда серицит и кварц.

В определенных зонах и участках на осветленные предскарновые породы впоследствии накладываются: скарнирование, магнетитовое оруденение и более низкотемпературные послерудные процессы, которые нередко бывают представлены альбитизацией вместе с серицитизацией, хлоритизацией, окварцеванием и т. д.

Процессы апоскарновой и внескарновой альбитизации носят преимущественно изохимический характер, тогда как для доскарновой альбитизации характерен аллохимический метаморфизм.

РУДОНОСНЫЕ СКАПОЛИТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

Скаполит как метасоматический минерал нередко встречается в контактово-метасоматических месторождениях. Однако промышленные месторождения скаполитового подтипа редки и буквально насчитываются единицами (Качарское, Давыдовское, Южно-Светло-Джаркульское в Тургае, Осокино-Александровское на Урале и Анзасское в Западной Сибири). Месторождения этого подтипа поражают масштабами метасоматических процессов и значительной концентрацией магнетитового оруденения.

Отличительными особенностями месторождений скаполитового подтипа являются:

1) связь с зонами крупных разрывных нарушений, находящихся среди рудных полей, приуроченных к флексурным зонам или периклинальным окончаниям крупных брахисинклинальных складок;

2) тесная генетическая связь магнетита (обычно титанистого) с крупнозернистым перекристаллизованным скаполитом, титанистым биотитом и железистым пироксеном, которые практически трудно отделимы друг от друга, так как образуют взаимные прорастания;

3) состав скаполита поразительно постоянен (10—20% мейонитовой молекулы) и не зависит от характера и состава исходных пород;

4) сравнительно высокие (0,5—2,5%) содержания хлора в рудоносных метасоматитах, который находится не только в скаполите, но и также в биотите, магнетите и пироксене;

5) интенсивность термосветимости безрудных скаполитовых метасоматитов в несколько раз (до 10) превышает термосветимость рудных метасоматитов; при этом на кривой ТЛ выделяются четыре максимума (380—400°, 360—370°, 250—260° и 180—210°), сопоставимые с максимумами гомогенизации в скаполитах (Дымкин, Могилева и Тетерев, 1967).

Вследствие благоприятной структурной обстановки (приуроченность к зонам крупных разрывных нарушений) месторождения скаполитового подтипа могут находиться на значительном расстоянии от продуктивных интрузивных массивов. При этом обращает на себя внимание пространственная и парагенетическая связь этих месторождений с малыми интрузивными и субвулканическими телами, представленными жилами, дайками и штоколинзообразными залежами микросиенитов, диоритов, габбро-диоритов, габбро и т. д. В месторождениях скаполитового подтипа наблюдается своеобразный «антагонизм», подмеченный еще А. М. Дымкиным (1966): там, где проявляется интенсивный хлорный метасоматоз, пироксеновые и особенно гранатые скарны почти не образуются.

Пространственное расположение скаполитовых метасоматитов вдали от крупных интрузивных тел, а также экспериментальные исследования гомогенизации (Дымкин, Могилева, Тетерев, 1967) указывают на то, что скаполиты могут образовываться при температурах и более низких, чем гранатые скарны. Причем наличие в скаполитовых метасоматитах титаномагнетитов со структурами распада твердого раствора не противоречит этому, так как экспериментальными исследованиями японских геологов (Нагата, 1965) доказано, что содержание TiO_2 в расплаве смеси — Fe_3O_4 — Fe_2TiO_4 может изменяться в крайне широких пределах с расширением поля распада системы в области низких температур. Титан, будучи обычно инертным химическим элементом, в условиях интенсивной циркуляции растворов в тектонических зонах, к которым приурочены скаполитово-магнетитовые месторождения, становится подвижным и из петрогенных минералов мигрирует в рудогенные с образованием самостоятельных минералов.

РУДОНОСНЫЕ СКАРНЫ

Рудные залежи подавляющего большинства контактово-метасоматических месторождений Урала залегают среди скарновых зон, сложенных гранатом и клинопироксеном, причем гранат играет всегда главную роль. Многими исследователями замечено, что в оруденелых пироксеновых скарнах пироксен обычно представлен салитом, а в неоруденелых — диопсидом. Это касается как магнетитового, так и сульфидного оруденения. Гранат среди оруденелых гранатовых скарнов обычно представлен изотропным андрадитом и гроссуляр-андрадитом с содержанием андрадитовой молекулы более 60%. В направлении к рудным телам содержание андрадитовой молекулы в гранитах увеличивается. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется в скарновых зонах биметасоматического происхождения (Баклаев, 1959; Бекмухаметов, 1967; Дымкин, 1966 и др.), но тенденция к замещению наиболее железистых скарнов рудой обнаруживается и в месторождениях с преобладанием инфильтрационного метасоматоза. В тех и других случаях устанавливается приуроченность оруденения к зонам максимальной интенсивности циркуляции послемагматических растворов.

Магнетитовое оруденение является непосредственным продолжением процесса скарнообразования и формируется из одних и тех же послемагматических растворов (отстающее оруденение), хотя в отдельных случаях нередко встречается и явно наложенное оруденение. К наложенному оруденению, в частности, относится образование прожилково-вкрапленных руд в висячем боку главных рудных тел на Соколовском, Сарбайском, Южно-Сарбайском, Талкульском, Ломоносовском месторождениях, а также развитие магнетитовых руд, связанных с заполнением крутопадающих зон разлома в Теченском, Ауэрбахо-Турьинском, Высокогорском, Магнитогорском и некоторых других рудных полях.

Масштабы промышленного магнетитового оруденения не находятся в прямой зависимости от мощностей скарновых зон. Чаще всего между ними наблюдаются обратные соотношения. Локализация магнетитовых руд зависит от сочетания благоприятных структурных и литологических факторов, в частности, от наличия полостей отслаивания в контактах физически разнородных пород, зон дробления и рассланцевания, содержания в породах известковистого материала и т. д. Скарнообразование же и другие метасоматические процессы идут обычно более широким фронтом.

Сульфидное оруденение является более поздним по отношению к магнетитовому. Оно сопровождается отчетливым разложением граната и пироксена с образованием кварца, кальцита, хлорита, актинолита, талька, серицита и некоторых других вторичных минералов. В литературе (Коржинский, 1948; Баклаев, 1959; Овчинников, 1960) описаны многочисленные примеры избирательного замещения сульфидами наиболее железистых скарновых пород (салитовых, геденбергитовых, андрадитовых скарнов и скарновых железистых эпидозитов). Эти и другие примеры, взятые из практики геологоразведочных работ, показывают, что в стадию сульфидного рудообразования железо вело себя инертно и не привносилось из магматического очага, но, несомненно, привносились S, Cu, Co, Zn, Pb, Mo и некоторые другие рудообразующие элементы.

Главным минералом в сульфидных рудах контактово-метасоматического типа является пирит. Он широко развит также в магнетитовых рудах и околоскарновых метасоматитах. Проведенные детальные исследования пиритов методом химических и количественных спектральных анализов (было исследовано 460 проб) показывают, что по набору эле-

ментов-примесей и по их соотношениям пириты контактово-метасоматического происхождения отличаются от пиритов других генетических типов, в частности, от пиритов гидротермальных колчеданных месторождений. Это хорошо видно из табл. 1.

Таблица 1

Характеристика пиритов по элементам-примесям

Показатели	Пириты контактово-метасоматического происхождения	Пириты колчеданных месторождений
Характерные элементы-примеси	Co, Cu, Ni, Mn	Cu, Mo, Sb, As, Pb, Zn, Ag, Se, Te, Tl
Соотношения элементов-примесей	$\frac{Cu:Zn}{0,3-6,0}$; $\frac{Co:Ni}{5-100}$; $\frac{Pb:Zn}{0,1-1,0}$	$\frac{Cu:Zn}{4-160}$; $\frac{Co:Ni}{0,6-9,0}$; $\frac{Pb:Zn}{0,4-3,0}$
Элементы-примеси, количества которых возрастают с повышением интенсивности оруденения . . .	Co, Cu, Ni	Mo, Ag, As, Sb, Cu

Приведенные данные, которые могут быть параллелизованы с поведением элементов-примесей в окологрудных метасоматитах и рудах, позволяют поставить вопрос об использовании пиритов как индикаторов скрытого оруденения.

РУДОНОСНЫЕ ГИДРОСИЛИКАТНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

За последние годы, главным образом, в связи с открытием и изучением месторождений в Тургае (Дымкин, 1966; Бекмухаметов, 1963) и на юге Сибири (Богацкий, 1962), был выделен гидросиликатный подтип контактово-метасоматических месторождений. В них достаточно крупное магнетитовое и отчасти сульфидное оруденение локализуется среди эпидот-актинолитовых, актинолит-эпидот-хлоритовых и эпидот-хлоритовых пород. Интереснейшей особенностью этих метасоматических образований является то, что в отличие от обычных безрудных апоскарновых метасоматитов, которые нередко встречаются в рудных полях контактово-метасоматического типа, а также в отличие от сходных по составу внескарновых образований здесь представлены более или менее однородные высокожелезистые минеральные ассоциации. Густо-синий железистый актинолит типа граммагита ассоциирует с железистым эпидотом (пистацитом), железистым хлоритом (прохлорит-тюрингитом) и магнетитом. Гранаты и пироксены, встречающиеся иногда среди зон метасоматитов, также относятся к наиболее железистым разновидностям. Все это говорит о локальном дополнительном привносе железа в данную послескарновую стадию, в отдельных участках заканчивающуюся отложением магнетита, или о том, что в стадию рудоотложения в разных участках района, рудного поля или месторождения одновременно складываются различные по температуре и другим физико-химическим параметрам условия (Бекмухаметов, 1967).

В Тургайском рудном поясе, где гидросиликатные магнетитовые месторождения довольно широко распространены, отмечается закономерная приуроченность их к восточной подзоне. Смены их по мере углубления типично-скарновыми месторождениями пока не зафиксировано. По отдельным анализам (данные З. И. Полтавец) установлено, что пириты гидросиликатного парагенезиса отличаются от пиритов ти-

пично-скарновых месторождений более высокими (на 1—2 порядка) содержаниями меди, свинца, серебра, мышьяка, и более низкими содержаниями никеля, кобальта. Наличие Cu, Pb и Ag связано в значительной мере с тонкими включениями и вростками минералов-спутников пирита: халькопирита, галенита, блеклых руд и т. д.

Таким образом, несмотря на различный минеральный парагенезис, общим для рудоносных скарновых и апоскарновых метасоматитов является содержание в них высокожелезистых порообразующих минералов. Отличаются же они составом пиритов, в которых соотношение элементов-примесей может указывать на тот или другой тип оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Баклаев Я. П. Геологическое строение и перспективы Турьинских контактово-метасоматических месторождений меди на Северном Урале. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 37, 1959.

Баклаев Я. П. К характеристике осветленных пород, сопровождающих оруденение контактово-метасоматического типа на Урале. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Т. II. Изд. АН СССР, 1963.

Бекмухаметов А. Е. Особенности минералогии и генезиса Бенкалинского и Шагыркульского контактово-метасоматических месторождений железа в Тургайском прогибе. Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1963.

Бекмухаметов А. Е. Процессы метасоматической минерализации и оруденения в месторождениях железа Тургайского прогиба. Изв. АН КазССР, сер. геол., № 6, 1967.

Богацкий В. В. Магнетитовые месторождения гидросиликатного типа юга Сибири. Автореферат кандидатской диссертации. Москва, 1962.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. «Наука», 1966.

Дымкин А. М., Могилева А. П., Тетерев Г. М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая. В сб.: «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». «Наука», 1967.

Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скарновых месторождений меди. Тр. ин-та геол. АН СССР, вып. 68, 1948.

Нагата Н. Магнетизм горных пород. Изд-во иностр. лит-ры, 1965.

Нечкин Г. С. Возможные источники железа при формировании контактовых месторождений магнетита. В сб.: «Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса». Владивосток, 1966.

Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Северного и Среднего Урала. Тр. ГГИ УФАН СССР, вып. 39, 1960.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири. «Геология рудных месторождений», 1967, № 1.

В. Н. Сазонов

Институт геологии и геохимии УФАН СССР

О ЗОНАЛЬНОСТИ ЛИСТВЕНИТОВ ШУЛЬГИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение находится в контактовой зоне Пышминско-Ключевского габбрового массива, лежащего в крупной субширотной зоне разлома. В пределах месторождения развиты кварциты кремнистой толщи (S, I_n), диабазовые порфириды и их туфы (S_1, S_{1w}), а также габбро (D_{2-3}).

Большая часть площади месторождения слагается диабазовыми порфиридами и их туфами. Обычно это массивные, нередко пятнистой окраски, интенсивно метаморфизованные (зеленокаменные) породы, состоящие из альбита, эпидота, хлорита, лейкоксена. Иногда в них встречаются реликты актинолита и в незначительном количестве кварц и кальцит.

Габбро слагают юго-восточную часть месторождения. Они в той или иной степени метаморфизованы и состоят в основном из актинолита, эпидота, цоизита, хлорита, альбита. В качестве реликтовых минералов в них отмечаются плагиоклаз (№ 35) и зеленовато-бурая роговая обманка.

На месторождении известны листвениты (кварц-серицит-карбонатные породы), образовавшиеся по метаморфизованным диабазовым порфиридам и их туфам и по габбро*.

Практически все листвениты месторождения сосредоточены в шести крутопадающих (на север и юг) субширотных тектонических зонах длиной 400—1200 м и мощностью 50—200 м. Тектонический характер этих зон подтверждается широким развитием в них катаклаза, милонитизации, расланцевания и гидротермально-метасоматического изменения пород.

По размерам, форме и отношению к элементам тектоники листвениты месторождения подразделяются на четыре типа:

- 1) листвениты, развившиеся вдоль одиночных линейно вытянутых трещин;
- 2) листвениты, образовавшиеся вдоль системы сближенных, как правило, параллельных трещин;
- 3) листвениты, сформировавшиеся вдоль линейных, сложнопостроенных тектонических зон дробления, расланцевания и т. д.;
- 4) листвениты, у которых связь с трещинными и другими тектоническими структурами отсутствует.

Листвениты первого типа обычно образуют маломощные симметричные оторочки около кварцевых жил. В их контактах развиты узкие (20—30 см) зоны хлорит-карбонатных пород, в которых иногда удается выделить две подзоны, характеризующиеся постепенными взаимопереходами: внешнюю (карбонат-хлоритовую, изредка с альбитом) и внут-

* Апогаббровые листвениты в статье не рассматриваются.

реннюю (хлорит-карбонатную с серицитом и кварцем). Контакты лиственитов с хлорит-карбонатными породами почти всегда резкие, а контакты хлорит-карбонатных пород с исходными породами обычно постепенные.

Листвениты второго типа ничем, кроме мощности, достигающей 6—9, реже 12—15 м, от лиственитов первого типа не отличаются.

В лиственитах третьего типа часто наблюдаются: расланцевание в контактных зонах; реликты вмещающих пород; причудливая конфигурация контактов; значительная мощность (до 10 м и более).

Зоны хлорит-карбонатных пород, развитые около этих лиственитов, имеют сравнительно небольшую (до 0,6—0,8 м) мощность. В них иногда удается выделить внутреннюю (хлорит-карбонатную) и внешнюю (карбонат-хлоритовую) подзоны. Однако зоны хлорит-карбонатных пород наблюдаются далеко не у всех лиственитов третьего типа. Наиболее часто они фиксируются в лежащем, реже в висячем и еще реже в том и другом боках тел лиственитов. В ряде случаев отмечается прерывистый характер зон хлорит-карбонатных пород. В исходных породах, на контакте с лиственитами в случае отсутствия зон хлорит-карбонатных пород устанавливается повышенная степень расланцевания и милонитизации и обнаруживается тектоническая глина. Эти особенности, видимо, играли роль своеобразных барьеров, препятствующих проникновению растворов и способствовавших полному замещению хлорит-карбонатных пород лиственитами.

Листвениты рассмотренных типов слагаются кварцем (5—10%), железистым доломитом (до 70%), серицитом (до 10—15, редко 20%), пиритом (кубы с штриховкой и без нее до 3—5%), галенитом (единичные зерна) и хлоритом (0—3%).

Тела лиственитов четвертого типа распространены незначительно. Они имеют неправильную, но близкую к изометричной или эллипсоидную форму и являются бескорневыми образованиями (длинная ось до 35 см, короткая до 25 см). Контакты этих лиственитов с вмещающими породами исключительно резкие. Иногда в них можно выделить две зоны, различные по окраске и количественному соотношению слагающих минералов. Внешняя зона обычно более мощная, имеет желтоватый цвет и состоит из карбоната (около 80%), серицита (15%) и кварца (5%).

Внутренняя зона более светлая и в отличие от внешней содержит большее количество кварца (до 20—30%) и серицита (20%; иногда больше). Листвениты этого типа образовались, по-видимому, по обломкам пород благоприятных для метасоматического замещения.

В лиственитах первых трех типов локализуются субширотные (ранние) и субмеридиональные (поздние) кварцевые жилы. В количествен-

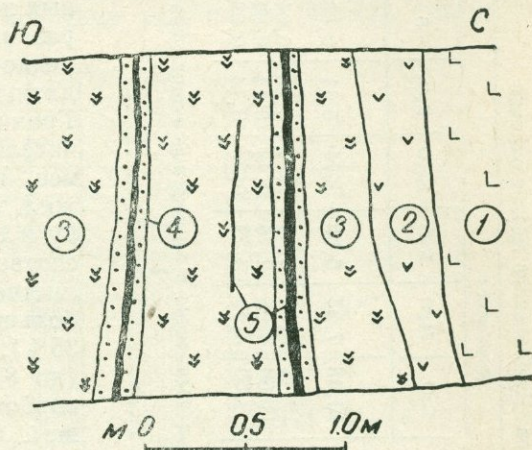


Рис. 1. Зональность лиственитов Шульгинского месторождения. Зарисовка части западной стенки южного квершлага шурфа 101.

1 — метаморфизованные диоритовые порфириты; 2 — хлорит-карбонатные породы; 3—4 — листвениты: ранние (3) и поздние (4); 5 — кварцевые жилы.

Химический состав исходных пород и метасоматитов Шульгинского месторождения

Породы	Компоненты														
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-
Диабазовый порфирит, метаморфизованный ($d_{06}=2,83$). Обр. I	46,47	1,14	13,91	2,47	7,54	0,15	10,48	7,25	0,09	2,74	0,11	0,03	4,04	3,24	0,20
Карбонат-хлоритовая порода ($d_{06}=2,81$). Обр. II	36,31	1,88	13,48	1,98	8,69	0,11	10,43	6,04	0,48	1,91	0,28	0,04	16,06	2,13	0,00
Ранний лиственинг ($d_{06}=2,87$). Обр. III	38,79	1,12	11,71	1,05	8,44	0,30	11,66	4,05	2,76	0,48	0,14	0,04	17,81	1,38	0,00
Поздний лиственинг ($d_{06}=2,82$). Обр. IV	53,17	1,38	12,31	1,12	6,31	0,05	5,30	3,48	3,29	0,37	0,14	0,08	11,11	1,26	0,01

Примечание. Определение химического состава и объемного веса пород выполнено в химической и инженерно-геологической лабораториях ЦКЛ Уралгеолуправления.

ном отношении первые резко преобладают. Субширотные жилы иногда достигают значительной мощности (до 60 см). Отдельные из них золотоносны и в прошлом разрабатывались.

Около некоторых субширотных, как правило, золотоносных кварцевых жил, залегающих в лиственинтах, развиваются маломощные (5—15, редко 30 см) серицит-кварц-карбонатные оторочки с пиритом (рис. 1). Границы оторочек резкие и с исключительным постоянством повторяют все изгибы контактов кварцевых жил. По минералогическому составу и способу образования оторочки соответствуют рассмотренным выше лиственинтам, но отличаются от них большим содержанием кварца (20—35%), серицита (до 20%), пирита (до 8%) и меньшим содержанием карбоната (40—50%, иногда больше). Состав исходных пород и метасоматитов рассматриваемого месторождения приведен в табл. 1. Если пирит в лиственинтах наблюдается в виде кубов, иногда имеющих штриховку на гранях, то в рассматриваемых околожилных оторочках преобладают кристаллы пирита пентагондодекаэдрического облика, а кубы без штриховки совсем не обнаруживаются. Серицит этих оторочек отличается несколько большим размером чешуек и более густой желтоватой окраской.

Наличие в лиственинтах реликтов хлорита, являющегося одним из основных минералов хлорит-карбонатных окололиственинтовых зон, прерывистость этих зон, наложенный характер серицита и кварца в них, развитие довольно мощных (до 5—6 м) зон хлорит-карбонатных пород вне связи с лиственинтами, существование лиственинтов без кварцевых жил и кварцевых жил без лиственинтовых оторочек, иногда несогласное по простиранию или по простиранию и падению положение кварцевых жил в лиственинтах — все это дает основание предполагать, что внутренние фации метасоматитов в процессе лиственинизации разви-

ваются за счет внешних и, возможно, являются более поздними образованиями. На более ранний возраст внешних минеральных фаций литвенитов по отношению к внутренним указывали Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская (1947), Н. И. Наковник (1954) и др.

Чтобы определить количественное изменение отдельных элементов в процессе литвенитизации, на основании данных табл. 1 был произведен расчет баланса вещества по «рациональному» методу В. А. Рудника (1962). Промежуточные таблицы расчета из-за их громоздкости здесь не приводятся, а сразу даются конечные результаты в виде диаграммы

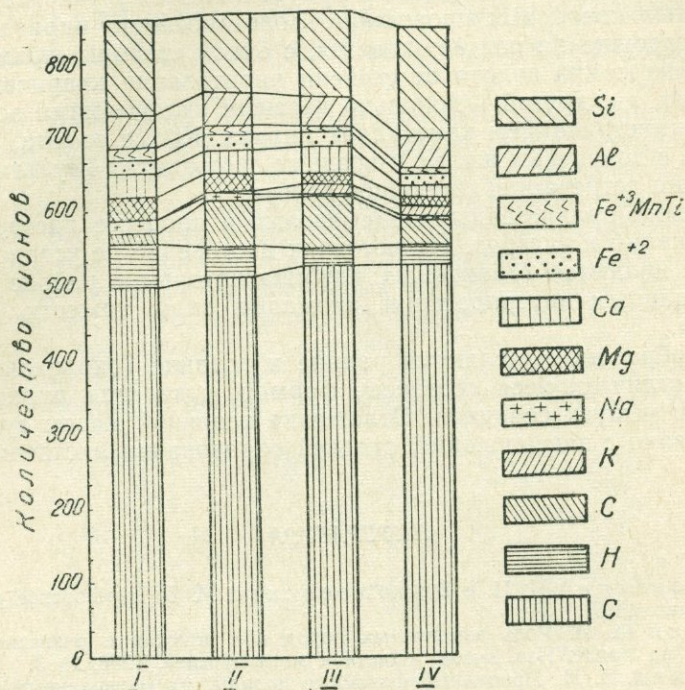


Рис. 2. Диаграмма миграции вещества (из расчета на 10000Å³) при образовании литвенитов по метаморфизованным диабазовым порфиритам.

I — метаморфизованные диабазовые порфириты; II — карбонат-хлоритовые породы; III—IV — литвениты: ранние (III) и поздние (IV).

(рис. 2). Анализ диаграммы миграции вещества показывает, что образование карбонат-хлоритовых пород за счет метаморфизованных диабазовых порфиритов сопровождалось привнесом углерода, калия, кислорода и выносом кремния, водорода, натрия. Количество остальных элементов оставалось постоянным или близким к постоянному. Развитие ранних литвенитов по хлорит-карбонатным породам происходило при незначительном привнесом кислорода, углерода, калия, кремния, кальция и выносом алюминия, магния, натрия, водорода. Остальные элементы при этом сколько-нибудь существенных количественных изменений не испытывали. Формирование околожильных (поздних литвенитов) по указанным выше породам сопровождалось значительным привнесом кремния, незначительным — калия и кислорода и выносом углерода, кальция, магния, железа и натрия.

Некоторые листвениты Шульгинского месторождения отличаются повышенной золотоносностью. Сведения об этом имеются в работах В. В. Никитина (1907) и П. И. Кутюхина (1958). Наиболее золотоносны околожильные (поздние) листвениты. Содержание золота в них колеблется в пределах 0,6—12,0—15,0 г/т, достигая иногда 32,0 и даже 40,0—45,0 г/т. В течение нескольких десятилетий они разрабатывались совместно с золото-кварцевыми жилами. Золотоносность околожильных лиственитов обусловлена вкрапленностью и прожилками пирита.

В ранних лиственитах повышенные (до 5—6 г/т) содержания золота устанавливаются довольно редко и приурочиваются к участкам развития золотоносных кварцевых прожилков. Золотоносность пирита Шульгинского месторождения подтверждается, с одной стороны, прямой зависимостью содержания золота от степени пиритизации кварцевых жил и лиственитов, а с другой — довольно частыми включениями золота в затронутых выветриванием кристаллах пирита. Кроме золота, связанного с пиритом, в кварцевых жилах и поздних лиственитах Шульгинского месторождения встречается свободное золото.

Основными привнесенными элементами в процессе лиственитизации являются калий и углерод. Их источник достоверно не установлен. Возможно, им являются гранитоиды, глубина которых в районе месторождения по данным интерпретации аномалии силы тяжести составляет около 4 км.

Таким образом, выделяются ранние и поздние (околожильные) листвениты, отличающиеся составом, формой выделения пирита, цветом и размером чешуек серицита. Отложение основной массы сульфидов и золота связано с завершающей стадией образования лиственитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевский Н. И. и Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.

Кутюхин П. И. Роль измененных пород при поисках и разведке месторождений золота на Урале. Изв. вузов. «Цветная металлургия», 1958, № 3.

Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всесоюзн. минералогич. об-ва. Ч. 83, вып. 2, 1954.

Никитин В. В. Геологические исследования центральной группы дач Верх-Исетских заводов. Ревдинской дачи Мурзинского участка. Тр. геологич. комитета (новая серия). Вып. 22, 1967.

Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Зап. Всесоюзн. минералогич. об-ва. Ч. 91, вып. 6, 1962.

В. А. Попов

Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

ОТНОСИТЕЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ И ТИПЫ БЕРЕЗИТОВ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В дайках гранитоидов Березовского месторождения около жил и трещин широко развиты явления березитизации (Бородаевский, Бородаевская, 1947)*. При онтогенетическом изучении минералов березитов, а также относительно возраста березитов и жильного выполнения было установлено, что процесс березитизации значительно растянут во времени и более многообразен, чем это представлялось ранее.

Относительные возрасты кварцевых жил и березитов показаны схематически на рис. 1 а, б, в. Одновременное выполнение трещин и слабая березитизация гранитоидов установлены лишь для тонких прожилков (рис. 1, а), где кварц и пирит растут одновременно (индукционные поверхности совместного роста), а плагноклазы подвергаются гидролизу.

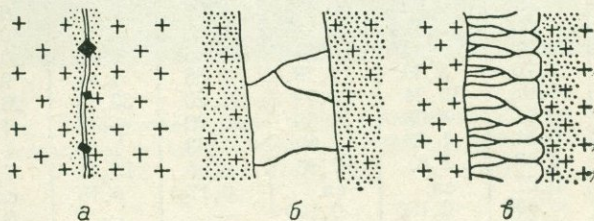


Рис. 1. Относительный возраст березитов. Точками показаны березитизированные гранитоиды.

Более позднее выполнение жил по отношению к березитизации пород выявлено Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской (1947) по пересечению березитовых кварцевыми жилами и прожилками. Имеются и другие признаки более позднего выполнения жил: кристаллизация карбонатов, шеелита и сульфидов на плоскости березитизированного гранитоида до отложения кварца; отсутствие геометрического отбора в кварцевом агрегате, когда затравки породообразующего кварца на стенках трещины полностью растворены в процессе предшествующей березитизации (десициации). В таких случаях жила выполнена отдельными крупными индивидами кварца (рис. 1, б).

Березитизация после жильного выполнения происходила при продолжающихся подвижках, когда новые трещины возникали по контакту или пересекали кварцевые жилы, около которых ранее не происходила березитизации (рис. 1, в). При этом жильный кварц замещался агрегатом серицита и сульфидов.

* Н. И. Бородаевский и М. Б. Бородаевская. Березовское рудное поле. Металлургиздат, 1947.

Таблица 1

Состав березитов Березовского месторождения

Типы березитов Формы пирита	I	II	III
	{111}	{100}	{210}
Слюда, %	60—70	70—80	80—95
Кварц, %	30—40	20—30	0—20
Пирит и др., %	5—10	5—10	5—10

В некоторых случаях прослеживается неоднократная березитизация и отложение рудных минералов.

В одной и той же дайке гранитоидов наблюдаются сочленения жил и трещин, около которых березиты отличаются друг от друга по количественному соотношению

кварца и слюды, по морфологии кристаллов пирита, по цвету слюды. Обычно пиритам с пентагондодекаэдрическим габитусом кристаллов соответствуют березиты, состоящие почти полностью из слюды желтого оттенка. Березиты с кубическими кристаллами пирита сложены значительным количеством кварца, а слюда в них имеет зеленый оттенок. Березиты с октаэдрами пирита содержат еще больше кварца и меньше слюды (табл. 1, 2).

Таблица 2

Химический состав березитов по выделенным типам (дайка Ильинская, гор. 162 м, ш. Южная)

Компоненты	I тип	II тип			III тип		
	1	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	59,02	55,36	52,10	62,90	44,06	43,84	54,80
TiO ₂	0,30	0,29	0,42	0,36	0,50	0,45	0,36
MnO	0,03	0,41	0,25	0,05	0,10	0,15	0,17
FeO	0,15	1,63	0,31	0,56	0,75	0,62	0,39
Fe ₂ O ₃	8,76	3,39	2,78	2,38	1,81	9,45	6,12
Al ₂ O ₃	19,02	19,24	22,79	21,20	33,30	26,11	21,01
CaO	0,63	4,08	2,65	0,60	1,16	1,53	1,53
MgO	0,51	1,76	2,00	1,63	1,18	1,46	1,15
K ₂ O	4,80	5,61	7,50	6,56	10,41	7,89	6,45
Na ₂ O	0,37	сл.	сл.	0,17	0,15	сл.	сл.
P ₂ O ₅	0,006	0,156	0,120	—	—	0,147	0,116
S	4,83	2,30	1,82	1,36	0,85	4,59	4,23
П. п. п.	2,09	5,62	7,88	3,34	5,78	4,17	3,80
Σ	100,55	99,84	100,61	99,76	99,20	99,41	100,14

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории СГИ (аналитик А. И. Новожилова).

Самыми распространенными на Березовском месторождении являются березиты II типа, значительно реже в чистом виде встречается III тип, I тип вообще отмечается в единичных случаях.

Мономинеральные фракции слюд, выделенные в тяжелых жидкостях из березитов II и III типа по составу очень близки к описанным ранее (Бородаевский, Бородаевская, 1947). Отметим лишь более высокое содержание Fe₂O₃ в слюде III типа (1,47%) по сравнению со слюдой II типа (0,70%) *.

Спектральный анализ семи проб серицитов, взятых в разных участках месторождения, не подтвердил ранее отмечаемого обогащения слюд в березитах литием. Литий вообще не обнаружен в пробах, в то время как Rb содержится до 0,03%, Sn около 0,0003%, Be около 0,001%, Ti до 0,3%.

* Химический анализ выполнен в лаборатории СГИ (аналитик Лихачев Е. М.).

По времени образования обычно более поздним является III тип березитов. Иногда он обнаруживается в чистом виде. Но чаще наблюдается наложение III типа на II тип березитов по тем же трещинам. При этом кубы пирита постепенно вырождаются в пентагондодокаэдр: сначала появляется тонкая, затем более грубая штриховка и, наконец, полностью исчезают грани куба (рис. 2). Одновременно с изменением габитуса пирита происходит дальнейший вынос кремнекислоты из породы с отложением желтоватой слюды.

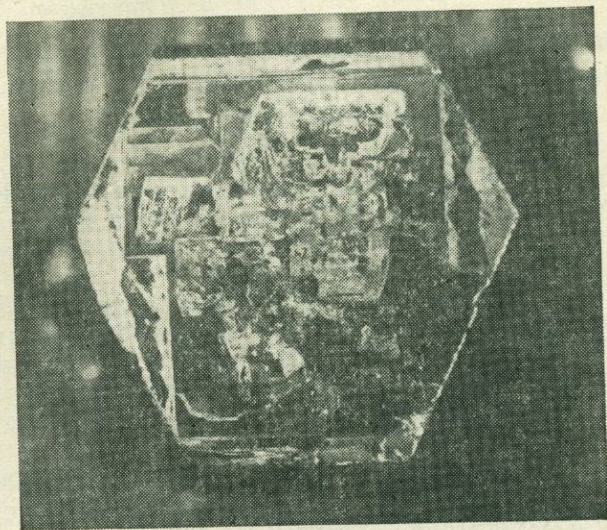


Рис. 2. Вырождение куба пирита в пентагондодокаэдр. Полированный и протравленный кристалл в сечении {100}. Увел. 40.

В табл. 1 типы березитов расположены последовательно (слева направо) от более кислых к более щелочным, что соответствует последовательности их образования. Кисотно-щелочные свойства растворов, которые соответствуют интервалу между I и II фациями, обуславливают возникновение березитов с кубооктаэдрами пирита (переходная форма). Такими же можно считать переходные условия между II и III типами, которые дают кристаллы пирита в виде комбинации куба с пентагондодокаэдром. Комбинация же октаэдра с пентагондодокаэдром («икосаэдр» в частном случае) в рассмотренном плане является запрещенной, так как переходные условия между I и III типами березитов дают II тип (кубы пирита). Следовательно, при нахождении кристаллов пирита в виде комбинации октаэдра с пентагондодокаэдром естественно предположить резкую смену физико-химических условий кристаллизации (от I типа сразу к III или наоборот).

А. Ф. Коптяев
Свердловский горный институт им. В. В. Вахрушева

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД В ВОСТОЧНОМ ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТЕ ГРАНИТНОГО МАССИВА МАНЬ-ХАМБО (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Анализ парагенезисов породообразующих минералов, их взаимоотношений и истории геологического развития района массива Мань-Хамбо позволяет наметить определенную последовательность процессов метаморфизма и выделить следующие его типы:

Региональный прогрессивный (догранитный) метаморфизм верхнепротерозойских образований. Породы, подвергшиеся метаморфизму в этот этап, обнажаются в юго-западной части изученной площади (рис. 1). Представлены они амфибол-биотит-кварцевыми, гранат-биотит-кварцевыми сланцами и амфиболитами, соответствующими низким ступеням амфиболитовой фации.

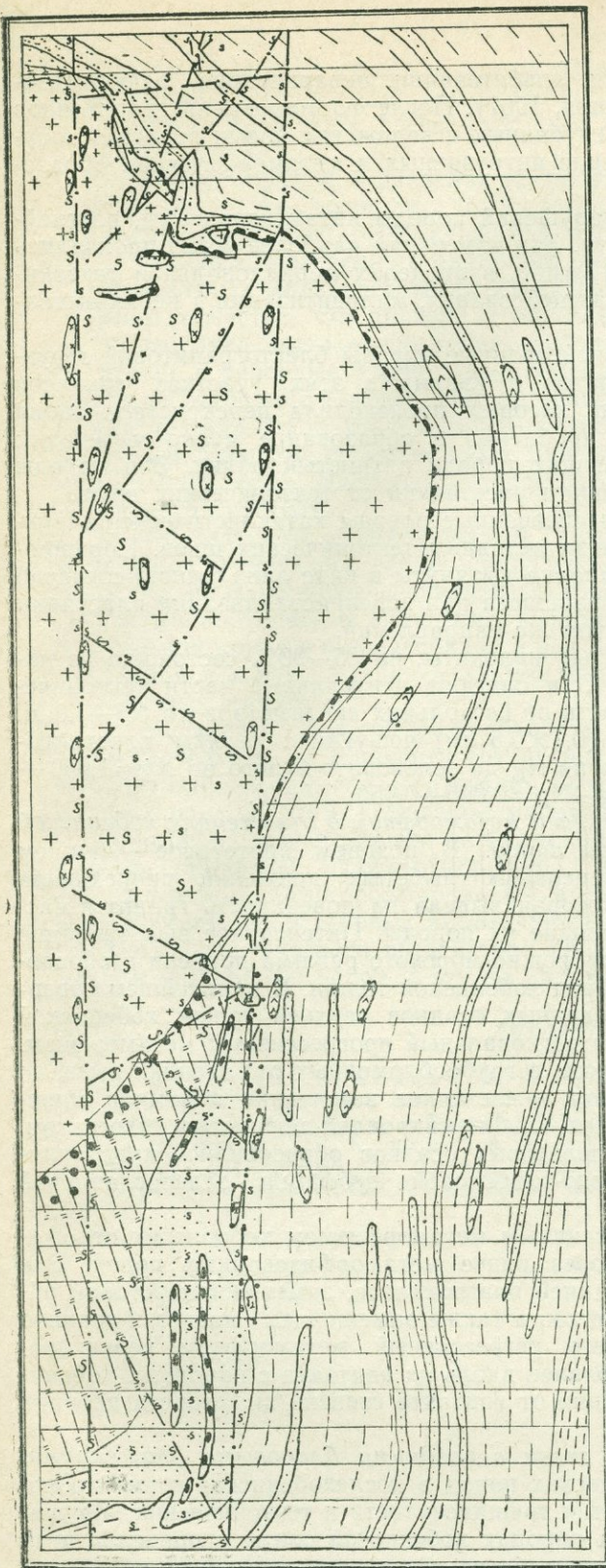
Характерными индекс-минералами для этих пород являются: обыкновенная роговая обманка ($Ng=1,687-1,692$; $Np=1,663-1,670$; $Ng-Np=0,024-0,25$; $cNg=19^{\circ},2$; $V=-70^{\circ}$); биотит ($Ng=1,648-1,652$; $Np=1,603-1,608$; $Ng-Np=0,045-0,050$; $2V=-50^{\circ}$) и альмандин (N более 1,8, удельный вес более 4,2).

Контактный метаморфизм в связи с внедрением гранитов Мань-Хамбо. Метаморфические породы верхнепротерозойского возраста при внедрении гранитов Мань-Хамбо претерпели значительные приконтактные изменения, выразившиеся в ороговиковании, фельдшпатизации и турмалинизации пород.

Вмещающие породы в южной части района подверглись фельдшпатизации с образованием порфиробластических гнейсов. Порфиробласты представлены микроклин-микропертитом, кристаллами альмандин и игольчатым турмалином. Игольчатый турмалин образует редкие разнообразно ориентированные кристаллы размером от $0,05 \times 0,3$ до $0,1 \times 0,5$ мм; плеохроирует от темно-зеленого почти черного по No до красновато-светлобурого по Ne ; $No=1,655-1,657$; $Ne=1,632-1,635$; $No-Ne=0,023-0,65$; удельный вес=3,15.

В северной части района граниты массива Мань-Хамбо прорывают интрузию основного состава. В результате контактового метаморфизма произошла уралитизация пироксена, деанортитизация основного плагиоклаза, а также новообразование турмалина, лейкоксена, кварца и др. Непосредственно на контакте с гранитами в габброидных породах образовалась маломощная оторочка, состоящая из крупных (1×3 см) кристаллов роговой обманки с плеохроизмом от синевато-зеленого по Ng , желтовато-зеленого по Nm до светло-зеленого по Np ; $Ng=1,642-1,645$; $Np=1,623-1,625$; $Ng-Np=0,019-0,020$; $2V=60^{\circ}$.

Динамометаморфизм, связанный с ранними блоковыми движениями. Гранитоиды массива Мань-Хамбо образовались в гипабиссальных условиях (Щербин, Коптяев, 1966), в связи с чем в них широко проявлены



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21

Рис. 1. Карта метаморфизма горных пород восточного крыла антиклинали Мань-Хамбо.

Поздний протерозой — нижний кембрий: 1 — сланцы хлорит-кварц-слодистые; 2 — сланцы альбит-эпидот-слодистые; 3 — кварцито-песчаники и сланцы карбонатные; 4 — кварцито-песчаники и кварциты; 5 — конгломераты.

Верхний протерозой: 6 — сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов; 7 — габбро-диориты и диориты доманьхамбовские.

Граниты массива Мань-Хамбо: 8 — мелкозернистые; 9 — среднезернистые; 10 — крупнозернистые; 11 — аплиты.

Послехамбоинские малые интрузии и дайки: 12 — среднезернистые граниты; 13 — габбро-диориты; 14 — тектонические нарушения.

Типы и фации метаморфизма: 15 — региональный прогрессивный амфиболитовой фации; 16 — контактовый роговообманково-роговиковой фации в связи с гранитами Мань-Хамбо; 17 — динамометаморфизм, связанный с ранними блоковыми движениями; 18 — региональный прогрессивный фации зеленых сланцев в отложениях хобейнской свиты и диафторез древних пород; 19 — динамометаморфизм в связи с поздними блоковыми движениями; 20 — контактовый роговообманково-роговиковой фации в связи с внедрением послехамбоинских малых интрузий и даек; 21 — поля развития кварцевых жил альпийского типа.

процессы микроклинизации, альбитизации, окварцевания, флюоритизации и т. п. (Фишман, Голдин, 1967). После формирования гранитоидов происходило подновление глубинных и заложение новых разломов, обусловивших блоковое строение интрузивных и метаморфических образований.

Вдоль тектонических нарушений породы катаклазированы, разгнейсованы и милонитизированы. Эти изменения наиболее четко проявились в гранитах массива Мань-Хамбо, в пределах меридиональной тектонической зоны. По степени разгнейсования, милонитизации и перикристаллизации можно выделить:

1. Пятнистые, слабо огнейсованные породы blastsгранитовой структуры. Зерна полевых шпатов и кварца в этих участках гранитов разбиты трещинами, вдоль которых происходила перекристаллизация тонкозернистого агрегата дробления и образование мелкочешуйчатых скоплений биотита, придающих породе пятнистый облик. Эти породы локализуются на значительном расстоянии от тектонических швов.

2. Очковые сильно разгнейсованные породы катакластической структуры. Распространены вблизи активных тектонических швов. Порфириобласты полевых шпатов и кварца вытянуты в виде линз (очков) согласно простиранию зоны. Образовавшиеся при перекристаллизации пластинки биотита ориентированы в том же направлении.

3. Сланцеватые слюдястые милониты, на 85—90% состоящие из новообразованного биотита. Они слагают центральные части тектонических швов и имеют мощность от нескольких сантиметров до 0,5—1,0 м. Биотит образует крупные (0,1×0,5 см) чешуйки с резким плеохроизмом от коричневатого-бурого по Ng до зеленоватого-бурого по Ng=1,650—1,658; Np=1,605—1,610; Ng—Np=0,045—0,050; 2V=0°.

Региональный прогрессивный метаморфизм в отложениях хобеинской свиты и диафторез древних пород. В позднем протерозое — нижнем кембрии в результате интенсивных глыбовых движений происходила общая инверсия района, которая вывела на поверхность граниты массива Мань-Хамбо и вмещающие их породы. Интенсивное выветривание и денудация в условиях прибрежно-морского режима привели к образованию грубообломочных пород хобеинской толщи. В дальнейшем совершалось отложение глубоководных осадков верхней толщи хобеинской свиты, диагенез их, а затем региональный прогрессивный метаморфизм.

Метаморфические процессы в грубообломочных отложениях вызвали перекристаллизацию цемента и частичное замещение обломков минералов мелкозернистым кварц-альбит-микроклин-слюдястым агрегатом. На месте глубоководных пелитовых осадков образовались кристаллические сланцы кварц-хлорит-альбитовой субфации заленосланцевой фации.

Одновременно с прогрессивным метаморфизмом хобеинских отложений осуществлялся диафторез ранее метаморфизованных пород. Это подтверждается деанортризацией плагиоклазов, замещением роговой обманки актинолитом и хлоритом, а также замещением биотита и граната хлоритом. Интенсивнее всего регрессивный метаморфизм верхнепротерозойских отложений проявлен вдоль их контакта с породами хобеинской свиты. По мере удаления от контакта степень диафтореза древних пород постепенно убывает.

Динамометаморфизм в связи с поздними блоковыми движениями. Формирование метаморфических пород в послехобеинское время происходило при широком развитии трещиноватости и тектонических нарушений. В метаморфизованных породах хобеинской свиты в пределах этих зон трещиноватости отлагались более высокотемпературные минералы:

биотит на месте хлорита и олигоклаза на месте альбита. В осадочно-метаморфических породах верхнепротерозойского возраста здесь продолжался диафторез их: роговая обманка замещалась биотитом, андезин — олигоклазом.

Таким образом, в пределах тектонических нарушений все отложения, независимо от возраста, преобразованы в метаморфические породы кварц-альбит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации.

В зонах повышенного градиента метаморфизма перекристаллизация обломочных минералов сопровождалась более значительным перемещением вещества, что привело к образованию жил альпийского типа. Форма жил часто линзовидная, границы с вмещающими их породами четкие и неровные. Размер жил колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Они не воздействуют на вмещающие их породы, так как находятся в термодинамическом равновесии с ними. Об этом же свидетельствует соответствие минерального состава жил составу вмещающих пород. Наиболее распространены жилы кварца с кристаллами горного хрусталя.

Контактный метаморфизм в связи с малыми интрузиями кислого состава и дайками габбро-диабазов. При внедрении гранитов малых интрузий метаморфические породы хобейнской толщи претерпели интенсивные контактовые изменения, выразившиеся в частичной перекристаллизации пород и в образовании в них порфиробласт олигоклаза, обыкновенной роговой обманки и альмандина, соответствующих фации амфиболовых роговиков.

Внедрение даек габбро-диабазов в сланцы вызвало образование незначительных по мощности (от метров до нескольких десятков метров) контактовых ореолов с развитием биотита и олигоклаза.

Таким образом, комплексы магматических и метаморфических образований восточного крыла антиклинали Мань-Хамбо являются характерным примером полиметаморфизма. Породы комплексов претерпели сложную историю формирования, выразившуюся в наложении друг на друга последовательных этапов прогрессивного регионального метаморфизма, контактового воздействия прорывающих их интрузий гранитоидов и основных пород, а также динамометаморфизма и диафтореза.

ЛИТЕРАТУРА

Фишман Н. В., Голдин Б. А. Метаграниты герцинского интрузивно-магматического комплекса южной части Печерского Урала. В сб.: «Минералогия и петрография севера Урала и Тимана». Комикнижн. изд-во, Сыктывкар, 1967.

Шербин С. С., Коптяев А. Ф. О внутреннем строении, условиях и истории формирования гранитного массива Мань-Хамбо. Тезисы докл. Второго Уральск. петрогр. совещ. УФАН СССР, Свердловск, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	2
Г. А. Кейльман, В. М. Нечеухин. Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблемы их дальнейшего изучения	3
Г. А. Кейльман, Е. П. Мельников, Н. И. Мельникова. О фациальных условиях метаморфизма пород Уфалейского гнейсового комплекса	8
В. А. Грачев. Главные этапы метаморфических и метасоматических процессов в Салдинском гнейсовом комплексе (на примере Пийской площади)	18
Р. А. Крылов, В. П. Закожурников. Геологическое строение и метаморфические фации Салдинского комплекса	22
Ю. Д. Панков, В. Ф. Турбанов, Т. Н. Парашина. Основные черты строения и развития южной части Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория на Южном Урале	27
В. Б. Болтыров. Региональный метаморфизм пород в междуречье рек Урус-Кискен, Джуса и Карабутак на Южном Урале	34
С. В. Автонеев. Контактный метаморфизм горных пород, вмещающих Шиловско-Коновскую группу интрузий	36
Г. А. Глушкова. Кислотное выщелачивание с образованием силлиманита на примере Сысертско-Ильменогорского гнейсового комплекса	40
М. С. Рапопорт. Кианитовые алюмокварциты восточного склона Среднего Урала и роль кислотного выщелачивания в их образовании	43
Л. П. Гуревич, В. М. Нечеухин. Сравнительное сопоставление продуктов региональных, локальных и окологорудных изменений вулканогенных пород западной части Магнитогорского прогиба (Южный Урал)	46
В. И. Воробьев, Г. К. Воробьева. Роль метаморфических преобразований вулканогенных пород при колчеданном и колчеданно-полиметаллическом рудообразовании на примере Теренсайского рудного района (Южный Урал)	51
В. Б. Болтыров, А. А. Болтырева. Поведение кремнезема при низкотемпературном региональном метаморфизме вулканогенных формаций (на примере Джусинско-Ащевутацкой структурно-формационной зоны (Южный Урал)	56
А. И. Грабежев, П. В. Покровский. О характере распределения метасоматитов и их рудоносности в пределах Восточно-Уральского поднятия	59
Ф. Р. Апельцин, А. Л. Якушин. Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала	63
Н. В. Куклин, Н. А. Юринский, Л. П. Печенкина, А. Д. Снегирев. Генезис метасоматитов одного из редкометалльных месторождений Урала	71
А. И. Шерстюк. К вопросу о генезисе слюдитовых комплексов	77
Я. П. Баклаев, Ю. А. Полтавец. О некоторых отличиях рудоносных и нерудоносных метасоматитов в контактово-метасоматических месторождениях Урала	83
В. Н. Сазонов. О зональности лиственитов Шульгинского золоторудного месторождения	88
В. А. Попов. Относительный возраст и типы березитов Березовского золоторудного месторождения	93
А. Ф. Коптяев. Метаморфизм пород в восточном эндо- и экзоконтакте гранитного массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал)	96

Редактор изд-ва *Р. Д. Мочалова*
Техн. редактор *Н. В. Семенова*
Корректор *А. П. Кириллова*.

НС 16317. Подписано в печать 20/X 1970 г. Формат 70×108^{1/16} Печ. л. 6,25
Уч.-изд. л. 7,5. Тираж 800. Заказ 90 Бумага «Типографская № 2». Цена 53 коп.

Типография изд-ва «Уральский рабочий», г. Свердловск, пр. Ленина, 49.

811