ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 364

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГА СИБИРИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1977

УДК 553.

В сборнике приводятся новые данные по геологическому строению и физико-химическим условиям формирования гидротермальных и гидротермально-метасоматических ртутных, сурьмяных, полиметаллических, медно-молибденовых и железорудных месторождений Забайкалья, Енисейского кряжа, Алтая и Восточного Саяна. Значительное место в работе уделено гидротермально измененным породам (скарнам, грейзенам, хлоритолитам, калишпатовым и кварц-серицитовым метасоматитам, лиственитам и аргиллизированным породам), широко развитым на различных рудных месторождениях Сибири. Приводятся интересные данные по физико-химическим условиям формирования гидротермально измененных пород и руд.

Работа представляет интерес для специалистов в области геологии рудных месторождений.

Редколлегия: академик *В. А. Кузнецов* (ответ. редактор), доктор геол.-мин. наук *А. М. Дымкин*, кандидат геол.-мин. наук *А. А. Оболенский*.

Г $\frac{20803-814}{055(02)-77}$ 172—77

© Издательство «Наука», 1977.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Углубленное изучение генезиса типовых месторождений отдельных рудных формаций, геологических и физико-химических условий развития процессов околорудного метасоматоза и рудообразования — характерные элементы рудно-формационного анализа. Выяснение связей рудных месторождений с проявлениями различных типов магматизма, тектоническими элементами, вмещающей средой, уточнение их положения в общей схеме геологического развития позволяет полнее раскрыть условия локализации месторождений в пределах отдельных металлогенических провинций и рудных районов, полнее охарактеризовать их формационные черты и тем самым конкретизировать критерии прогнозирования и признаки месторождений.

В данном сборнике вниманию читателей предлагается ряд статей, написанных сотрудниками Рудного отдела Института геологии и геофизики СО АН СССР, в которых рассматриваются некоторые вопросы геологии и генезиса железорудных, колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых, золото-сурьмяных и ртутных месторождений, околорудных метасоматитов, развитых на этих месторождениях, а также физико-химические условия процессов рудообразования и околорудного метасоматоза.

Детальному описанию геологии и генезиса Удерейского сурьмяного месторождения в Енисейском кряже посвящена статья Э. Г. Дистанова, А. А. Оболенского, К. В. Кочетковой и А. С. Борисенко. На основании минераграфических и термобарогеохимических исследований руд установлен наложенный характер сурьмяного кварцево-антимонитового оруденения на более раннюю кварцево-малосульфидную минерализацию, чем и объясняется комплексный состав руд. Удерейское месторождение отнесено к кварцево-антимонитовой рудной формации.

В статье И. П. Щербаня, А. С. Лапухова, И. Н. Широких, Г. А. Боровиковой, А. Г. Ажгирея на основе детального картирования обоснованы новые представления о геологическом строении и структуре Зыряновского колчеданно-полиметаллического месторождения в Рудном Алтае. Применение современных методов исследования минералов, методов математической статистики и моделирования процессов позволило получить новые данные по условиям образования месторождения, зональности рудных тел и околорудных метасоматитов, определить их формационную принадлежность.

В статье Б. Н. Лапина с новых позиций рассмотрено геологическое строение и структура рудного поля Терлигхайского ртутного месторождения в Туве. Описан состав и строение девонских вулканогенных толщ и интрузивных образований, представленных послеверхнедевонским комплексом дайковых пород. Показано отсутствие связи ртутного оруденения с девонским вулканизмом и обоснован его послегерцинский или мезозойский возраст.

Общая эволюция минералообразующих растворов в процессах формирования метасоматитов и руд на медно-молибденовых месторождениях

Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья, Средней Азии и других регионов охарактеризована в статье А. П. Берзиной и В. И. Сотникова. Авторы показали существенные различия в химизме растворов для различных регионов, а также закономерную смену в процессе развития минералообразования высокотемпературных слабоконцентрированных в основном газообразных флюидов средне- и низкотемпературными жидкими растворами, обогащенными углекислотой. С изменением температуры, агрегатного состояния и концентрации растворов связано развитие процессов метасоматоза и рудообразования.

Физико-химические условия образования лиственитов по данным термобарогеохимических исследований газово-жидких включений в минералах приведены в статье А. С. Борисенко.

Новые данные приведены в сборнике по геологии и условиям формирования руд и околорудных метасоматитов магнетитовых месторождений Сибири. В статьях А. М. Дымкина, М. П. Мазурова, И. А. Калугина, М. М. Федосеевой подробно рассмотрены минеральные парагенезисы месторождений Хабалык и Родионов лог, показана последовательность формирования околорудных метасоматитов и место в этом процессе магнетитовых руд. Впервые приводятся определения температур кристаллизации главных минералов. Дается сравнительный анализ вулканогенно-осадочных руд Алтая и Тургая, рассматриваются основные черты их сходства и различия. Из околорудных минералов в статье М. П. Мазурова более подробно охарактеризован скаполит, возникающий как в высокотемпературную стадию (700—480°С), так и при более низких температурах (430—380°С).

Приведенные в сборнике материалы, несомненно, должны заинтересовать геологов-рудников, поскольку в них поставлен и в определенной степени решен ряд важных теоретических вопросов, имеющих непосредственное отношение к проблеме поисков и разведки рудных месторождений.

Редколлегия

УДК 553. 497.2

Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский,
К. В. Кочеткова, А. С. Борисенко

УДЕРЕЙСКОЕ СУРЬМЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Енисейский кряж представляет собой краевой выступ докембрийского фундамента Сибирской платформы, испытавший несколько эпох тектоно-магматической активизации. Длительная и сложная история геологического развития привела к формированию в Енисейском кряже различных по составу и возрасту месторождений железных и колчеданно-полиметаллических руд, сурьмы и ртути. Исследования последних лет позволили установить связь сурьмяной минерализации с послепротерозойской (кембрийской?) эпохой тектонической активизации, ее структурную и временную обособленность от проявлений ртутной минерализации. Сурьмяные месторождения локализуются в структурах, относящихся к системе Татарской зоны разломов в центральной части Енисейского кряжа.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удерейское сурьмяное месторождение расположено в центральной части Енисейского кряжа в зоне Ишимбинского глубинного разлома на сочленении Центрального антиклинория и Ангаро-Питского синклинория. По данным, полученным в результате изучения месторождения А. Т. Стеблевой (1971) и другими геологами (Л. В. Ли и др., 1971), месторождение приурочено к полосе пологих складок, сложенных филлитизированными глинисто-сланцевыми отложениями удерейской и горбилокской свит верхнего протерозоя. Эти складчатые структуры III порядка составляют Васильевскую синклиналь, осложняющую восточное крыло Татарского антиклинория. Общее простирание структур от субмеридионального до северо-восточного — 20°, углы падения от 45—60° в западном крыле синклинория до 25—40° в восточном.

Основная рудоконтролирующая структура — это зона разлома, прослеженная в северо-восточном направлении на расстоянии 10—15 км. В южной части структуры расположено Васильевское кварцево-жильное месторождение, в северо-восточной — Удерейское сурьмяное. Последнее непосредственно приурочено к тектоническому нарушению северо-восточного простирания, представленному несколькими зонами интенсивного смятия, в пределах которых проявлена флексурообразная и брахиформная складчатость. Важную роль в локализации оруденения, по мнению А. Т. Стеблевой (1971), играют поперечные северо-западные нарушения (азимут простирания 290—340°, падение на СВ и ЮЗ под углами 30—60°), к местам пересечения которых с главной рудной зоной приурочены наиболее концентрированные скопления руд (Сев.-Вост. и Центральный участки).

В пределах Удерейского рудного поля выявлены три субпараллельные рудные зоны — Северная, Бурахтинская и кл. Рудного. Наиболее

хорошо изученная Северная зона включает Северо-Восточный, Центральный и Юго-Западный участки. Рудные тела Удерейского месторождения имеют форму сложных жил и реже гнездово-прожилковых скоплений. Особенно сложны по форме рудные тела Центрального и Северо-Восточного участка, выдержанные на глубину и образующие резкие раздувы и пережимы. На Юго-Западном участке рудное тело представлено двумя сближенными жилами выполнения с четкими контурами, выдержанными по простиранию и падению. Жильные рудные тела приурочены к зонам интенсивной трещиноватости и смятия и залегают в большинстве случаев согласно с вмещающими породами. Простирание их северо-восточное, редко с отклонениями к субмеридиональному и субширотному, падение северо-западное под углами от 30 до 85°, мощность не выдержана и варьирует от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. В формировании рудных тел, как это видно из анализа их морфологии, взаимоотношений руд с вмещающими породами и текстурно-структурных особенностей, преобладал механизм отложения в трещинных структурах, полостях отслоения и зонах брекчирования. Метасоматические процессы на месторождении развиты ограниченно.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Рудные тела Удерейского месторождения залегают среди метаморфизованных алевропелитовых глинистых и карбонатно-глинистых отложений удерейской свиты верхнего протерозоя. Породы метаморфизованы до степени филлитов. Основной парагенезис породообразующих минералов: кварц — полевой шпат — кальцит — хлорит — серицит (гидрослюда?) — рутил — пирит — органическое углеродистое вещество.

Основные разности пород — филлитовидные глинисто-слюдистые сланцы, филлитизированные карбонатно-глинистые сланцы. При наличии существенного количества примеси рассеянного органического вещества выделяются также графитизированные филлитовидные глинисто-слюдистые сланцы и графитизированные филлитовидные карбонатно-глинистые сланцы. Рудные минералы в глинисто-слюдистых сланцах представлены в основном рассеянными вкрапленниками пирита и в призальбандовых частях жил — арсенопирита.

Филлитовидные глинисто-слюдистые сланцы представляют собой достаточно однородную породу темно-серого цвета с массивной и несовершенной сланцеватой текстурой. Их можно отнести к одной из основных разновидностей пород лежачего и висячего блоков рудной зоны.

Под микроскопом они обнаруживают тонкозернистое строение и следующий состав: кварц, полевой шпат, серицит, хлорит, минералы группы эпидот-цоизита, рутил и небольшое количество рудных минералов. Породы в основном имеют алевропелитовую структуру и сложены алевритовыми зернами кварца и полевых шпатов размером от 0,01 до 0,04 мм, сцементированными пелитовыми частицами тех же минералов с примесью хлорита, рутила и минералов эпидот-цоизитовой группы, размер зерен которых в пределах нескольких микрон. Среди равномерно-зернистого алевропелитового агрегата равномерно распределены чешуйки серицита и хлорита, имеющие разноориентированную «войлочную» или несовершенную сланцеватую структуру.

Серицит — один из основных минералов породы. Отдельные чешуйки его имеют размеры по удлинению от 0,01 до 0,04 мм, толщина их несколько микрон. Этим объясняются заниженные интерференционные тона его в скрещенных николях ($Ng - Np = 0{,}017$—$0{,}020$, редко до 0,030). Большинство чешуек серицита ориентировано в двух направлениях — по основному направлению сланцеватости и под углом около 45° к нему. Хлорит образует аналогичные разноориентированные чешуйчатые выделения.

Преобладает светлая бледно-зеленая разность хлорита со слабым плеохроизмом. Минерал группы эпидот-цоизита образует рассеянные изометричные зерна размером в несколько микрон с высоким двупреломлением. Наличие в породе слюды и хлорита подтверждено данными фазового рентгеновского анализа породы (табл. 1). Рутил встречается в виде игольчатых выделений размером до 0,02 мм, обычно меньше равномерно рассеянных по породе. Иногда он совместно с минералами группы эпидота образует струйчатые и гнездовые обогащенные участки. В целом порода имеет кристаллическое строение и претерпела слабый метаморфизм зеленосланцевой ступени. Ориентированное расположение стресс-минералов указывает на существенную роль в формировании текстурно-структурных особенностей породы тектонических напряжений.

Таблица 1

Результаты рентгеновского анализа околорудно измененного глинисто-слюдистого сланца Удерейского месторождения (Юго-западный участок, скв. 354)

Номер линии	Глинисто-слюдистый сланец		Хлорит	Гидрослюда
	I	$\frac{d_{\alpha}}{n}$ (Å)		
1	25	14,25	001	
2	100	10,30		001
3	45	7,11	002	
4	80	5,05		002
5	60	4,73	003	
6	57	3,54	004	
7	100	3,37		003
8	28	3,23		
9	23	2,83	005	
10	28	2,525		004
11	3	2,310	006	
12	71	2,018	007	005
13	5	1,933		

Примечание. Съемка производилась на УРС-50-ИМ, Cu — анод, V — 37 кВ, I — 10 на, исправление по особому снимку с металлическим кремнием. Аналитик Э. Солотчина.

Филлитизированные карбонатно-глинистые сланцы по своему составу и строению близки к филлитовидным глинисто-слюдистым и отличаются от них лишь существенной (до 20 — 30%) примесью терригенного карбонатного материала. Порода сложена кальцитом, кварцем, полевым шпатом, серицитом, хлоритом, акцессорным рутилом и пиритом и имеет в целом кристаллическое строение и алевропелитовую структуру. Зерна кальцита округлой или полуокруглой формы, размером 0,01 — 0,03 мм равномерно рассеяны по породе, погружены в кварц-полевошпатово-хлорит-серицитовую основную массу. Размер зерен кварца и полевого шпата 0,01 мм и менее. Хлорит встречается в подчиненном количестве. Серицит — один из главных минералов, он равномерно распределен по породе в виде субпараллельно ориентированных чешуйчатых агрегатов. Размеры отдельных чешуек по удлинению около 0,02 мм. Ориентированное расположение чешуек серицита придает породе несовершенную сланцеватую текстуру. В отдельных случаях слюдистые минералы образуют спутанно-волокнистую «войлочную» структуру и массивную текстуру.

Наряду с алевропелитовой структурой для отдельных разностей филлитизированных карбонатно-глинистых сланцев отмечается порфиробластовая структура и узловатое строение. Порфиробласты представлены стяжениями карбоната размером 0,1-0,15 мм зонального строения. Внутренняя часть их состоит из агрегата тонкодисперсного карбоната, оторочка — из кристаллического кальцита перистого строения, отдельные зерна которого ориентированы по направлению общего рассланцевания породы. В центральных частях карбонатных стяжений нередко отмечаются отдельные зерна пирита. Цементирующая масса кварц-полевошпатово-хлорит-серицитового состава имеет алевропелитовое лепидобластовое строение и сланцеватую текстуру, аналогичные описанным для основной массы филлитизированных глинисто-слюдистых сланцев.

Графитизированные филлитовые глинисто-слюдистые сланцы представляют собой довольно широко распространенную разновидность метаморфизованных глинистых пород со значительной примесью тонкодисперсного органического вещества.

Органическое вещество в виде мелких включений неправильной, хлопьевидной формы размером в тысячные доли миллиметра равномерно рас-

сеяно по массе филлитизированных слюдисто-глинистых сланцев. Лишь отдельные скопления его достигают 0,01—0,02 мм. На сколах по плоскостям сланцеватости органическое вещество часто образует струйчатые скопления и представлено примазками графита.

В шлифах из отдельных образцов графитизированных глинисто-слюдистых сланцев довольно четко отмечается обломочное строение породы. Остроугольные обломки сланцев, ориентированные по длинной оси параллельно слоистости, имеют размеры от нескольких миллиметров до 1 см. Сцементированы они аналогичным алевропелитовым материалом и при скрещенных николях не отличимы от основной массы. По структурно-текстурным особенностям их скорее всего можно отнести к седиментационным брекчиям с автохтонной природой обломков.

Графитизированные филлитовидные карбонатно-глинистые сланцы относятся к разновидности описанных выше филлитизированных карбонатно-глинистых сланцев с большим содержанием метаморфизованного органогенного углеродистого вещества. Они имеют алевролитовую и лепидобластовую структуру, образуемую зернами кальцита размером 0,02—0,03 мм, погруженными в серицит-хлорит-кварц-полевошпатовую массу. В породе равномерно рассеяны иголочки рутила и хлопьевидные скопления непрозрачного углеродистого вещества размером в несколько микрон. Строение породы равномерное, текстура несовершенная сланцеватая.

ОКОЛОРУДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Околорудные изменения вмещающих глинисто-слюдистых сланцев на Удерейском месторождении проявлены чрезвычайно слабо. Они выражены в окварцевании, серицитизации, сульфидизации (образовании пирита и арсенопирита) и локальной гидрослюдизации в призальбандовых участках антимонитовых и кварц-антимонитовых жил и сложных гнездово-прожилковых рудных зон. Изменения эти настолько незначительны, что макроскопически редко распознаются и не могут быть использованы в поисково-оценочных целях. Пока не удалось отметить какую-либо зональность в размещении околорудных минеральных новообразований. Окварцевание, серицитизация и сульфидизация сопровождают как предрудный малосульфидный кварцево-жильный этап минерализации, так и рудный кварцево-антимонитовый этап. Гидрослюдизация же проявилась заметно в виде прожилковых скоплений гидрослюды в призальбандовых участках сланцев лишь на завершающей стадии рудного процесса.

Окварцевание отмечено в виде сети тонких кварцевых прожилков от долей до нескольких миллиметров мощностью в трещинках отрыва и послойных срывах в подробленных вмещающих рудные тела сланцах. Окварцованные породы имеют аллотриоморфнозернистое строение с зубчатым характером контактов зерен кварца. Часто в межзерновых пространствах крупнозернистого агрегата кварца происходит перекристаллизация его в мелкозернистый агрегат. В ассоциации с кварцем постоянно, но в небольших количествах, отмечаются серицит и кальцит. Кальцит образует отдельные зерна неправильных очертаний. Серицит в виде разноориентированных чешуйчатых агрегатов тяготеет к межзерновым пространствам кварца, встречается иногда в виде прожилковидных скоплений и образует обогащенные участки в призальбандовых частях прожилков. Наряду с нерудными минералами в кварцевых прожилках отмечаются пирит, антимонит и редко арсенопирит. Пирит встречается в виде редких гипидиоморфных зерен и агрегатов. Антимонит в форме тонких прожилков, просечек и гнезд проникает между зернами кварца, выделяясь как наиболее поздний минерал этой ассоциации. Спорадически окварцевание сопровождается выделением пирита и арсенопирита.

Серицитизация развивается одновременно с окварцеванием. Серицит в виде отдельных чешуек и чешуйчатых агрегатов кристаллизуется вместе с поздними обособлениями мелкозернистого кварца и образует скопления в призальбандовых частях прожилков. В мелких кварцевых просечках серицит часто располагается поперек прожилков. Он отличается от тонкочешуйчатого серицита в филлитизированных сланцах более крупнокристаллическим характером, разноориентированным «свободным» расположением чешуйчатых агрегатов. Серицит глинисто-слюдистых сланцев имеет метаморфогенный характер, чешуйки его расположены ориентированно по сланцеватости пород и находятся в иной парагенетической ассоциации. Масштабы собственно околорудной серицитизации незначительны.

Сульфидизация вмещающих оруденение пород проявляется в образовании рассеянных кристаллов пирита и арсенопирита. Нужно отметить, что пирит — сингенетичный минерал довольно распространен в глинисто-слюдистых сланцах и особенно в обогащенных органическим веществом разностях этих пород. Местами он образует, кроме рассеянной вкрапленности, зоны послойного обогащения, массивные прожилки и желваки. Метакристаллы пирита, связанного с гидротермальными процессами, ассоциируют с крупночешуйчатым серицитом, а также пористым и аллотриоморфнозернистым кварцем. Иногда изометричные образования пирита имеют зональные футлярообразные формы, подчеркнутые зонами кварц-серицитового состава. Размеры зерен пирита от 0,05 до 0,25 мм. Интенсивная околорудная пиритизация проявляется обычно непосредственно в зальбандах на расстоянии первых метров от жилы. Арсенопирит развивается во вмещающих филлитизированных глинисто-слюдистых породах обычно в ассоциации с пиритом, но более локально, непосредственно в зонах контакта с кварцевыми и кварц-антимонитовыми жилами. Форма зерен его игольчатая при толщине иголочек от 0,05 до 0,4 мм и длине до 1,5 мм, с поперечным ромбическим сечением кристаллов. Как правило, с метакристаллами арсенопирита отмечается тонкокристаллический пирит и окаймляющие его серицит и мелкозернистый кварц. Иголочки арсенопирита, ориентированные преимущественно беспорядочно, реже вытянуты вдоль направления сланцеватости породы. Агрегаты же кварца приурочены чаще всего к краям кристаллов арсенопирита. В целом арсенопиритизация указывает на присутствие значительных количеств мышьяка в рудоносных растворах.

Гидрослюдизация проявлена нешироко, хотя гидрослюда как породообразующий минерал входит в значительном количестве в состав вмещающих оруденение глинисто-слюдистых сланцев (по данным анализов, про-

Таблица 2

Минеральный состав руд

Рудные			Нерудные			Гипергенные
главные	второстепенные	редкие	главные	второстепенные	редкие	
Антимонит Бертьерит	Арсенопирит Пирит	Золото Кобальтин (?) Халькопирит Сфалерит Джемсонит Блеклая руда Халькостибит	Кварц	Сидерит Серицит Гидрослюда Хлорит (кукеит и рипидолит*	Флюорит	Валентинит Сенармонтит Кермезит, самородная сера и др.

* Данные Е. П. Вальяшихиной и др. (1973).

веденных методом инфракрасной спектроскопии). В разведочных выработках Центрального участка, так же как и в керне некоторых скважин вблизи рудных залежей, отмечаются прожилковые мономинеральные скопления скрытокристаллических агрегатов гидрослюды бледного желтовато-зеленого (оливкового) цвета. Мощность прожилков от долей миллиметра до 2—3 см. Они выполняют трещины отрыва. Иногда гидрослюда образует примазки по плоскостям сланцеватости. В виде единичных мелких вкрапленников в гидрослюде встречается антимонит. В отдельных случаях лучистые сноповидные агрегаты гидрослюды ($N'_g - N'_p = 0{,}015 - 0{,}020$) встречаются в прожилках в ассоциации с кварцем, пиритом, серицитом и флюоритом. Рентгеновский анализ минерала показал его принадлежность к группе гидрослюд (табл. 2). Интересно, что содержание K_2O в минерале составляет по двум определениям соответственно 7,88 и 7,92%, а Na_2O — 0,75 и 0,80%. Локализация его вблизи рудных тел в ассоциации с другими гидротермальными минералами говорит о тесной связи гидрослюды с гидротермальным рудообразующим процессом. Высокие содержания калия в минерале позволяют использовать его при определении абсолютного возраста оруденения.

II. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И ТИПЫ РУД

Удерейское месторождение представляет собой типичное кварцево-антимонитовое жильное месторождение. Как и многие другие месторождения подобного типа, оно характеризуется довольно простым и однообразным составом руд. Из табл. 2 видно, что главными минералами, слагающими основную массу руд, можно назвать антимонит и бертьерит, а среди жильных минералов — кварц. Довольно часто в рудах присутствуют второстепенные минералы — арсенопирит, пирит, серицит, сидерит и гидрослюда. К редким минералам отнесены флюорит, сфалерит, халькопирит, блеклая руда, к весьма редким — самородное золото, кобальтин, джемсонит, халькостибит.

В формировании руд месторождения выделяются два основных этапа минералообразования — дорудный малосульфидный кварцево-жильный и собственно рудный кварцево-антимонитовый. Раннему этапу соответствует формирование кварцевых жил с небольшим количеством сульфидов (пирит, арсенопирит), сидерита и серицита, которые претерпевают в дальнейшем интенсивное дробление, перекристаллизацию и наложение сурьмяной кварц-бертьерит-антимонитовой минерализации. Минералы ранней ассоциации широко отмечаются в антимонитовых и кварц-антимонитовых жилах в виде обломков, желваков и рассекаются прожилками поздних минералов рудного этапа. Выделение этих двух этапов подтверждается результатами изучения температур гомогенизации и состава газово-жидких включений, которые говорят о существенном отличии физико-химических условий формирования ранних кварцевых жил и собственно рудной ассоциации минералов.

По минеральному составу среди руд месторождения могут быть выделены три основных типа: кварц-антимонитовый, кварц-бертьерит-антимонитовый и антимонит-кварцевый. Присутствие в этих основных типах руд второстепенных минералов арсенопирита и пирита позволяет выделить промежуточные типы: пирит-кварц-антимонитовый, кварц-пирит-бертьерит-антимонитовый, арсенопирит-антимонит-кварцевый и пирит-арсенопирит-антимонитовый. Руд промежуточных минеральных типов мало, и они чаще встречаются лишь в призальбандовых частях рудных

тел. Заметно преобладают они только в брекчиевидных типах, где породы насыщены обломками сульфидизированных вмещающих сланцев. От общего рудного объема на долю руд промежуточных минеральных типов приходится не более 10—15%.

Широко распространены на месторождении руды кварц-антимонитового минерального типа. К этому типу относятся основные руды Юго-Западного, Центрального и Северо-Восточного участков. Соотношение основных минералов (кварца и антимонита) в массе руды непостоянно. Встречаются отдельные участки жил, сложенные практически мономинеральными агрегатами антимонита, которые по простиранию сменяются почти безрудными интервалами. Как правило, в кварц-антимонитовых рудах количественно преобладает антимонит, в котором встречаются разобщенные гнездовидные обособления и единичные вкрапленники зерен кварца (от 0,5 до 5 см), реже кварца и сидерита. В ассоциации с кварцем и карбонатом встречаются обычно пирит, арсенопирит, сфалерит и другие более редкие минералы.

Кварц-антимонитовые руды характеризуются зернистым строением; среди них по зернистости выделяются крупно- (> 5 мм), средне- (от 1 до 5 мм) и тонкозернистые разности (< 1 мм). Для руд характерны массивная и брекчиевая текстуры. В метаморфизованных типах руд отмечается несовершенная сланцеватая текстура.

При увеличении количества второстепенных минералов — арсенопирита и пирита — образуются руды пирит-кварц-антимонитового и арсенопирит-кварц-антимонитового типов. Эти типы руд характеризуются брекчиевидной текстурой.

Руды кварц-бертьерит-антимонитового типа пользуются ограниченным распространением, часто располагаются в краевых частях рудных жил, слагают апофизы и обособленные рудные линзы во вмещающих сланцах. Бертьерит в них встречается в виде мономинеральных крупнозернистых обособлений гнездообразной и прожилковидной формы. Он тесно ассоциирует с антимонитом, кварцем, сидеритом. Присутствие пирита и арсенопирита позволяет выделить промежуточные типы руд, структурные и текстурные особенности которых аналогичны описанным для руд кварц-антимонитового типа.

Антимонит-кварцевые руды отнесены к наиболее распространенному типу на месторождении. Сложены они антимонитом и кварцем, однако кварц резко по количеству преобладает над антимонитом. Для этих руд наиболее характерны гнездовая, прожилково-вкрапленная и вкрапленная текстуры при крайне неравномерном распределении антимонита в жильной массе кварца. Встречаются также руды брекчиевой текстуры.

Антимонит-кварцевые руды отличаются заметным разнообразием минерального состава. Именно в них было встречено большинство редких минералов руд Удерейского месторождения — халькопирит, сфалерит, блеклая руда, золото и др., однако количества их очень малы, и обнаружить минералы удается только при детальном минераграфическом изучении. Так же, как и в случае первых двух типов, антимонит-кварцевые руды при увеличении в них количества второстепенных минералов образуют переходные типы с участием пирита или арсенопирита.

Приведенная общая характеристика минерального состава и типов руд Удерейского месторождения показывает, что оно аналогично Раздольнинскому кварц-антимонитовому месторождению, расположенному в этом же районе Енисейского кряжа (Аладышкин, 1969; Бетехтин и др., 1964).

Ниже приводится описание наиболее типичных минералов, обнаруженных в рудах Удерейского месторождения.

Антимонит — главный рудный минерал кварц-антимонитовых жил. В зависимости от типа руд содержание его изменяется от 10—15% во вкрап-

ленных рудах до 90—95% в массивных, а размер зерен от сотых долей до нескольких миллиметров. В массивных рудах преобладает размер зерен 0,2—0,5 мм, в прожилково-вкрапленных — чаще 0,5—1 см.

Для главной массы антимонита наиболее характерна гранобластовая структура с подчиненным развитием аллотриоморфно- и гипидноморфнозернистых и игольчатых агрегатов. Редко наблюдаются зерна неправильной формы и в единичных случаях слабоветвистой прожилковидной формы мощностью от 0,16 до 1,6 мм. Гранобластовые агрегаты преобладают в сливных антимонитовых рудах, подвергшихся сильным динамическим воздействиям, в прожилково-вкрапленных они развиты в меньшей степени из-за присутствия в них кварца — минерала твердого и хрупкого по сравнению с антимонитом, предохраняющего антимонит от воздействия давления. Сохранившиеся реликты первичных зернистых агрегатов антимонита имеют удлиненную форму зерен, полисинтетические двойники давления (рис. 1), ориентированные перпендикулярно длинной оси. В наиболее сильно катаклазированных участках руды приобретают субпараллельную ленточную микротекстуру, обусловленную чередованием полос, гранобластовых агрегатов антимонита и агрегатов с начальной стадией грануляции (рис. 2). В последних, как правило, сохраняется общая первичная оптическая ориентировка зерен антимонита с облачным погасанием и двойникованием вдоль зерен. В таких случаях макроскопические руды имеют сланцеватую текстуру. Отмечаются плойчатые, редко будинажные микротекстуры.

Для прожилково-вкрапленных руд характерны смешанные гранобластовые и аллотриоморфнозернистые агрегаты антимонита, а на контакте с кварцем — игольчатые. Благодаря этому руды макроскопически неравномерно-зернистые. Аллотриоморфные зернистые агрегаты антимонита обладают облачным, реже «лучистым» погасанием, по краям зерен в них развиты гранобластовые агрегаты, хотя общая оптическая ориентировка их обычно сохраняется. В них также развиваются двойники давления. В развитии гранобластовых агрегатов в антимоните на границе с кварцем не отмечается какой-либо закономерности. Чрезвычайно непостоянен также и размер зерен, изменяющийся от участка к участку даже в пределах площади полированного шлифа.

В отраженном свете антимонит белый, сильно анизотропен, с резким двуотражением и плеохроизмом от белого до серого цвета. Внутренние рефлексы отсутствуют. Дает характерную оранжево-желтую пленочную реакцию с KOH (20%). Микротвердость антимонита по 5 замерам при нагрузке 50 г равна 99 кГ/мм². Рентгенограмма антимонита приведена в табл. 3.

Антимонит — поздний минерал кварцевых жил. В нем сохраняются незамещенные сидерит-кварцевые обломки, включения кварца с корродированными краями, реже идиоморфные зерна кварца. Он замещает сидерит с краев зерен и по спайности, сечет его тонкими жилками (рис. 3).

Многочисленные иголочки антимонита включены в зернах флюорита, но антимонит иногда сечется тонкими жилочками флюорита. Такие взаимоотношения указывают на их близкоодновременное образование.

Таблица 3

Межплоскостные расстояния антимонита

Номер линии	$\frac{d_\alpha}{n}$ (Å)	I	Номер линии	$\frac{d_\alpha}{n}$ (Å)	I	Номер линии	$\frac{d_\alpha}{n}$ (Å)	I
1	3,50	10	5	2,49	5	9	1,708	3
2	3,00	5	6	2,209	3	10	1,679	5
3	2,72	5	7	2,079	4	11	1,519	3
4	2,65	1	8	1,919	4	12	1,306	3
						13	1,242	2
						14	1,108	3

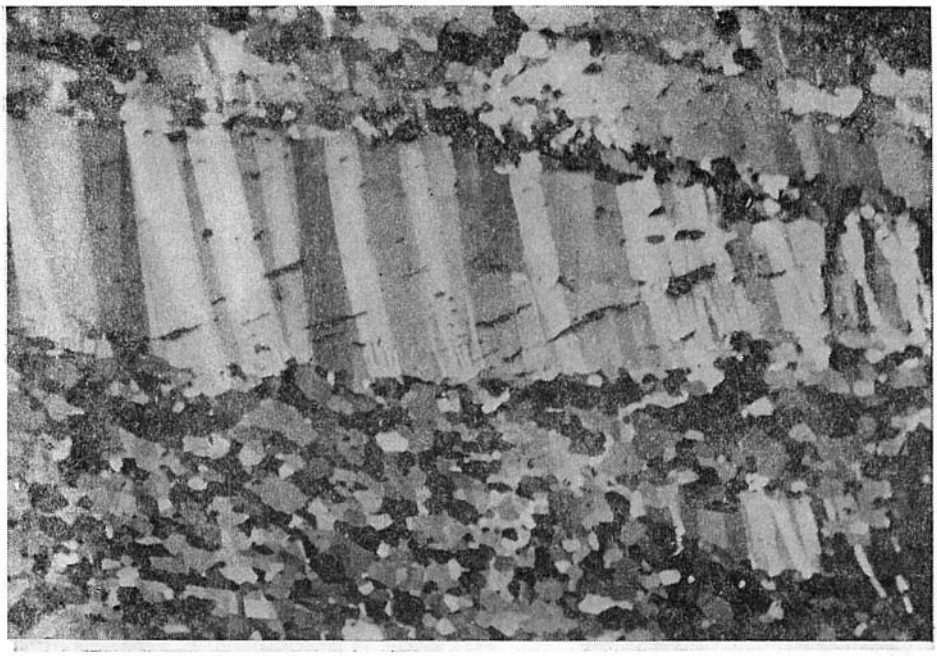


Рис. 1. Реликтовое зерно антимонита с двойниками давления среди перекристаллизованного гранобластового агрегата антимонита. Полированный шлиф. Ник. +. Ув. 35.

Рис. 2. Перекристаллизация антимонита в зернистой прожилково-вкрапленной кварц-антимонитовой руде. Полированный шлиф. Ник. +. Ув. 35.

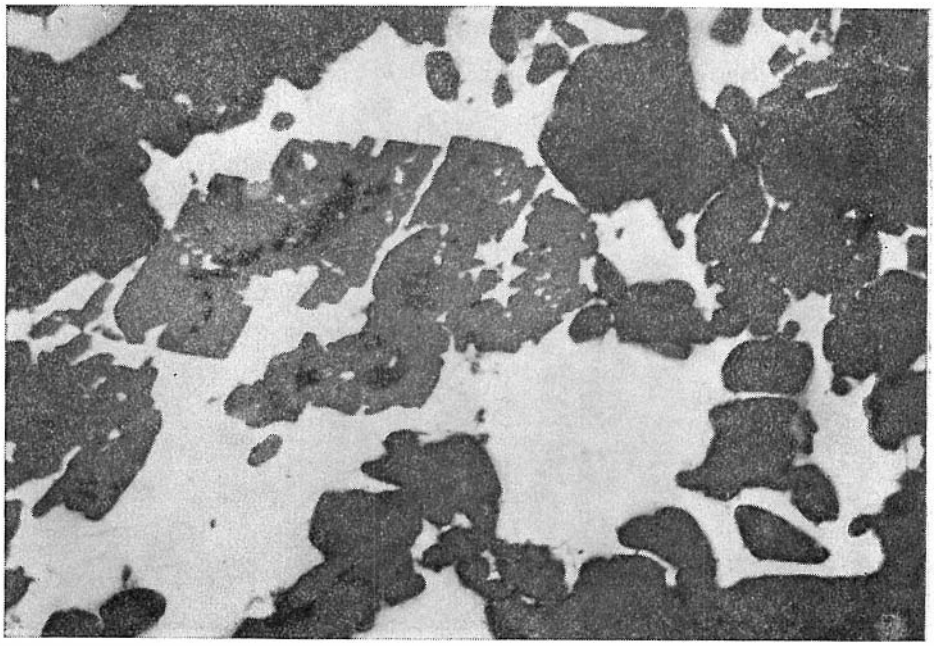


Рис. 3. Замещение сидерита (серое) и кварца (темное) антимонитом (белое). Полированный шлиф. Ник.=. Ув. 50.

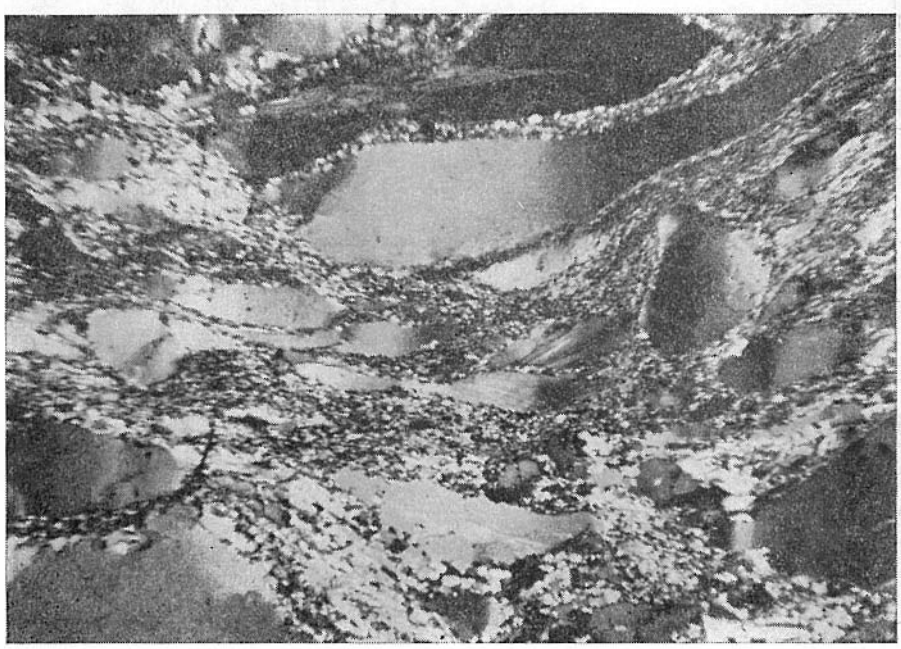


Рис. 4. Реликты зерен бертьерита среди бертьерит-антимонитового милонито-гранобластового агрегата. Полированный шлиф. Ник. +. Ув. 35.

Таблица 4

Межплоскостные расстояния бертьерита

Номер линии	Обр. 130 из штуфа		Обр. 102 из полированного шлифа		Berry, Thompson, 1962		Номер линии	Обр. 130		Обр. 102		Berry, Thompson, 1962	
	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	d	I		$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	d	I
1	7,14	50			7,14	5	29	1,995	15*	1,982	2		
2	5,68	50			5,34	0,5	30	1,946	15*				
3	5,07	30*					31	1,923	30	1,907	2	1,918	3
4	4,38	70	4,27	1	4,37	6	32	1,885	30*	1,873	4	1,888	3
5	3,99	0,5*					33	1,806	15	1,793	2р	1,804	1
6	3,68	100	3,62	4	3,68	10	34	1,785	30*				
7	3,65	70					35	1,766	15	1,764	4р	1,771	4
8	3,57	60			3,52	0,5	36	1,731	10*				
9	3,55	60					37	1,697	30	1,692	2	1,701	1
10	3,47	15					38	1,642	10*	1,666	3	1,675	1
11	3,39	50	3,38	1	3,39	3	39	1,561	30	1,582	2	1,593	2
12	3,20	25			3,20	3	40	1,507	10	1,545	1	1,561	1
13	3,13	10*	3,16	3			41			1,499	1	1,542	0,5
14	3,07	20*					42			1,419	2	1,512	2
15	3,02	60	2,98	2	3,02	4	43			1,371	3	1,457	1
16	2,879	30	2,86	3	2,88	3	44			1,364	2	1,427	1
17	2,785	15*	2,74	1			45			1,288	1	1,406	1
18	2,630	60	2,60	10	2,63	8	46			1,257	1	1,377	2
19	2,539	50	2,509	3	2,54	3	47			1,221	1	1,347	1
20	2,359	10	2,344	1			48			1,195	1	1,313	1
21	2,316	10					49			1,183	1	1,298	0,5
22	2,281	30			2,28	1	50			1,172	1	1,272	0,5
23	2,247	10	2,245	2	2,23	1	51			1,113	1	1,256	0,5
24	2,228	10*					52			1,105	1	1,226	2
25	2,176	30	2,158	4	2,18	4	53			1,083	2	1,202	1
26	2,105	15					54			1,064	3	1,189	0,5
27	2,054	20	2,042	2	2,06	3	55			1,045	2	(следует продолжение)	
28	2,011	30			2,02	3	56			1,026	1		

Примечания: Звездочки— линии антимонита. Аналитик Терлецкая Г. Д. Условия съемки: установка УРС-70, CO_α, d камеры—57,3 мм, d обр.=0,25 мм, I=10 нА, V=30 кВ. Обр. 130 снят на УРС-50, Co_α, I=10 нА, V=37 кВ.

Бертьерит в рудах развит подчиненно в сравнении с антимонитом. Он приурочен к краевым участкам кварц-антимонитовых жил, где образует неравномерную вкрапленность. Более крупные образования его на фоне тонкозернистых агрегатов антимонита придают руде неравномерно-зернистый облик. На окисленных поверхностях образцов у бертьерита наблюдается слабая побежалость в буровато-желтоватых тонах, в свежих же сколах он темный стально-серый и практически неотличим от антимонита. Содержание бертьерита в общей массе руд незначительно и лишь в отдельных аншлифах колеблется от 5 до 40—50%. Он образует агрегаты зерен неправильной, изометричной или линзовидной формы с кулисообразным расположением их среди милонито-гранобластической бертьерит-антимонитовой массы, образующейся в результате метаморфизма руд (рис. 4).

Зерна его обладают нередко облачным погасанием, реже в них отмечаются двойники давления. При перекристаллизации за счет бертьерита по краям его зерен образуется грано бластовый агрегат антимонита с примесью мельчайших зернышек пирита. Последние иногда образуют цепочки вдоль границ бертьерита.

Принадлежность зерен к бертьериту доказывается микрохимической реакцией на железо с родано-меркуриатом аммония, а также пленочной реакцией с КОН (20%). Подтвержден он и рентгенометрически (табл. 4). Пленочная реакция с КОН в отличие от антимонита проявляется слабо. Микротвердость бертьерита по 20 замерам при нагрузке 50 г равна 200 кГ/мм^2 (микротвердость измерена на микротвердометре, прилагаемом к микроскопу MeF фирмы Райхерт, Австрия).

В отраженном свете бертьерит белый, в некоторых разрезах обладает характерной розоватой окраской, сильно анизотропен, двуотражение сильное с ясным плеохроизмом от белого до розового цвета. Внутренние рефлексы отсутствуют. По времени образования бертьерит одновременен с антимонитом и образует с ним структуры взаимных границ. По отношению к другим минералам его положение аналогично антимониту.

Пирит на месторождении — второстепенный минерал. Он наблюдается как в рудах, так и в приконтактовых участках вмещающих руды слюдисто-филлитовых сланцев. В рудах пирит локально развит и приурочен главным образом к антимонит-кварцевым прожилково-вкрапленным рудам. Здесь он образует идиоморфные вкрапленники и агрегаты зерен в участках кварца, прилегающих к антимониту. Среди массивных антимонитовых руд он наблюдается лишь в кварцевых обломках. Размер зерен пирита от 0,06—0,1 до 2,6 мм. Размер агрегатов достигает 0,5×1,5 см. Пирит отчетливо разъедается и пересекается жилками антимонита и кварца.

Реже пирит наблюдается как наиболее поздний минерал в виде зерен субмикроскопических размеров, образующихся в процессе перекристаллизации бертьерита в пирит-антимонитовый грано бластовый агрегат. В слюдисто-глинистых сланцах пирит образует обособления в виде гнезд и полос мощностью от долей миллиметра до 5 см. Здесь он присутствует или в виде равномерно рассеянной вкрапленности (от 2 до 7 зерен), или мономинеральных агрегатов. Содержание его соответственно изменяется от 35—40 до 90%. Размер зерен варьирует от сотых долей миллиметра до 0,4 мм, преобладают зерна размером до 0,1 мм. Зерна пирита крупных размеров содержат включения более мелких. Довольно часто агрегат зерен пирита венчиком обрастает более мелкие одиночные зерна пирита или агрегат зерен нерудных минералов. Зерна пирита часто корродированы жильными более поздними минералами, проникающими в центральные части зерен в виде заливов. Редко наблюдаются сростки пирита и арсенопирита с отчетливым разъеданием зерен арсенопирита. Образование пирита происходило на протяжении обоих этапов рудоотложения. Более ранние обособления его связаны с малосульфидным кварцево-жильным этапом минералообразования, где он вместе с арсенопиритом наблюдается в слюдисто-глинистых филлитизированных сланцах и среди кварца. При формировании рудных кварц-антимонитовых жил пирит частично был переотложен, а частью вновь образован за счет мобилизации железа из вмещающей толщи гидротермальными растворами.

Арсенопирит образует значительные скопления в виде густой равномерно рассеянной вкрапленности в зальбандах жил в филлитизированных глинисто-слюдистых сланцах, вмещающих руды. Содержание его в отдельных участках достигает 60—65%. Нередко остроугольные неправильной формы обломки вмещающих пород с арсенопиритом размером от 2—3 до 10 мм и более заключены в кварц-антимонитовой рудной массе и пересекаются кварцевыми и антимонитовыми жилками. Арсенопирит наблюдается также в виде корродированных зерен в пирите, ассоциирующем с арсенопиритом. Кроме того, арсенопирит образует беспорядочно ориенти-

Таблица 5

Межплоскостные расстояния арсенопирита

Номер линии	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	Berry, Thompson, 1962 $\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	Номер линии	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	Berry, Thompson, 1962 $\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	n
1	3,61	1	3,65	3	14	1,526	3	1,515	1
2	2,81	2	2,81	3	15	1,381	2	1,389	1
3	2,64	5	2,66	9	16	1,345	4	1,348	4
4	2,42	10	2,43	10	17	1,295	4	1,303	1
5	1,18	1	2,20	1	18	1,231	1	1,280	1
6	2,09	2	2,09	1	19	1,216	3	1,224	3
7	1,935	2	1,949	2	20	1,188	2	1,190	1
8	1,806	7	1,820	8	21	1,171	2	1,171	1
9	1,750	2	1,760	3	22	1,108	3	1,109	2
10	1,628	4	1,634	4	23	1,071	3	1,073	1
11	1,613	3	1,611	3	24	1,044	1	1,047	2
12	1,584	3	1,591	2	25	1,005	4	1,009	1
13	1,537	3	1,543	3	26	0,973	4		

Примечание. Аналитик Терлецкая Г. Д. Условия съемки: УРС-50, Co_α, I=10мА, V=37кВ.

рованные с ромбовидными поперечными срезами зерна и агрегаты из 2—3 зерен. Нередки двойники. Размер зерен от 0,3 до 0,7, реже 2—4 мм. Зерна арсенопирита часто катаклазированы, отмечаются следы микросмещений обломков с выполнением пространства между ними слюдой или кварцем. Наиболее интенсивно арсенопирит замещается антимонитом с образованием разнообразных и очень эффектных структур замещения (рис. 5).

В отраженном свете арсенопирит белый со слабым розоватым оттенком, анизотропен, без внутренних рефлексов. Арсенопирит проверен рентгенометрически (табл. 5).

Сфалерит наблюдался в двух парагенетических ассоциациях — карбонатно-кварц-антимонитовой и бертьерит-антимонитовой. В первой ассоциации он образует агрегаты зерен неправильной формы с редкими широкими полисинтетическими двойниками. Размер образований достигает 8 мм, а зерен от 0,2 до 0,8 мм. Сфалерит проникает по границам зерен карбоната и кварца и замещается антимонитом (рис. 6), содержит включения пирита и кобальтина (?). Оптические свойства его обычные, внутренние рефлексы желто-бурые, характерные для маложелезистой разности. Это более ранний сфалерит I генерации.

Во второй—бертьерит-антимонитовой ассоциации сфалерит образует обособления неправильной формы преимущественно в срастании с халькопиритом и приурочен к границам зерен антимонита или бертьерита. Размер их не превышает 0,01—0,06 мм. Наблюдается также в виде микрожилок, секущих агрегаты зерен бертьерита. Жилки сфалерита на границе с бертьеритом сопровождаются зернышками халькопирита. Такие взаимоотношения свидетельствуют о более позднем образовании сфалерита и позволяют относить его ко II генерации. Оптические свойства его обычные, но внутренние рефлексы бесцветные (возможно, это чистый клейофан).

Блеклая руда образует включения неправильной формы в срастании с халькопиритом по границам зерен бертьерита или бертьерита и антимонита. Размер зерен 0,15—0,2 мм. В некоторых случаях в ней наблюдаются включения изометричных зерен антимонита. Образуется блеклая руда позже сфалерита, так как последний окаймляется ею. Состав блеклой руды из-за мелких размеров зерен определить не удалось, но, судя по минеральным парагенезисам руд, можно предположить смешанный мышьяково-сурьмяный ее характер.

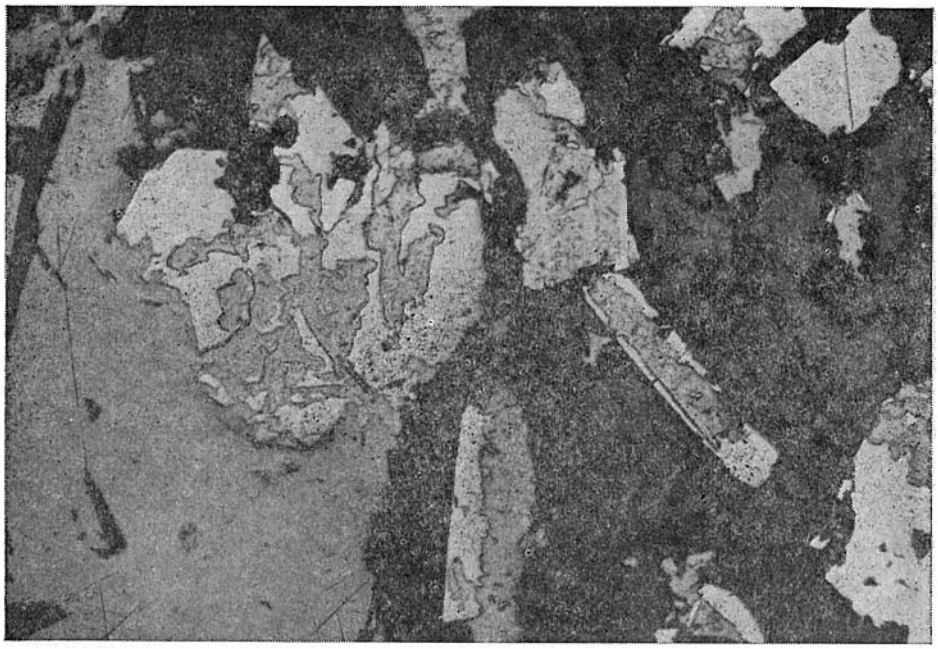


Рис. 5. Замещение арсенопирита антимонитом. Полированный шлиф. Ник. =. Ув. 160.

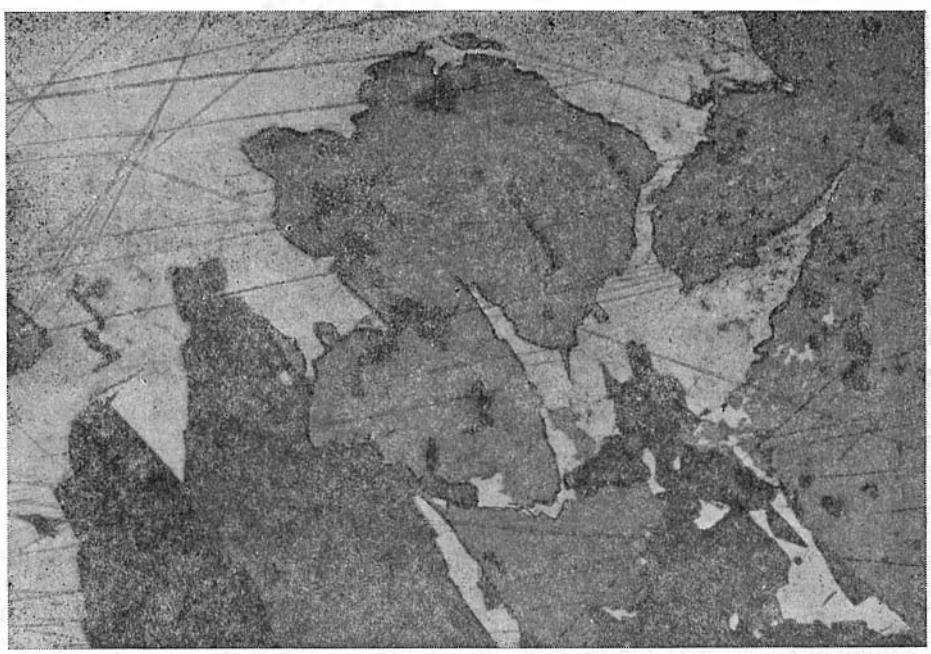


Рис. 6. Разъедание сфалерита (серое) антимонитом (белое). Полированный шлиф. Ник.=. Ув. 240.

Халькопирит наблюдается в тесном срастании со сфалеритом в межзерновых пространствах бертьерита и антимонита и сопровождает сфалерит в секущих жилах. Зерна его неправильной формы и не превышают 0,06 мм. Оптические свойства обычные.

Халькостибит в виде тонкопризматических агрегатов в ассоциации с антимонитом, бертьеритом и халькопиритом ранее был описан в рудах Удерейского месторождения Т. Н. Чвилевой и др. (1973). Нами халькостибит наблюдался в этой же ассоциации.

Джемсонит очень редок, наблюдается в виде игольчатых кристаллов размером 0,06×0,01 мм в интерстициях зерен бертьерита. Вблизи бертьерита его зерна светло-серого цвета приобретают зеленоватый оттенок. Сильно анизотропен, со слабым двуотражением. Внутренних рефлексов нет.

Кобальтин (?) встречен в кварц-антимонитовой ассоциации и приурочен к кварцу. Образует срастания с пиритом в кварце или пространственно обособлен от него; идиоморфные зерна изометричной формы, размер их не превышает 0,01 мм в поперечнике. Изотропен. В отраженном свете белый со слабым розоватым оттенком. Характерна высокая твердость.

Золото в одном случае встречено в виде зерен размером до 0,004 мм вместе со сфалеритом, включенным в арсенопирит в слюдисто-арсенопиритовом агрегате В другом случае оно наблюдалось в виде пространственно разобщенных зерен размером 0,005 мм в антимоните и на границе антимонита с кварцем. Определяется по характерному желтому цвету, низкой твердости, высокой отражательной способности и изотропности.

Помимо отмеченных рудных минералов в антимонит-бертьеритовых рудах наблюдался не определенный точно ввиду малых размеров галенитоподобный минерал. Он развит в виде микровключений волосовидных теряющихся жилок или неправильных тонких обособлений по границам зерен антимонита или бертьерита. Размер их не превышает 0,02×0,08 мм. В отраженном свете подобен галениту, но рядом с бертьеритом — белый. Отражательная способность выше, чем у бертьерита. Внутренних рефлексов нет. Твердость больше, чем у бертьерита.

Гипергенные рудные минералы развиты на месторождении слабо и нами специально не изучались. Макроскопически определены валентинит, сенармонтит и кермезит, самородная сера, а также гидроокислы железа. Развиты они в виде корочек, землистых масс, налетов белого и красного цвета разных оттенков, выстилают стенки пустот выщелачивания, поверхности трещин в зонах дробления и т. д.

Кермезит наблюдался в виде землистых, а также мелких кристаллических с алмазным блеском образований, развивающихся по антимониту. Характерны расплывчатые границы замещения. В отраженном свете светло-серый, рядом с антимонитом серый с голубоватым оттенком. Внутренние рефлексы красные. Степень анизотропии не ясна из-за интенсивных внутренних рефлексов.

Самородная сера в виде мелких зерен в сотые доли миллиметра выстилает стенки пустот выщелачивания. Характерны кристаллы желтого цвета с алмазным блеском на гранях.

Жильные минералы представлены кварцем, серицитом, гидрослюдой, карбонатами, флюоритом и хлоритом.

Кварц представляет один из основных жильных минералов руд Удерейского месторождения. Он входит в состав кварц-антимонитовых и антимонит-кварцевых руд и образует желваки среди сливных антимонитовых и бертьерит-антимонитовых разностей руд. По времени образования на месторождении отчетливо выделяется кварц двух генераций. Основная масса кварца, представленная молочно-белой среднезернистой разностью, сформировалась значительно раньше основной рудной массы в течение малосульфидного кварцево-жильного этапа. Кварц этой генерации ассоциирует с небольшим количеством сидерита, серицита, в зальб-

бандах жил с пиритом и арсенопиритом и, возможно, с самородным золотом, которое в дальнейшем частично переотложено. Агрегаты раннего кварца подверглись в дальнейшем интенсивным деформациям, дроблению и наложению сульфидной минерализации собственно рудного кварц-антимонитового этапа. Под микроскопом кварц I генерации представлен аллотриоморфнозернистыми агрегатами с характерной зубчатой структурой срастания отдельных зерен. Отмечается облачное угасание, нередко мозаичное и пористое строение зерен кварца. По границам зерен идет перекристаллизация кварца в мелкозернистый агрегат в виде прожилковидных образований. В этом случае минерал ассоциирует с серицитом. В межзерновых пространствах здесь нередко отмечаются гнезда карбоната. На подробленные участки раннего жильного кварца отчетливо накладывается сурьмяная минерализация основного рудного этапа. Антимонит рассекает агрегаты кварца в виде сети ветвящихся прожилков, гнезд, образуя сложные прожилковые, брекчиевидные и очковые текстуры. Интенсивное сжатие и дробление кварцево-жильной массы, предшествовавшее отложению руд, отмечалось ранее в работах Ф. П. Кренделева, В. А. Злобина (1972), Л. В. Ли, В. Г. Михеева и др. (1971).

Основной рудный этап минерализации также сопровождался отложением некоторого количества кварца как за счет перекристаллизации кварца I генерации, так и в форме самостоятельных новообразованных агрегатов в ассоциации с антимонитом и другими минералами руд. Кварц рудного этапа особенно отчетливо выделяется в прожилковых образованиях, где он ассоциирует с антимонитом, бертьеритом и другими сульфидами. По времени отложения он относится к более ранним минералам.

Серицит постоянно присутствует в кварц-антимонитовых рудах, хотя встречается в общем в незначительных количествах. Он кристаллизуется в виде мелкочешуйчатых агрегатов на стыках зерен кварца и образует оторочки кварцевых прожилков во вмещающих глинисто-слюдистых сланцах. Иногда серицит ассоциирует с карбонатом. В трещинках отдельности зерен флюорита он выполняет секущие прожилочки совместно с кварцем. Часто встречается в ассоциации с антимонитом, но, как правило, выделяется раньше. В отдельных случаях серицит отмечается в ассоциации с гидрослюдой, которая образует более крупночешуйчатые выделения, кристаллизующиеся позже него, возможно, замещая серицитовый агрегат. В целом минералам группы слюд в рудах месторождения принадлежит подчиненная роль.

Гидрослюда в рудах месторождения (не говоря о гидрослюдах собственно вмещающих пород) встречается в незначительных количествах, но достаточно часто. Она образует характерные мелкочешуйчатые веерообразные и сноповидные агрегаты с относительно низким (по сравнению с серицитом) двойным лучепреломлением (около 0,025). В табл. 6 приведены результаты рентгеновского анализа гидрослюды из кварц-антимонитовой жилы, околорудно измененных глинисто-слюдистых сланцев и мономинерального прожилка выполнения во вмещающих породах. Все анализы достаточно однозначно подтверждают нормальный слюдистый характер минерала. Химический анализ показал следующий состав гидрослюды (в %): SiO_2 — 46,65; Al_2O_3 — 37,30; FeO — 0,03; Fe_2O_3 — 0,92; CaO — 0,24; K_2O — 7,90; Na_2O = 0,77; H_2O — 0,09; п. п. п.— 6,34%, MgO, MnO, P_2O_5, TiO_2 не обнаружены.

По времени образования гидрослюда входит в основную рудную кварц-антимонитовую ассоциацию минералов и кристаллизуется на завершающих стадиях рудного процесса. Она образует межзерновые прожилки и скопления в кварце, встречается иногда вместе с карбонатом и антимонитом как более поздний по времени образования минерал. Отдельные зерна флюорита во флюорит-кварц-антимонитовых прожилках интенсивно замещаются серицитом и гидрослюдой с периферии и по трещинкам спайности. Совместное выделение гидрослюды с антимонитом и другими

Таблица 6

Межплоскостные расстояния гидрослюды

Номер линии	Обр. У-1		Обр. У-2		Обр. У-3		Серицит (Михеев, 1957)	
	I	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	$\frac{d_\alpha}{n}$(Å)	I	$\frac{d_\alpha}{n}$
1	100	10,12	90*	10,14	55	10,14	6	10,3
2	—	—	7	7,18	—	—	—	—
3	69	5,068	53	5,07	27	5,06	4	5,04
4	8	4,515	7	4,49	8	4,479	5	4,50
5	—	—	—	—	—	—	2	4,09
6	3	3,912	4	3,907	3	3,905	1	3,897
7	4	3,767	4	3,770	2	3,759	7	3,673
8	5	3,524	9	3,528	6	3,519	2	3,498
9	91	3,378	100	3,363	100	3,357	10	3,333
10	9	3,220	19	3,227	8	3,223	2	3,231
11	12	3,018	8	3,020	7	3,010	5	3,061
12	—	—	—	—	—	—	1	2,985
13	11	2,889	8	2,886	4	2,885	2	2,841
14	9	2,821	—	—	3	2,816	2	2,816
15	—	—	9	2,792	—	—	—	—
16	—	—	—	—	—	—	3	2,686
17	9	2,574	9	2,778	9	2,575	10	2,563
18	17	2,525	11	2,527	7	2,526	—	—
19	—	—	—	—	—	—	1	2,501
20	3	2,471	10	2,466	15	2,462	2	2,450
21	4	2,399	—	—	—	—	5	2,373
22	—	—	5	2,245	—	—	1	2,238
23	—	—	—	—	2	2,192	2	2,194
24	5	2,144	10	2,138	13	2,131	4	2,157
25	39	2,017	42	2,044	21	2,017	—	—
26	—	—	—	—	—	—	8	1,994
27	4	1,985	7	1,987	9	1,984	—	—
28	—	—	—	—	—	—	3	1,944
29	—	—	—	—	—	—	3	1,813
30	3	1,744	—	—	—	—	1	1,751
31	—	—	7	1,676	—	—	2	1,696
32	9	1,659	7	1,658	7	1,660	6	1,665
33	—	—	—	—	—	—	4	1,646
34	—	—	—	—	—	—	6	1,621
35	—	—	—	—	—	—	2	1,591
36	—	—	—	—	—	—	1	1,567
37	5	1,536	10	1,545	16	1,545	3	1,536
38	4	1,503	4	1,504	3	1,503	10	1,495
39	—	—	—	—	—	—	4	1,475
40	4	1,439	—	—	3	1,455	1	1,450
41	10	1,362	5	1,363	5	1,363	5	1,367
42	6	1,349	—	—	—	—	1	1,352

Примечания: Съемка производилась на УРС-50-ИМ, Cu—анод, V—37 кВ, V—10нА, исправление по особому снимку с металлическим кремнием. Аналитик Э. Солотчина. Звездочкой отмечена слабая линия каолинита.

Обр. У-1 — прожилок мономинеральной гидрослюды среди вмещающих филлитовидных глинисто-слюдистых сланцев, Юго-западный участок, скв. 354. Обр. У-2—чешуйчатый агрегат гидрослюды в кварц-антимонитовой жиле, Северо-восточный участок. Обр. У-3 — гидротермально-измененный глинисто-слюдистый сланец, обломок в антимонитовой жиле, Центральный участок.

поздними минералами рудного этапа говорит о тесной связи ее образования с рудным гидротермальным процессом.

Карбонаты в рудах Удерейского месторождения, как правило, относятся к второстепенным минералам, лишь в отдельных разновидностях филлитизированных карбонатно-глинистых сланцев довольно широко распространен кальцит. В кварц-антимонитовых прожилковых зонах карбонат представлен главным образом сидеритом. Встречается он в ассоциации с кварцем и антимонитом. По времени выделения структурно и пространственно он близок кварцу и образует в нем гнездовые и прожилковые вы-

деления. Антимонит кристаллизуется обычно позже сидерита и структурно подчинен ему. Иногда образует прожилки и примазки по плоскостям спайности сидерита в крупнокристаллических его обособлениях в антимонит-бертьерит-кварцевых жилах.

Флюорит — относительно редкий минерал в рудах Удерейского месторождения и ранее здесь не отмечался. Нами он обнаружен в контактах кварц-антимонитовых жил с сульфидизированными глинисто-слюдистыми сланцами (Центральный участок, квершлаг № 8). В первом случае он входит в состав флюорит-серицит-кварцевых прожилков с антимонитом и образует метасоматические гнезда вблизи контактов этих прожилков в сульфидизированных сланцах; во втором—он встречается в виде подробленных и частично замещенных зерен в серицит-гидрослюдистом с кварцем агрегате, образующем прожилки в пиритизированном сланце.

Агрегаты флюорита имеют неправильную форму — изометричную, удлиненную, прожилковидную, размером от долей сантиметра до 1,5 см. Вдоль трещин спайности происходит перекристаллизация флюорита с очищением от различных механических примесей, где развиваются серицитовые прожилковидные агрегаты.

По оптическим свойствам флюорит хорошо диагностируется. Он изотропен, и лишь в отдельных зернах отмечается слабая аномальная анизотропия. Показатель преломления значительно ниже других ассоциирующих с ним минералов (1,434). При одном николе отмечается чуть желтоватый оттенок, характерна шагреневая поверхность.

Что касается взаимоотношений с другими минералами, то можно отметить, что зерна флюорита при росте захватывают кристаллы пирита и арсенопирита. В то же время они довольно четко обрастают зернами кварца, образуя с ними структуры общих границ. Отдельные зерна флюорита насыщены мельчайшими игольчатыми кристалликами антимонита. В прожилках, рассекающих зерна флюорита, присутствуют кварц, серицит, а в более поздних — антимонит. В отдельных зернах отмечается интенсивное замещение флюорита серицитом и гидрослюдой. В этой ассоциации минералов наиболее поздний — антимонит, рассекающий зерна флюорита в виде тонких ветвистых прожилков по основным направлениям спайности.

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАМОРФИЗМ РУД

Удерейское кварц-антимонитовое месторождение представляет собой типичное гидротермальное месторождение жильного типа. Морфология рудных тел и особенности строения руд показывают, что преобладающим способом отложения минерального вещества при их формировании было заполнение открытых полостей при ограниченном развитии метасоматоза. Значительное распространение получили явления перекристаллизации, связанные с динамометаморфизмом кварц-антимонитовых и кварц-бертьерит-антимонитовых руд. Текстуры основных типов руд месторождения полностью соответствуют механизму их отложения и последующих преобразований.

Среди многообразия текстурных типов руд Удерейского месторождения наиболее распространены руды массивной, брекчиевой и прожилково-вкрапленной текстур. Эти четыре основных текстурных типа руд полностью отражают условия минералообразования на месторождении. Второстепенное значение имеют гнездовая (пятнистая), штокверковая и микродрузовая текстуры руд, развитые на месторождении локально.

Массивные текстуры наиболее типичны для большей части кварц-антимонитовых и кварц-бертьерит-антимонитовых руд месторождения. Они наиболее характерны для так называемых «штуфных» руд, которыми

сложена Юго-восточная жила и отдельные отрезки жил на Северо-восточном и Центральном участках. Как правило, руды массивной текстуры сложены зернистыми кристаллическими агрегатами антимонита, антимонита с бертьеритом и кварцем, иногда в них появляются заметные количества пирита и арсенопирита, сидерита. По размеру зерен эти руды могут быть разделены на крупно-, средне- и тонкозернистые с полосчатой (сланцеватой) микротекстурой. При увеличении количества кварца они переходят в гнездовые и пятнистые руды, которые могут одновременно рассматриваться как одна из разновидностей руд густовкрапленной текстуры. Принадлежность руд к одной из разновидностей перечисленных выше текстур зависит от количественных соотношений рудных и жильных минералов и их относительного распределения в руде.

К другому важному текстурному типу промышленных руд отнесены руды б р е к ч и е в о й т е к с т у р ы. Они развиты преимущественно в зонах дробления и в зальбандах жил. Руды брекчиевой текстуры состоят из обломков вмещающих пород, сцементированных рудной массой. Рудой цементируются обломки различной величины, в связи с чем могут различаться крупно- и мелкообломочные разности брекчиевых руд. Замещения обломков рудой не происходит, но в большинстве из них развивается интенсивная метасоматическая вкрапленность арсенопирита и пирита.

На участках выклинивания жил и в относительно слабо раздробленных трещиноватых вмещающих породах развиваются руды с п р о ж и л к о в о й, ш т о к в е р к о в о й и п р о ж и л к о в о-в к р а п л е н н о й текстурами. Эти текстуры характерны в основном для непромышленных сортов руд, которым свойственно весьма неравномерное распределение полезного компонента — антимонита.

Руды Удерейского сурьмяного месторождения претерпели значительный динамометаморфизм в связи с послерудными тектоническими движениями. Внешне метаморфизм руд выражен в перекристаллизации и катаклазе жил. Наиболее интенсивные преобразования претерпели кварц-бертьерит-антимонитовые руды, которые в результате пластических деформаций были перекристаллизованы в плотные тонкозернистые разности и приобрели сланцеватую текстуру (рис. 7). Проявления динамометаморфизма в рудах носят неравномерный характер и, как показывает микроскопическое изучение руд, приурочены только к зонам нарушений и локальных тектонических срывов.

Поэтому полностью перекристаллизованную сланцеватую руду можно наблюдать в одном штуфе рядом с зернистыми неперекристаллизованными участками (рис. 8). Возможно, это связано с неоднородным строением рудной массы, в которой участки скопления кварца несколько передохраняли антимонит от динамических воздействий и перекристаллизации. В таких участках антимонит образует неравномерно-зернистые агрегаты со слабо проявленной перекристаллизацией. Там, где руды претерпели динамические воздействия, признаки перегруппировки минерального вещества выражаются в пластической деформации (развитие двойников трансляции) и перекристаллизации антимонита (см. рис. 7). При этом более твердые минералы — пирит, арсенопирит, кварц — испытывают катаклаз.

В полированных шлифах можно проследить все стадии пластической деформации и перекристаллизации грубозернистых антимонитовых и антимонит-бертьеритовых руд в очень тонкозернистые массы со сланцеватой микротекстурой и гранобластовые агрегаты. При этом не наблюдается никаких явлений катаклаза с образованием обломков антимонита. Признаки катаклаза в более твердых минералах (пирите, арсенопирите, сфалерите, кварце, сидерите) отчетливо проявляются в виде ветвящихся трещин, залеченных тонкозернистым антимонитом. Нередко обломки кристаллов пирита, арсенопирита и кварца бывают смещены в определенном направлении среди перекристаллизованной массы антимонита.

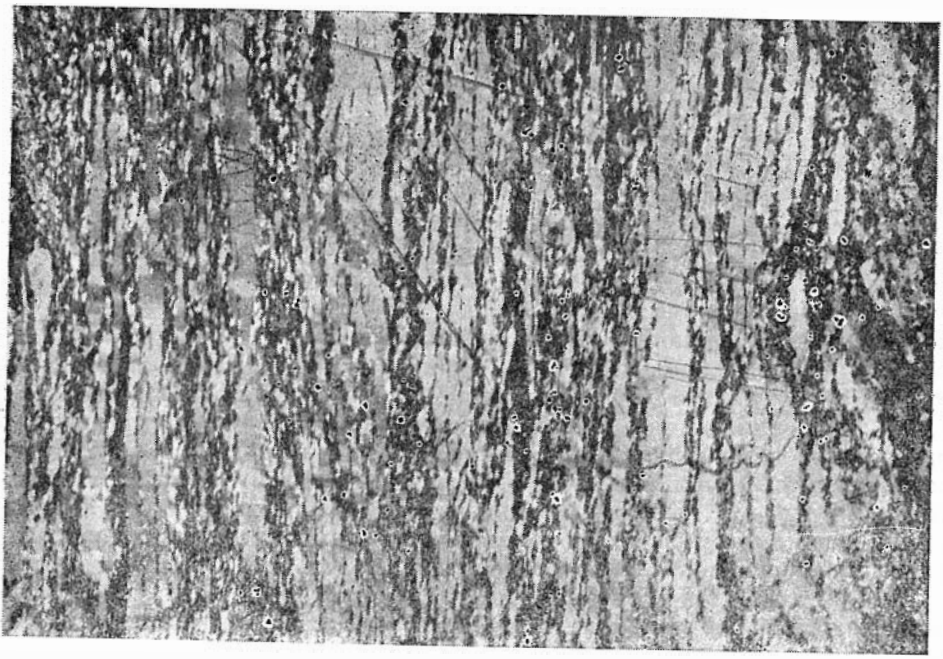


Рис. 7. Ленточная микротекстура с элементами гранобластовой структуры в метаморфизованной антимонитовой руде. Полированный шлиф. Ник. +. Ув. 35.

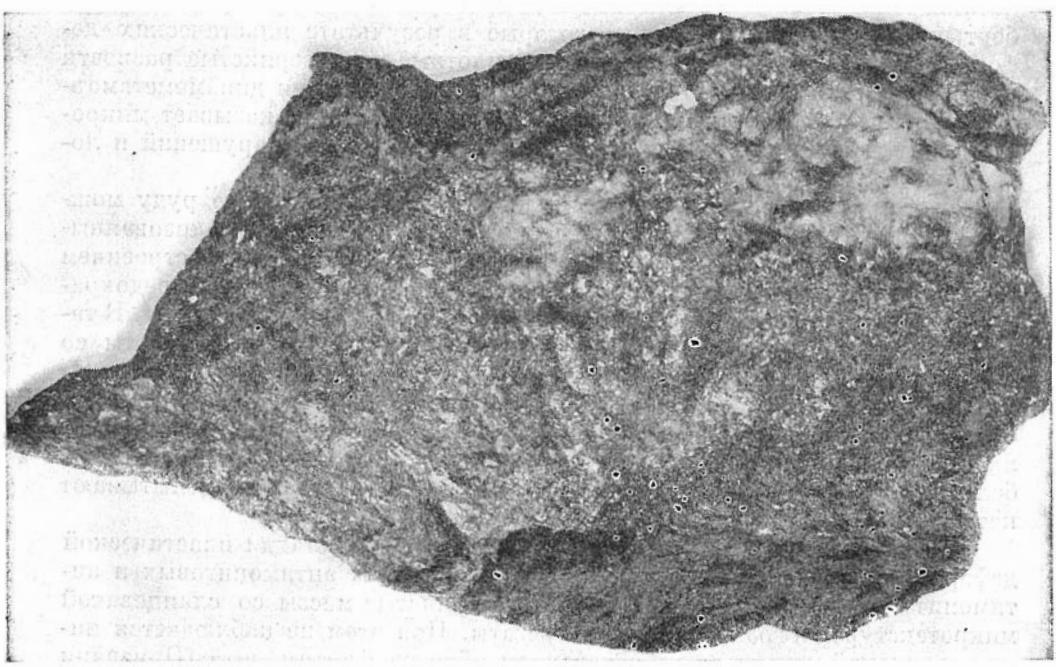


Рис. 8. Перекристаллизация массивной крупнозернистой кварц-антимонитовой руды с образованием тонкозернистой руды со сланцеватой текстурой (внизу) под влиянием динамометаморфизма. Штуф. Натур. вел.

Если перекристаллизация кварц-антимонитовых руд происходит без изменения минерального состава,то при перекристаллизации кварц-бертьерит-антимонитовых руд в единичных случаях происходит образование за счет бертьерита, мелкозернистого гранобластового агрегата антимонита с обособлением мелких субмикроскопических зерен пирита. При оценке факторов метаморфизма руд необходимо учитывать, что антимонит, будучи весьма мягким минералом, легко поддается деформации и перекристаллизации. В целом же метаморфизм руд проявлен неравномерно и достаточно локально. Локальный характер метаморфизма руд согласуется с с тем обстоятельством, что степень метаморфизма вмещающих пород в приконтактовых частях рудных жил практически не отличается от характера и степени метаморфизма на некотором удалении от них. Это отчетливо проявляется в отсутствии строго направленной ориентировки в агрегатах серицита и гидрослюды во вмещающих породах, чешуйки которых нередко образуют разноориентированные «войлочные» скопления. Все это позволяет сделать вывод о том, что метаморфизм, отчетливо проявленный в рудах Удерейского месторождения, связан лишь с малоамплитудными послерудными перемещениями по разломам консолидированных блоков уже претерпевших региональный метаморфизм пород рудного поля.

III. ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Предварительные результаты изучения условий образования Удерейского сурьмяного месторождения были изложены в ранее опубликованной работе (Дистанов и др., 1975). Ниже обсуждаются представления о его генезисе с привлечением дополнительно полученных данных.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СОСТАВ РАСТВОРОВ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ РУД

Для определения физико-химических условий образования руд на месторождении были изучены газово-жидкие включения в кварце. Методом гомогенизации установлены температуры минералообразования, методом криометрии оценен состав и концентрация минералообразующих растворов. Исследовался как дорудный кварц, образовавшийся до отложения сурьмяных руд, в значительной мере катаклазированный и перекристаллизованный, так и кварц, сопровождающий отложение антимонита в собственно рудный этап минералообразования.

В кварце установлено три типа включений, отличающихся по составу, температуре гомогенизации и морфологии.

Первичные газово-жидкие включения содержат раствор, жидкую углекислоту и газ ($Ж_{H_2O} + Ж_{CO_2} + Г$). Такие включения равномерно распределены в массе кварца и не обнаруживают приуроченности к каким-либо трещинам. Форма их обычно изометрична или соответствует форме негативных кристаллов кварца. Реже отмечаются включения неправильной формы или трубчатые. Привлекает внимание необычно высокое содержание в них углекислоты, количество которой, измеренное в плоских и трубчатых включениях, колеблется от 5—10 до 60 вес.%. Углекислота легко диагностируется по поведению при замораживании ($t^{\circ}_{замерзания} = -56{,}8°C$). При низких температурах (около 0°С) отмечалось появление гидрата углекислоты $CO_2 \cdot 0{,}75\ H_2O$. Раствор представлен практически чистой водой,

на что указывает близкая к 0°С температура его замерзания. Таким образом, включения состоят из двух компонентов — воды и углекислоты, и в гомогенном состоянии представляет собой кислый углекислый раствор с содержанием от 5 до 60 вес.% CO_2. Гомогенизация включений этого типа происходит в интервале температур 200-350°С. Причем включения, гомогенизирующиеся при высоких температурах, содержат и наибольшие количества углекислоты. Используя данные Такеноучи и Кеннеди (1968) по растворимости CO_2 и H_2O в зависимости от температуры, мы определили величины давления в момент гомогенизации, равные 300—1100 атм. Второй тип включений, также углекислотно-водных, представлен вторичными газово-жидкими включениями, линейно расположенными вдоль «залеченных» трещин. Их форма обычно неправильная, лапчатая, реже трубчатая или овальная. Концентрация углекислоты в них достигает 20 вес.%. Раствор, как и в первом типе включений, имеет очень низкую солевую концентрацию ($t^{\circ}_{замерзания} = 0 - 1{,}5°С$). Гомогенизация включений происходит в интервале температур 180—230°С.

Включения третьего типа приурочены к участкам перекристаллизованного кварца, содержащего антимонит. Они резко отличаются от двух первых типов по составу и температурам гомогенизации. По морфологии и характеру размещения это вторичные включения, обычно трех- (раствор + + соль + газ) или четырехфазовые (раствор + соль + жидкая CO_2 + + газ), располагающиеся вдоль залеченных трещин в перекристаллизованном кварце. Характерна приуроченность включений этой группы к обособлениям антимонита или бертьерита в жильном кварце. К твердой фазе, присутствующей во включениях, относятся кристаллики галита, которые растворяются при повышении температуры до 140—180°С, что свидетельствует о высоких концентрациях NaCl в растворах порядка 29,5—31 вес. % (Справочник по растворимости, 1969). Криометрические исследования показали присутствие в растворе кроме NaCl незначительных количеств хлоридов Ca и Mg, понижающих температуру замерзания эвтектики до — 45—50°С. В составе газовой фазы включений иногда устанавливается незначительное количество углекислоты. Температуры гомогенизации включений этого типа 120—180°С.

Полученные данные позволили полнее охарактеризовать процесс минералообразования на Удерейском сурьмяном месторождении и сделать вывод о том, что выделенные выше по структурным и минеральным особенностям два этапа рудообразования существенно отличаются также РТ-условиями и составом гидротермальных растворов.

ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ, УСЛОВИЯ И ПРИЧИНЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Удерейское сурьмяное месторождение, по данным минералотермометрических исследований, парагенезисам рудных и жильных минералов и характеру околорудных изменений вмещающих пород можно отнести к группе низкотемпературных гидротермальных месторождений, а учитывая его значительную удаленность от известных в районе магматических образований и слабое проявление околорудных изменений — к классу телетермальных месторождений. Основная масса рудных минералов формировалась при температурах 180—120°С.

Вопрос выделения стадий и этапов на сурьмяных месторождениях Енисейского кряжа дискуссионен. Особенно остро этот вопрос стоит в связи с тем, что многие геологи с ранней кварцевой минерализацией связывают золотое оруденение. В целом большинство исследователей однозначно признает существование ранней малосульфидной кварцево-жильной золотоносной и поздней кварц-антимонитовой минеральной ассоциаций. Мнения расходятся при оценке разрыва во времени при формировании

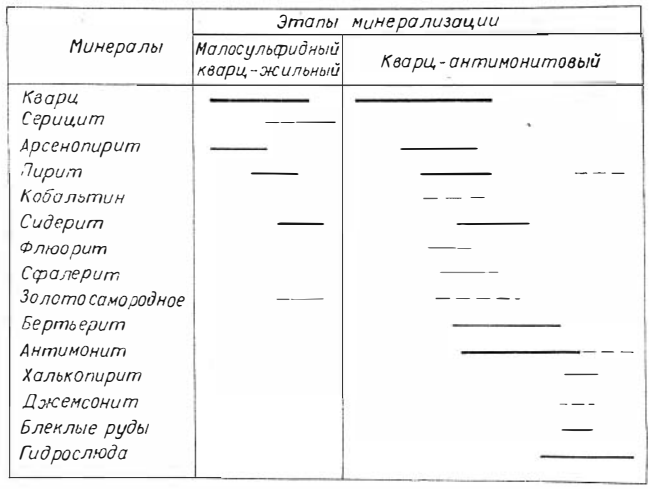


Рис. 9. Парагенетическая схема последовательности минералообразования в рудах Удерейского месторождения.

этих минеральных ассоциаций и возможности отнесения их к единому процессу минералообразования.

Н. В. Петровская (1956) считает, что ранняя кварц-золоторудная минерализация значительно оторвана во времени от кварц-антимонитовой и сформировалась в результате независимого более раннего гидротермального процесса. Л. В. Ли и др. (1971) на основании изучения Васильевско-Удерейской рудоносной структуры высказывали мнение о совмещении кварц-золоторудного и кварц-антимонитового оруденения в единой рудовмещающей структуре и последовательном наложении их в пространстве и времени в рамках единого многостадийного процесса рудообразования. Значительный метаморфизм и смятие ранних кварцевых жил на Удерейском месторождении отмечали Ф. П. Кренделев и В. А. Злобин (1972).

Нами установлено, что в истории формирования месторождения довольно четко намечаются два этапа, обособленные во времени и существенно отличающиеся по составу минеральных ассоциаций, характеру минералообразующих растворов и физико-химическим условиям минералоотложения. На раннем этапе в рудовмещающих структурах месторождения произошло отложение малосульфидной кварцево-жильной ассоциации, представленной в основном кварцевыми и сидерит-кварцевыми жилами с небольшим количеством пирита, арсенопирита, возможно, других сульфидов и золота. В дальнейшем эти образования претерпели существенное дробление, катаклаз и перекристаллизацию в результате наложения более поздних гидротермальных процессов рудного этапа и сохранились лишь в виде реликтовых блоков и обломков в кварц-бертьерит-антимонитовой руде.

Со вторым, собственно рудным, этапом связано формирование кварц-антимонитовой и кварц-бертьерит-антимонитовой минерализации, а также отложение основной массы рудного вещества. Оба этапа минерализации можно считать одностадийными в виду отсутствия признаков наложения в их пределах различных минеральных ассоциаций и существенных перерывов в минералообразовании (рис. 9).

Основанием для выделения на Удерейском месторождении двух самостоятельных этапов рудообразования, а не стадий единого процесса, помимо отмеченных выше геологических моментов, можно считать полученные нами данные о составе гидротермальных растворов по включениям в минералах и данные по температурам и давлениям процесса минералообразования. Ранние кварцевые жилы сформировались при температуре

350—200°С и давлении 1100—300 атм из кислых углекислых растворов с содержанием CO_2 от 5 до 60%. Подобный состав растворов и термодинамические условия наиболее характерны для метаморфических процессов дозеленосланцевой ступени и фации зеленых сланцев (Добрецов и др., 1970). Это позволяет предположить возможность метаморфогенно-мобилизационного происхождения ранних золотоносных малосульфидных кварцевых жил. Отложение кварц-антимонитовых и кварц-бертьерит-антимонитовых руд месторождения происходило при температурах 180—120°С из высококонцентрированных сернисто-хлоридных растворов. Иначе, химизм гидротермального процесса собственно рудного кварцево-антимонитового этапа принципиально отличается от раннего предрудного этапа.

Сравнение распределения содержаний золота в рудах указывает на отсутствие корреляции его с содержанием сурьмы. Нахождение его в ассоциации с антимонитом, сфалеритом и другими поздними сульфидами, наряду с отмеченными повышенными концентрациями в ранних кварцевых жилах, говорит о возможных процессах регенерации и мобилизационного переотложения золота на собственно рудном кварц-антимонитовом этапе минерализации.

Учитывая изложенные выше данные, Удерейское месторождение можно считать типичным представителем кварц-антимонитовой рудной формации, а присутствие золота в рудах можно объяснить телескопированием сурьмяной минерализации на кварц-золоторудные жилы, ранее локализованные в рудовмещающих структурах. Аналогичные соотношения недавно установлены на Сарылахском сурьмяном месторождении в Якутии (Индолев и др., 1974).

Текстурно-структурные особенности руд, отчетливые ровные контакты жил с вмещающими породами, угловатая форма обломков вмещающих пород в жилах, не претерпевших замещение рудой,— все это с достаточной убедительностью указывает на преобладание процессов выполнения открытых полостей или в какой-то мере доступных для циркуляции растворов трещин и зон дробления.

Процессы метасоматоза при формировании руд и околорудных изменений Удерейского месторождения проявлены локально, хотя случаи замещения одних минералов другими имели место как при формировании жил, так и при околорудном гидротермальном метаморфизме. Наиболее отчетливо метасоматоз проявился при сульфидизации вмещающих рудные жилы пород, выразившейся в развитии густой вкрапленности пирита и арсенопирита, их окварцевании и гидрослюдизации. Как характерную черту месторождения необходимо отметить слабое развитие процессов околорудных гидротермальных изменений во вмещающих оруденение породах. По-видимому, ограниченное проявление метасоматоза и слабое развитие околорудных изменений обусловлено, с одной стороны, значительной удаленностью месторождения от возможного источника минералообразующих растворов и их низкими температурами, а с другой — отсутствием резкого контраста по химизму между растворами и вмещающими породами, их низкой проницаемостью.

О возможных формах переноса сурьмы в гидротермальных растворах и основных факторах рудоотложения можно судить по результатам изучения руд и имеющимся в литературе расчетным и экспериментальным данным. Минеральный состав руд Удерейского месторождения довольно прост и однообразен, что является следствием устойчивости геохимической направленности процесса рудообразования и отсутствия перерывов в отложении минерального вещества в пределах кварц-антимонитового этапа минерализации. Как показали исследования состава растворов газово-жидких включений, кварцевые жилы раннего этапа были сформированы существенно углекислыми гидротермальными растворами, вероятнее всего метаморфогенного происхождения. Об этом свидетельствуют высокие содержания в них углекислоты (до 60 вес.%), отсутствие других ра-

Таблица

Изотопный состав серы в минералах кварцево-жильных и сурьмяных руд

Месторождение	Минерал	Количество определений	δS^{34}, ‰		
			от	до	среднее
Васильевское, Герфед	Пирит	5	+8,4	+9,5	+9,0±1,9
	Пирротин	3	+6,1	+9,2	
	»	1	—	+13,8	
	Пирит в углистых сланцах	5	−11,0	+1,5	
Удерейское	Антимонит	14	14,7	+9,8	
	Бертьерит	1	—	+5,8	
	Пирит	6	+6,6	+4,3	+6,7±1,2
	Арсенопирит	1	—	+5,8	

створенных солей и достаточно высокие температуры отложения раннего кварца.

В отличие от них, рудообразующие растворы кварц-антимонитового этапа отличались высокой солевой концентрацией, низкими содержаниями углекислоты и умеренными температурами. По составу это были сернисто-хлоридные щелочные растворы, содержащие значительные количества растворенных соединений металлов и прежде всего сурьмы. Исходя из существующих представлений о наиболее вероятных формах переноса халькофильных элементов в щелочных сернисто-хлоридных растворах (Смит, 1968; Барнс, Чаманский, 1970; Tunell, 1964; Колпакова, 1971), можно полагать, что перенос сурьмы в таких растворах происходил в форме гидросульфидных или сульфидных комплексов. На преобладание сульфидной формы переноса сурьмы в гидротермальных растворах, во всяком случае в зоне минералообразования, указывает также развитие околорудной сульфидизации вмещающих пород, тесный парагенезис антимонита с гидрослюдой, существенно сульфидный состав руд.

О привносе серы гидротермальными растворами в зону минералообразования свидетельствует выдержанный и довольно однородный изотопный состав серы сульфидов в рудах Удерейского месторождения, для которой характерно постоянное утяжеление (табл. 7). В отличие от сульфидов гидротермального генезиса сера осадочных пиритов во вмещающих углистых сланцах характеризуется преобладанием легкого изотопа. Участие этой серы в процессе рудообразования должно было вызвать изменение изотопных отношений в рудных минералах, однако этого не установлено исследованиями изотопного состава серы, что заставляет предполагать источник серы за пределами пород, вмещающих оруденение (Озерова и др., 1976).

Исследования растворимости антимонита в системе Sb_2S_3 — Na_2S — H_2O при температурах 25, 100 и 200°С и давлениях от 1 до 100 бар показали, что он обладает высокой растворимостью в щелочных сульфидных растворах. Величина растворимости антимонита в растворе Na_2S с концентрацией 1,24 вес.% при 50°С и 1 атм давлении составляет 2,22 вес.%, она увеличивается с ростом концентрации Na_2S и температуры (рис. 10), но понижается с увеличением давления (Tunell, 1964). Еще большей растворимость антимонита связана с изменением кислотности-щелочности (pH) сульфидных растворов (рис. 11). Таким образом, имеющиеся экспериментальные данные показывают, что на растворимость антимонита, а следовательно, на

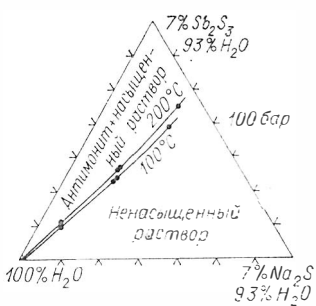


Рис. 10. Растворимость антимонита в системе Sb_2S_3 — Na_2S — H_2O в зависимости от изменения температуры и концентрации (по Г. Тамеллу, 1964).

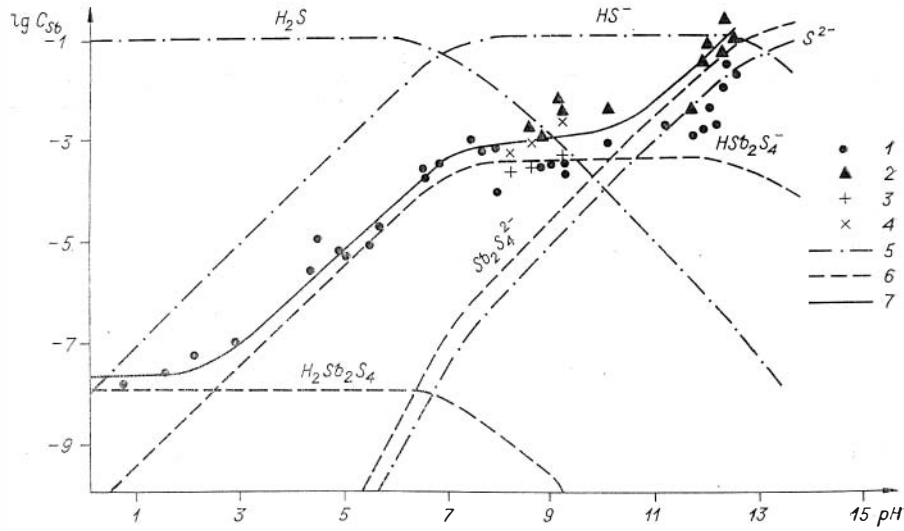


Рис. 11. Растворимость антимонита в сульфидных растворах в зависимости от pH (по Н. Н. Колпаковой, 1971).

1—4 — данные экспериментов по растворимости антимонита; *5* — кривые концентрации гидросульфидных и сульфидных комплексов; *6* — кривые растворимости различных комплексов сурьмы; *7* — суммарная кривая растворимости антимонита.

его перенос гидротермальными растворами и последующее отложение влияют такие параметры, как концентрация сульфидной серы и pH исходных растворов. Совершенно очевидно, что изменение именно этих параметров будет в первую очередь вызывать отложение антимонита. Изменение температуры и давления не оказывало решающего влияния на растворимость сульфидных комплексов сурьмы, если же допустить существование иных форм переноса, например гидроксокомплексов или карбонатных комплексов, роль их могла заметно возрасти (Попова и др. 1975).

Для Удерейского месторождения при относительно невысоких температурах минералообразования, выдержанности и простоте минерального состава и концентрированном отложении рудного вещества характерен небольшой интервал зоны рудоотложения. При достаточно однородном составе вмещающих пород и ограниченных масштабах взаимодействия с ними рудоносных растворов можно полагать, что литологические факторы, игравшие, несомненно, важную роль в общей эволюции состава и свойств гидротермальной системы, на отложение руд имели ограниченное влияние.

Приуроченность бертьерита к призальбандовым частям жил говорит о заимствовании части железа из вмещающих пород. Меньшее значение в изменении физико-химических параметров гидротермальной системы и отложения рудного вещества имели, очевидно, факторы, связанные с окислением гидротермальных растворов в приповерхностной богатой кислородом зоне, снижение их щелочности за счет частичного окисления сульфидной серы до сульфатной, а также разбавление вадозными водами при подъеме растворов к поверхности и заполнении полостей трещин и зон дробления. Об этом свидетельствует отсутствие в рудах гипогенных сульфатов и окислов железа, обычно развитых в рудах, сформировавшихся в окислительной обстановке.

Возраст сурьмяного оруденения Енисейского кряжа — один из наиболее важных вопросов, определяющих направление поисковых работ и принципы оценки перспектив месторождений и рудных районов. Прямых данных по этому вопросу до последнего времени получено не было, а косвенные не могут дать верхнего возрастного предела оруденения ввиду отсутствия в районе палеозойских и более молодых образований. По имею-

щимся геологическим данным можно было говорить лишь о том, что жильные рудные тела Удерейского месторождения сформировались после консолидации, смятия в складки и значительного метаморфизма вмещающих их глинисто-слюдистых пород удерейской свиты верхнего протерозоя. Блоковые послерудные тектонические подвижки, которые привели к некоторому неравномерному метаморфизму кварц-бертьерит-антимонитовых руд, имели место после основного этапа регионального метаморфизма.

Дополнительные сведения о возрасте оруденения получены нами в результате определения абсолютного возраста мономинеральных агрегатов гидротермальной гидрослюды из околорудных измененных пород калий-аргоновым методом. Определения выполнены в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. В. Фирсовым и показали возраст 605 ± ± 30 млн. лет (сод. K_2O = 7,56 ± 0,02%), что отвечает позднему докембрию — нижнему кембрию. Наши цифры близки по значению данным, приведенным Л. Н. Овчинниковым и С. Н. Вороновским (1974). Для Енисейского кряжа этот период характеризовался общим региональным воздыманием консолидированных байкалид, оживлением движений по глубинным разломам и проявлением магматической деятельности. Полученные данные о возрасте позволяют считать, что формирование Удерейского месторождения связано с этапом ранней (Cm_1) тектонической активизации байкалид Енисейского кряжа (Ножкин, 1973).

ВЫВОДЫ

1. Удерейское сурьмяное месторождение относится к телетермальным жильным низкотемпературным гидротермальным месторождениям.

2. В последовательности формирования месторождения различаются два этапа, обособленные во времени,— ранний этап образования, по-видимому, метаморфогенных малосульфидных кварцевых жил и собственно рудный этап кварц-антимонитовой минерализации, с которым связано отложение основной массы руд.

3. Термобарогеохимические исследования газово-жидких включений показали, что кварцевые жилы раннего этапа были сформированы существенно углекислыми растворами, вероятнее всего, метаморфогенного происхождения, в то время как рудоносные растворы, отложившие кварц-антимонитовые руды, были концентрированными сернисто-хлоридными щелочными растворами, с низкими концентрациями углекислоты и невысокими температурами. Такие растворы, скорее всего, имели полигенное происхождение и образовались в результате смешения ювенильных металлоносных растворов с реликтовыми водами глубокой циркуляции. Этот вывод подтверждается преобладанием в рудах утяжеленной сульфидной серы, вероятно связанной с восстановлением серы сульфатов древних эвапоритовых горизонтов.

4. Удерейское месторождение относится к кварц-антимонитовой рудной формации. Присутствие в его рудах элементов, присущих ассоциации малосульфидных кварцевых жил, объясняется сложным генезисом месторождения и рассматривается как результат наложения сурьмяной минерализации на кварцевые жилы малосульфидной формации, ранее сформированные в рудовмещающих структурах месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

Аладышкин А. С. Характерные эндогенные рудные формации юго-западного обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы петрологии и металлогении западного обрамления Сибирской платформы. Красноярск, 1969, с. 3—18. (Труды СНИИГГиМС, вып. 61).

Барнс Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 286—324.

Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., «Недра», 1964. 597 с.

Безсмертная М. С., Чвилева Т. Н., Агроскин Л. С., Бочек Л. П., Лебедева С. М., Логинова Л. А. Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М., «Недра», 1973. 219 с.

Вальяшихина Е. П., Градусов Б. П., Казаренко С. В., Власова Е. В., Иванов В. П., Чвилева Т. Н. Исследование кукеита Удерейского сурьмяного месторождения.— В кн.: Минералогические исследования. Вып. 3. М., «Недра», 1973, с. 3—22.

Дистанов Э. Г., Стеблева А. Т., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борисенко А. С. Генезис Удерейского золото-сурьмяного месторождения в Енисейском кряже.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 19—27.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Ревердатто В. В., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.

Индолев Л. Н., Кошик И. М., Жданов Ю. Я. Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения.— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 92—108.

Колпакова Н. Н. О формах существования сурьмы в сульфидных растворах.— В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971, с. 197—209.

Кренделев Ф. П., Злобин В. А. Стилолиты с рудным выполнением в кварцевых жилах Южно-Енисейской тайги.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 123—129.

Ли Л. В., Михеев В. Г., Дорофеев Н. П., Бычков А. Т. Геолого-структурные условия размещения и соотношение золотого и сурьмяного оруденения в Южно-Енисейском районе (Енисейский кряж).— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 60—65. (Труды СНИИГГиМС, вып. 114).

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 846 с.

Ножкин А. Д. Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и некоторые особенности их металлогении.— В кн.: Металлогения областей тектономагматической активизации. Иркутск, 1973, с. 206—207.

Озерова Н. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А. и др. Об источнике серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 187—210.

Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н. О датировании рудных месторождений.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974, с. 18—27.

Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1956, ч. 85, вып. 3, с. 321—332.

Попова М. Н., Ходаковский И. Л., Озерова Н. А. Экспериментальное определение термодинамических свойств гидроксо-гидроксофторидных комплексов сурьмы при температурах до 200°С — «Геохимия», 1975, № 6, с. 835—843.

Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968. 475 с.

Справочник по растворимости солевых систем. Т. I. М., Госхимиздат, 1953. 623 с.

Стеблева А. Т. Удерейское месторождение сурьмы.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, 1971, с. 81—83. (Труды СНИИГГиМС, вып. 114).

Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях.—В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968, р. 65—75.

Berry J. G., Thompson R. M. X-ray powder date for ore minerals. The Peakock atlas, N.-Y., 1962. 281 p.

Tunell G. Chemical processes in the formations of mercury ores and ores of antimony.— «Geoch. and Cosmochim. Acta», 1964, v. 28, p. 1019—1037.

Д. Г. Ажгирей, А. С. Лапухов, И. П. Щербань,
И. Н. Широких, Г. А. Боровикова

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ ЗЫРЯНОВСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В РУДНОМ АЛТАЕ

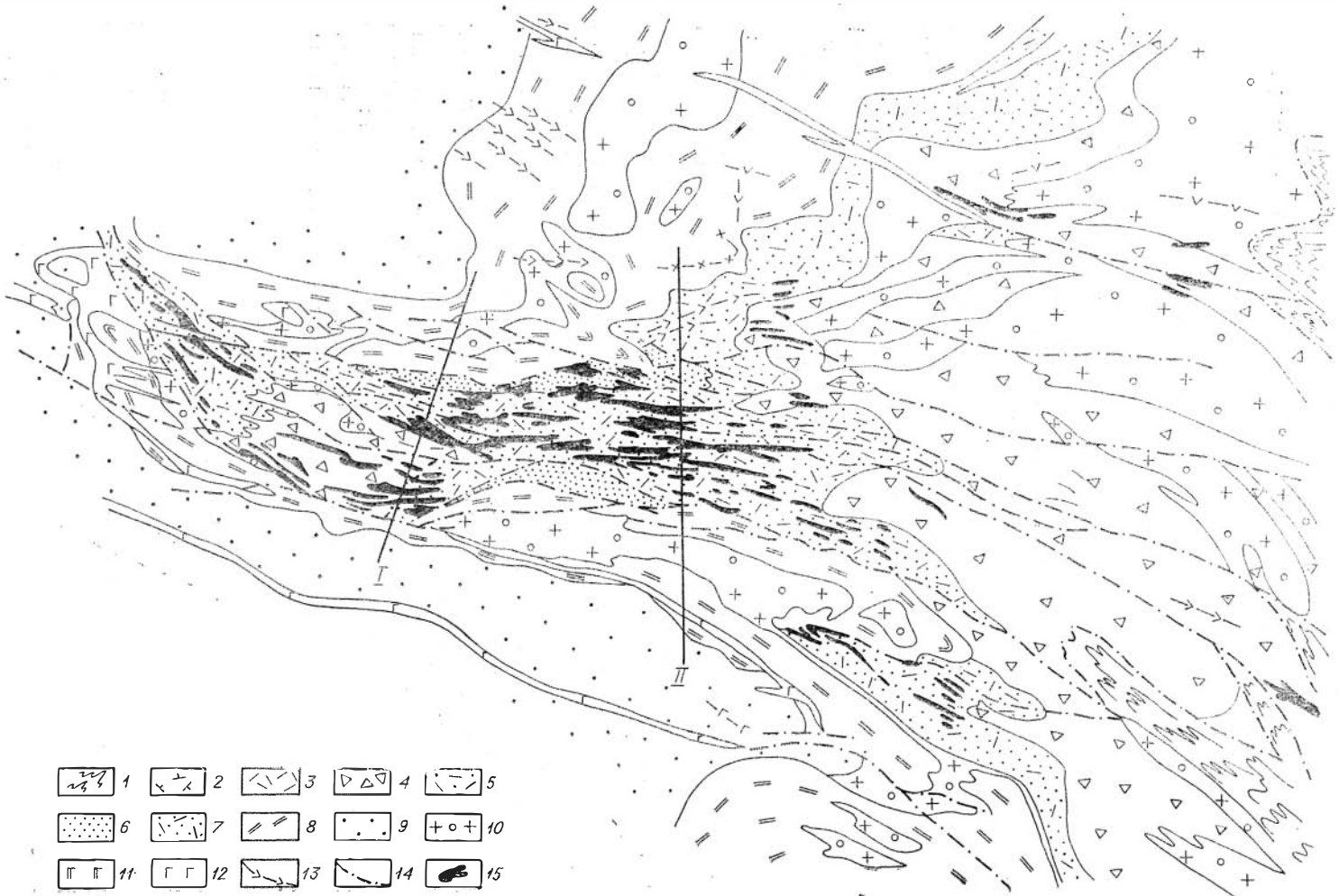
Зыряновское месторождение, открытое в конце XVIII в. и с тех пор более или менее интенсивно разрабатываемое, изучалось многими исследователями (Баранов, 1963; Биндеман и др., 1972; Горжевский и др., 1957; Иванкин и др., 1961; Иванкин, 1970; Каюпов и др., 1957; Марьин и др., 1970; Солтан, 1970; Хисамутдинов, 1956, 1959; Чернов, 1970; Шипулин, 1958; Яковлев, 1957; и др.).

В перечисленных работах приведена детальная характеристика геологического положения и структуры месторождения, описан минеральный состав руд и сопровождающих их гидротермально измененных пород, рассмотрены возрастные и генетические соотношения оруденения с известными в районе проявлениями магматизма, высказаны соображения по поводу условий образования этого месторождения, его формационной принадлежности и др. Вместе с тем, нельзя не отметить, что некоторые черты геологического строения Зыряновского месторождения и особенности его генезиса все еще недостаточно изучены. Использование новых методов инструментального картирования Зыряновского карьера позволило получить дополнительные материалы по такому казалось бы изученному вопросу, как геологическое строение и структура месторождения. С помощью современных главным образом физических методов исследования детализирован минеральный состав гидротермально измененных пород, что позволило высказать ряд соображений по поводу условий образования этих пород. Наконец, применение физико-химических, в частности, термодинамических, термобарометрических методов исследования и методов математической статистики привело к новым выводам по вопросам о физико-химических условиях образования месторождения и о закономерностях наблюдаемой в них зональности. Все это свидетельствует о необходимости дальнейшего изучения месторождения и обсуждения полученных данных. Такую попытку предприняли авторы настоящей статьи на основе оригинальных и в меньшей мере литературных материалов.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРА ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зыряновское колчеданно-полиметаллическое месторождение приурочено к одноименной антиклинали, осложняющей западное крыло крупной Ревнюшинской горст-антиклинали. Ядерная часть Зыряновской антиклинали слагается нижнепалеозойскими (нижний структурный ярус) отложениями, сводовая часть и крылья (верхний структурный ярус) — образованиями среднего и верхнего девона — нижнего карбона (рис. 1).

Нижнепалеозойская толща практически безрудна и представлена хлоритизированными и серицитизированными флишоидными песчано-глинистыми породами. Эта толща с угловым несогласием перекрыта осадоч-


I
II
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

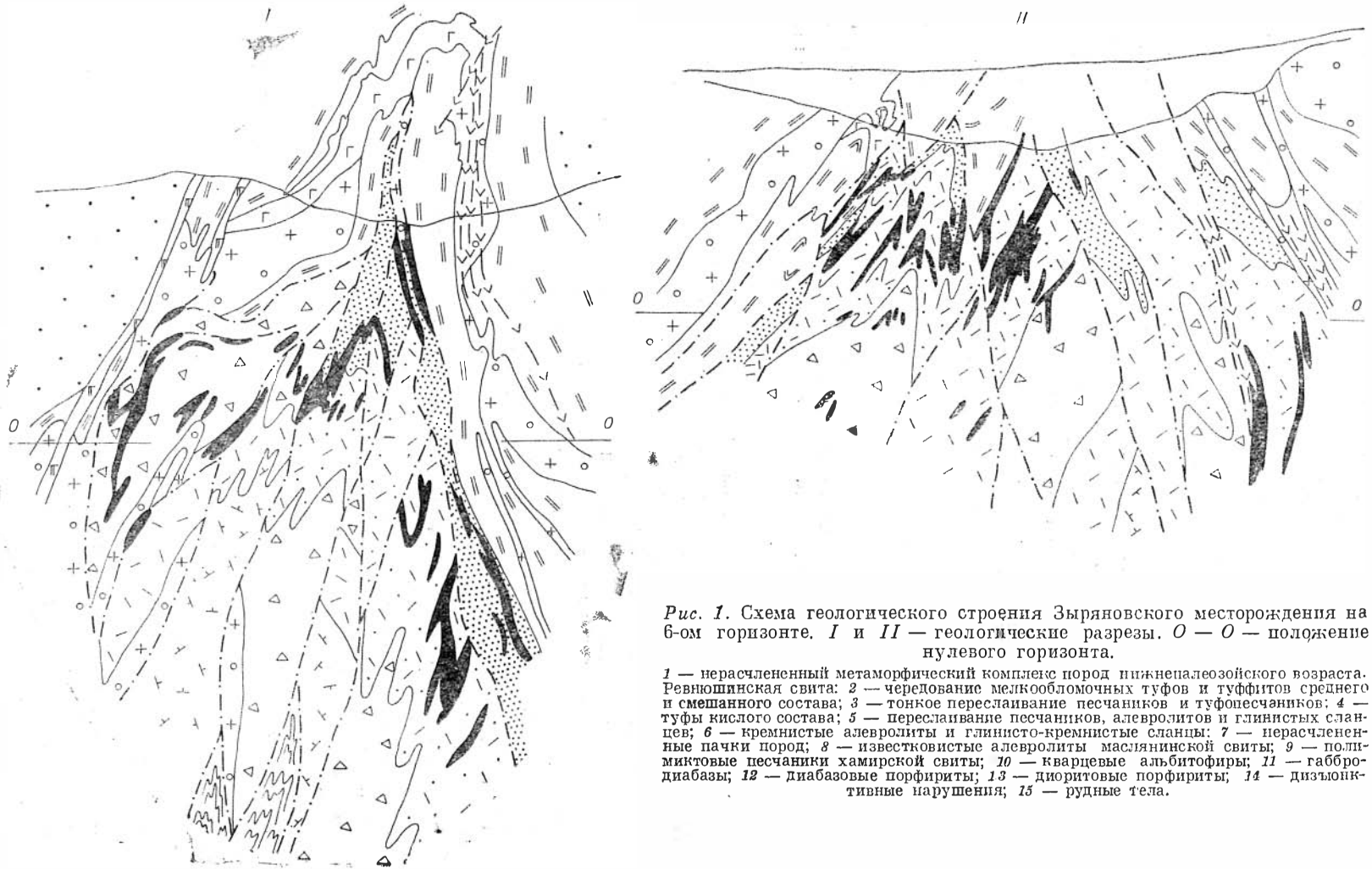


Рис. 1. Схема геологического строения Зыряновского месторождения на 6-ом горизонте. *I* и *II* — геологические разрезы. *О — О* — положение нулевого горизонта.

1 — нерасчлененный метаморфический комплекс пород нижнепалеозойского возраста. Ревнюшинская свита: *2* — чередование мелкообломочных туфов и туффитов среднего и смешанного состава; *3* — тонкое переслаивание песчаников и туфопесчаников; *4* — туфы кислого состава; *5* — переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; *6* — кремнистые алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы; *7* — нерасчлененные пачки пород; *8* — известковистые алевролиты масляninской свиты; *9* — полимиктовые песчаники хамирской свиты; *10* — кварцевые альбитофиры; *11* — габбродиабазы; *12* — диабазовые порфириты; *13* — диоритовые порфириты; *14* — дизъюнктивные нарушения; *15* — рудные тела.

ными и вулканогенно-осадочными образованиями **ревнюшинской свиты** (D_2 erv). В составе ревнюшинской свиты выделяются четыре горизонта: 1) базальный, представленный песчаниками, конгломератами и туфоконгломератами с обломками подстилающих пород (мощность до 50 м); 2) зернистых кристаллических туфов кислого состава, кварцевых порфиров, переслаивающихся с пачками осадочных алевролитовых отложний (мощность не выдержана, до 200 м); 3) порфиритоидный, отличающийся пестротой литологического состава ритмично переслаивающихся туфогенных и терригенно-осадочных пород с подчиненными согласными телами порфиритов и их туфов, прослоями и линзами кислых вулканогенных пород, рифогенных известняков, алевролитов и реже — углистых сланцев. В составе кластического материала отмечаются обломки порфиритов, кварцевых порфиров, микрокварцитов, лав и туфов порфиритов, насыщенных рудной пылью. Мощность порфиритоидного горизонта изменчива и колеблется в пределах 50—400 м; 4) пятнистый горизонт завершает разрез ревнюшинской свиты и характеризуется частым переслаиванием алевролитов, кварцевых песчаников, туффитов, туфов и лав кислого состава с редкими линзами известняков. В пределах этого горизонта ревнюшинской свиты локализована основная масса сульфидной минерализации Зыряновского рудного узла. Мощность пятнистого горизонта резко изменчива и достигает 120 м.

Маслянская свита (D_2^1ms) залегает согласно на отложениях ревнюшинской и перекрыта образованиями хамирской свиты. Местами контакт между маслянской и ревнюшинской свитами тектонический. Разрез маслянской свиты отличается относительной монотонностью. В составе ее выделяется два горизонта известковых алевролитов, разделенных довольно выдержанным порфировым горизонтом, представленным кварцевыми и кварц-полевошпатовыми порфирами, фельзитовыми порфирами, порфирами обломочного строения, кислыми туфами и линзами алевролитов. Мощность свиты от 200 до 1000 м.

Магматические образования, составляющие около 20% объема пород рудовмещающей структуры Зыряновского месторождения, представлены скоскладчатыми гипабиссальными интрузиями ранних кварцевых порфиров, диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов. Эта предрудная контрастно дифференцированная группа пород формировалась в конце нижнего — начале среднего карбона, в саурский этап складкообразования. Подчиненное положение занимают более поздние малые интрузии, группирующиеся в виде дайковых поясов, непосредственно связанных с главными рудоконтролирующими структурами. Среди малых интрузий выделяются дорудные (платогранит-порфиры, биотитовые, диоритовые и плагиоклазовые порфириты), внутрирудные (плагиоклазовые порфириты) и послерудные (спессартиты, горнблендиты и кварцевые диорит-порфириты) разности. Кроме того, по данным М. Г. Хисамутдинова (1956), усиливающийся с глубиной контактовый метаморфизм вмещающих пород месторождения, по-видимому, свидетельствует о возможном воздействии на них невскрытых гранитоидных интрузий Змеиногорского комплекса.

Скоскладчатые ранние кварцевые порфиры и диабазовые порфириты образуют послойные силлы, седловидные залежи и секущие тела. Секущие тела внедрялись вдоль взбросов, осложняющих Зыряновскую антиклиналь.

В пределах рассматриваемого месторождения пространственно обособляются северное и южное тела кварцевых порфиров, располагающиеся среди алевролитовых отложений маслянской свиты, и центральное тело порфиров, вскрытое среди образований ревнюшинской свиты. Вопрос о происхождении этих порфировых пород остается спорным. Многие исследователи относят их к группе эффузивных и субвулканических образований и включают в состав разреза осадочно-вулканогенных образований среднего девона. Вместе с тем А. К. Каюпов, В. А. Ким (1957) и другие получили убедительные факты, свидетельствующие об их интрузивной при-

роде и нижнекаменноугольном возрасте. В частности, упомянутыми авторами отмечалось наличие брекчиевидных образований в экзоконтактовых зонах порфировых тел («брекчий взрыва»), развитие секущих инъекций порфиров во вмещающие алевролитовые породы маслянской свиты и др. Центральная порфировая залежь, располагающаяся среди вулканогенно-осадочных отложений ревнюшинской свиты, выделяется В. А. Никитиным (1963 г.), Э. А. Цвиневым (1970), А. М. Марьиным (Марьин, Кузьмина, 1970) и др. По петрографическим особенностям в северной, южной и центральной порфировых залежах выделяются фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые альбитофиры, ортофиры и их обломочные разности.

Центральная порфировая залежь (см. рис. 1, *I* и *II*) имеет сложное акмолитообразное строение. Общее погружение магматической колонны, сложенной сообщающимися между собой и секущими по отношению к складчатой структуре плитообразными или силлообразными порфировыми телами, наблюдается в запад-северо-западном направлении. Верхняя часть этой колонны представляет собой систему разрозненных пламеобразных, выклинивающихся на разных горизонтах «языков». Последние часто располагаются согласно со слоистостью и рассланцовкой вмещающих пород. Реже наблюдаются апофизы с секущей ориентировкой по отношению к слоистости. На более глубоких горизонтах отдельные апофизы постепенно объединяются в единое расширяющееся с глубиной порфировое тело. Мощность центральной порфировой интрузии возрастает с востока на запад с резким раздувом в центре.

Горизонтальная и вертикальная зональность центральной порфировой интрузии по Э. А. Цвиневу (1970) обусловлена тем, что более глубинные внутренние ее зоны слагаются кварцевыми порфирами, фациально сменяющимися кварц-полевошпатовыми (кварцевыми альбитофирами) разностями промежуточной зоны, а внешняя зона представлена ортофирами (плагиоклаз-микроклиновыми порфирами).

Термометрические исследования расплавных включений во вкрапленниках кварцевых порфиров показали, что порядок температур начала кристаллизации порфиров находится в интервале 1200—1300°С (в среднем 1240°С). При этом наиболее высокие значения данных величин установлены для внутренних зон порфировых интрузий, а в их ореольных зонах температуры гомогенизации снижаются на 125—275°С (Лапухов, 1975).

Секущие крутопадающие дайки габбро-порфиритов приурочены к разломам, трещинам разрыва и в плане образуют расходящийся и выклинивающийся в восточном направлении «веер». В разрезе система силлов и даек габбро-порфиритов «шатровой» структуры является своеобразным экраном и внешним обрамлением расходящегося по падению «пучка» более поздних даек плагиогранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Вся эта система даек и малых интрузий имеет крутое западное склонение. В прикорневой части рассматриваемого «пучка» разновозрастных магматических образований широко развиты самые поздние пострудные дайки лампрофиров.

Структурные позиции Зыряновского месторождения определяются сопряжением субширотной секущей зоны разлома с системой субмеридиональных дизъюнктивов, приуроченных к западному крылу Ревнюшинского антиклинория. Субширотный разлом, по-видимому, является древним, конседиментационным, поскольку он разделяет породы различного литологического состава. При этом крутые, изоклинальные складки, развитые южнее субширотного разлома, сменяются пологозалегающими структурными формами к северу от него.

Рудолокализующая горст-антиклиналь усложняется системой сходящихся взбросо-сдвиговых нарушений, разветвляющихся в восточном направлении. Для «веера» разломов характерно постепенное уменьшение амплитуды горизонтальных и вертикальных перемещений в восточном направлении. В западной части месторождения наблюдается крутое по-

гружение шарнира горст-антиклинальной структуры и сопряженных с ней дизъюнктивов. Узел сопряжения радиальных разломов приурочен к висячему боку клиновидного блока пород фундамента, напоминающего диапировую структуру. От узла сопряжения разломов в восточном направлении отходят три отчетливо выраженные дизъюнктивные зоны, ограничивающие крупные мобильные блоки.

Поперечное сечение Зыряновской рудообразующей структуры получило название «шатровой», что обусловлено системой соединяющихся по восстанию разрывных структур (см. рис. 1, *I* и *II*). Последние контролируют положение разновозрастных силлов, даек и зон гидротермальной минерализации. Наиболее характерна подобная структура для западной части месторождения, а восточный его фланг образуется крылом Ревнюшинского антиклинория, осложненного складками пластического волочения и секущими разломами. В поперечном разрезе Зыряновская горст-антиклиналь имеет асимметричное строение с пологим южным и крутым северным крыльями. Резко асимметрична Зыряновская горст-антиклиналь и в продольном сечении, изгиб осевой линии ее имеет Г-образное очертание.

Сложное сочетание дизъюнктивных и пликативных структур образует блочное строение Зыряновской горст-антиклинали. При этом отдельные блоки относительно друг друга смещены по разломам до 500 м. Преобладают перемещения по разломам взбросового, взбросо-сдвигового и взбросо-надвигового характера с переходом секущих разрывных нарушений в послойные. Расчленяемые продольными дизъюнктивами блоки имеют различную структуру и различаются по интенсивности проявления деформаций. Одни из них характеризуются сильно сжатой, нередко опрокинутой складчатостью, другие — моноклинальным или слабо искаженным первичным залеганием толщ.

В пределах рудоносной Зыряновской горст-антиклинали можно условно выделить следующие структурные зоны: 1) западную зону сопряжения разломов с характерными для нее явлениями диапиризма, секущих крутопадающих дизъюнктивов, и зон брекчирования; 2) центральную, отличающуюся проявлением интенсивного рассланцевания пород, секущих разломов и послойных срывов (зона сжатия); 3) восточную зону разветвления разрывных структур, секущих трещинных структур и грабен-синклиналей (зона растяжения).

Среди значительного разнообразия структурных форм главнейшими рудолокализующими элементами представляются вершины клиновидных блоков, ограниченных сходящимися по восстанию разломами, участки сопряжения основных и оперяющих дизъюнктивов, пологие полости отслаивания во флексурах и замках крупных складок пластического волочения. Этим рудолокализующим структурам соответствуют определенные морфологические типы рудных тел: плитообразные и лентовидные — в разломах, комформные—в складчатых структурах и др. Все рудные тела, названные на месторождении «промзонами» (Северная, Южная, Вторая зона вкрапленников и др.), склоняются преимущественно в западном направлении. Роль экранирующих структур играют сходящиеся по восстанию зоны разломов, глинистые породы маслянской свиты и послойные силлы порфиров и порфиритов.

По гидродинамическому режиму рудоконтролирующих структур в период формирования рудной минерализации можно условно выделить два крайних типа — «сквозной» и «замкнутый», для которых характерны различные типы вещественной зональности гидротермально измененных пород и рудных залежей. Примером «сквозной» структуры может служить зона первого Северного разлома с характерными для нее рассредоточенными по восстанию, но сжатыми по мощности зонами гидротермалитов. Относительно замкнутые структуры типа клиновидно сопряженных по восстанию разломов, полостей отслаивания и флексурных складок обусловили развитие компактных по вертикали, но более мощных по латерали

зональных колонок. В обоих типах рудолокализующих структур стержневые зоны гидротермалитов представлены преимущественно кварцевыми, кварц-серицитовыми образованиями, которые окружены внешними зонами хлоритовых и серицит-хлоритовых метасоматитов.

Для сквозных рудоконтролирующих структур характерна сравнительно слабая зависимость околорудных гидротермалитов от состава исходных вмещающих пород; в закрытых эта зависимость более четкая.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

По поводу существования первичной зональности оруденения на Зыряновском месторождении существуют самые противоречивые мнения. Одни авторы полностью отрицают существование какой-либо зональности, другие допускают ее проявление в рамках классической схемы, которая несколько усложняется переменным распределением повышенных концентраций меди. Как будет показано ниже, кажущееся отсутствие зональности или сведение ее к упрощенным схемам не соответствует действительности. На основании объемно-статистической обработки химических анализов эксплуатационно-разведочных проб (свыше 100 000), характеризующих главные рудные залежи месторождения от их верхней до нижней выклинки, выявлена сложная полиморфная зональность оруденения.

Зональность оруденения проявляется в объемном распределении зон повышенных концентраций, линейных запасов и соотношений рудных компонентов. При анализе зональности особое внимание уделялось исследованию горизонтальной и вертикальной составляющей зональности. На геометрических отстройках обращает на себя внимание тот факт, что наряду с тесной пространственной сопряженностью максимумов концентраций рассматриваемых металлов каждый из них ведет себя самостоятельно. В частности, участки, обогащенные свинцом, цинком и медью, имеют сходную конфигурацию, элементы V-образного строения рудных столбов. Вместе с тем наблюдается относительное смещение контуров изолиний, появление для цинка и меди в нижних частях Северной промзоны дополнительных максимумов, не характерных для свинца, и т. д. При этом величина относительного смещения сопряженных максимумов различных рудных компонентов чаще незначительна. Наиболее контрастно пространственная дифференциация рудных компонентов проявляется в распределении парных соотношений рудных компонентов. При этом отмечаются своеобразные «цинковые ядра», окруженные «рубашкой» свинцово-цинковой и свинцовой минерализации. Намечается также некоторая тенденция к обогащению висячего бока и флангов рудных тел свинцовой минерализацией. Подобные закономерности характерны для верхних и средних участков рудных тел.

Наиболее интересен в генетическом отношении характер пространственной дифференциации соотношений цинк/свинец. В качестве примера на рис. 2 приведены вертикальные продольные проекции изолиний данных величин в пределах Северной и Южной промзон. Абсолютная величина средних соотношений цинк/свинец во многих глубоко разведанных рудных телах Зыряновского месторождения постепенно возрастает от верхних зон к нижним соответственно от 0,5 до 100 единиц и более. Иными словами, существенно галенитовый и сфалерит-галенитовый типы руд переходят с глубиной в галенит-сфалеритовый и сфалеритовый, хотя преобладает на месторождении галенит-сфалеритовая минерализация.

В большинстве случаев наблюдается «прямая» зональность оруденения, обусловленная распределением выделенных зон в указанной выше последовательности. Подобная зональность характерна, например, для Северной, Южной и Внутренней промзон, южного крыла Маслянской

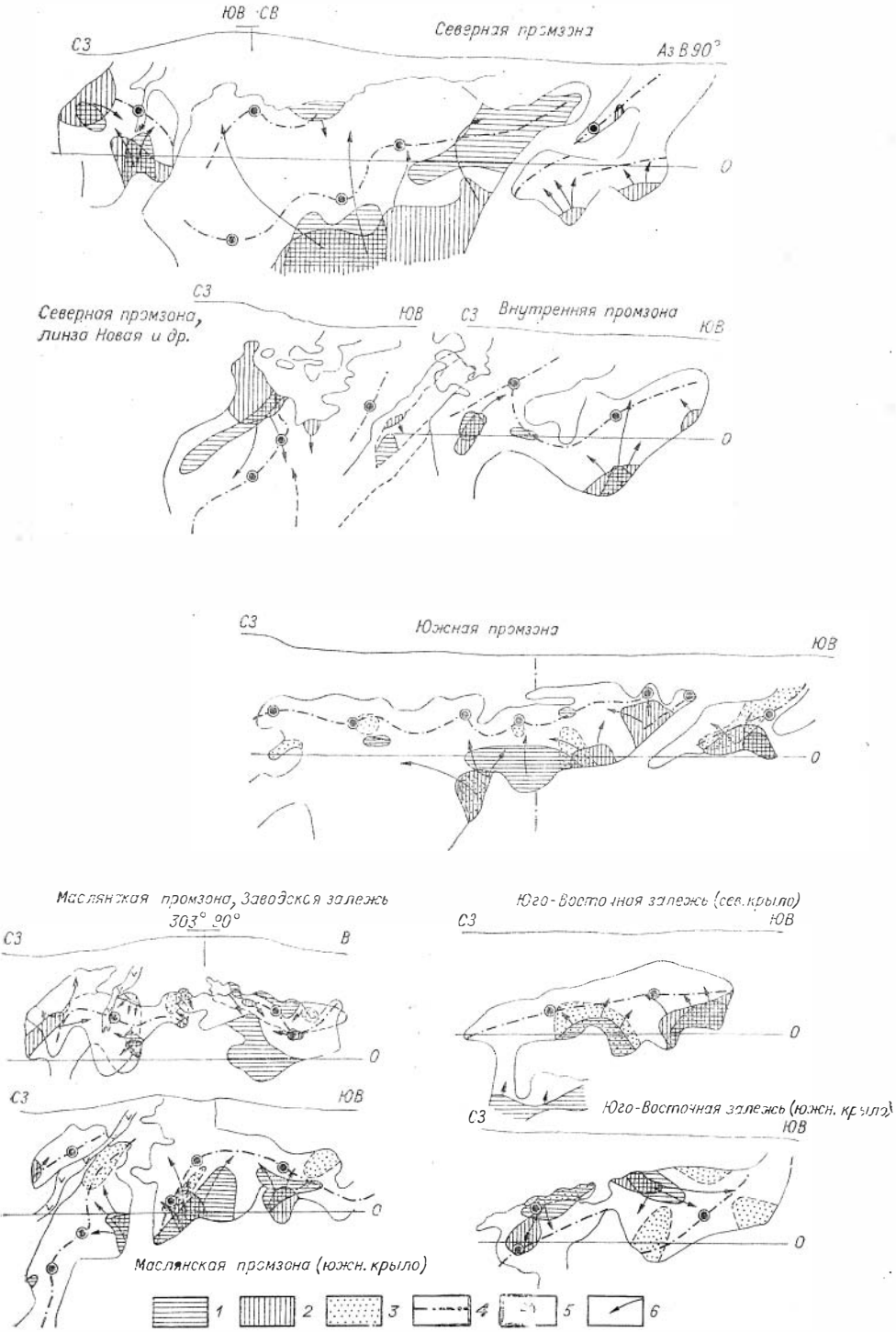


Рис. 2. Схема распределения максимумов соотношений Zn/Cu (*1*), Zn/Pb (*2*), Ag/Au (*3*), осевых линий (*4*) и центров максимумов линейных запасов свинца (*5*) и положение предполагаемых путей миграции рудообразующих растворов (*6*) в период формирования рудных тел Зыряновского месторождения (вертикальные продольные проекции).

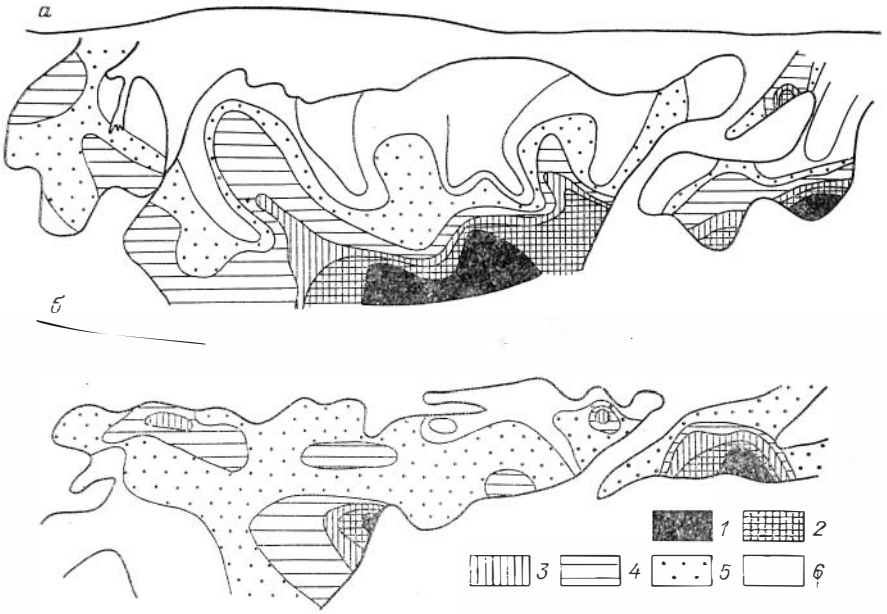


Рис. 3. Схема пространственного распределения соотношений цинк/свинец на вертикальных продольных проекциях Северной (*а*) и Южной (*б*) промзон. Величины соотношений цинк/свинец: *1* — 25; *2* — 10—25; *3* — 5—10; *4* — 2—5; *5* — 1—2; *6* — 1.

промзоны и северного крыла Юго-Восточной залежи (рис. 3). Вместе с тем на Зыряновском месторождении подчиненное значение имеют рудные тела или отдельные их участки с «обратной» зональностью. В частности, верхние зоны южного крыла Юго-Восточной залежи и линзы Новой представлены сфалеритовым типом руд, сменяющимся с глубиной галенит-сфалеритовым и галенитовым. В отдельных случаях наблюдается также повторение «прямой» или «обратной» зональной колонки на разных гипсометрических уровнях (линза Новая, юго-восточный фланг Северной промзоны и др.). Также сложно распределение изолиний средних соотношений Zn/Cu. Они имеют концентрическое строение, подобное изолиниям соотношений Zn/Pb, однако максимумы соотношений Zn/Cu на вертикальных продольных проекциях фиксируются на разных гипсометрических уровнях. В зональной колонке участки аномально высоких относительных концентраций меди занимают переменное положение, хотя на многих участках они тяготеют к областям преимущественного развития галенитовой и сфалерит-галенитовой минерализации (см. рис. 3).

Изолинии соотношений Ag/Au располагаются в общих чертах подобно соотношениям Zn/Pb, однако проявляют более ярко выраженный многоярусный характер дифференциации максимумов и общую тенденцию к возрастанию относительных концентраций серебра по направлению к верхним выклинкам рудных тел.

Иные закономерности обнаруживаются в пространственном распределении зон повышенных концентраций металлов. Так, на рис. 4 в пределах вертикальной продольной проекции Северной промзоны показана схема распределения концентраций свинца и цинка. Приведенная схема отражает ярко выраженный столбовой характер оруденения.

Основные закономерности пространственной дифференциации разнометальных рудных столбов Зыряновского месторождения сводятся к следующему:

рудные столбы рассматриваемых металлов имеют преимущественно северо-западное склонение, согласно с погружением контуров рудных тел.

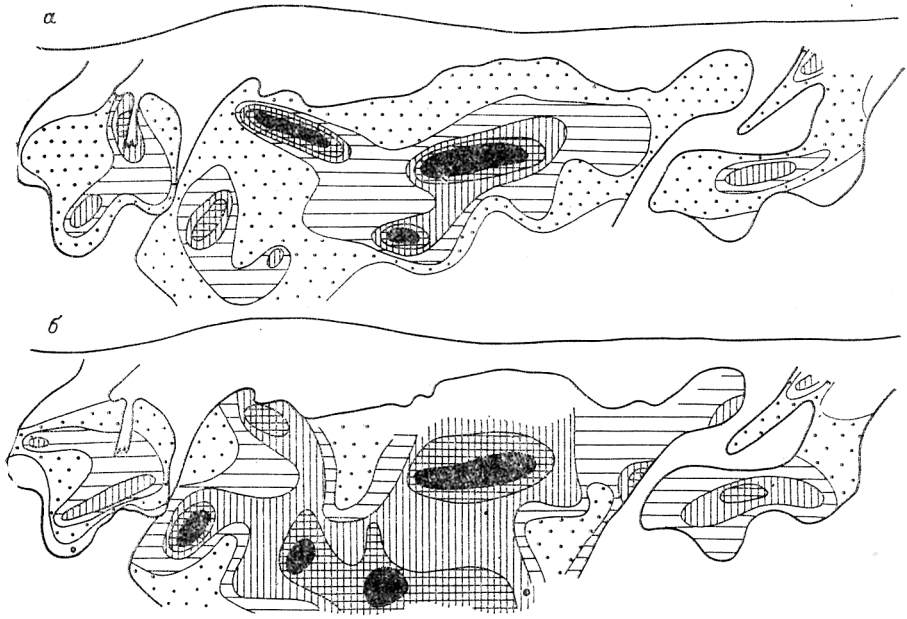


Рис. 4. Схема пространственной дифференциации концентраций свинца (*а*) и цинка (*б*) на вертикальной продольной проекции Северной промзоны (изолинии концентраций в усл. ед.).

Наряду с этим отмечаются элементы подчиненного встречного юго-восточного склонения рудных столбов;

наиболее обогащенные участки рудных тел тяготеют к их фронтальным частям, хотя несколько опущены относительно их верхних кромок;

в пределах полого- и крутосклоняющихся рудных столбов развивается несколько почти горизонтальных уровней группировки максимумов концентраций рудных компонентов. Последние трассируются цепочками вдоль отдельных горизонтов примерно через одинаковые интервалы. С глубиной количество рассматриваемых максимумов убывает, отражая общую тенденцию к выклиниванию рудных тел. В пределах Зыряновского месторождения наблюдается 2—3, иногда до 4 подобных уровней группировки максимумов;

контуры рудных столбов металлов смещены относительно друг друга в соответствии с общим планом зональности. При этом рудные столбы цинка чаще несколько опущены относительно участков повышенных концентраций свинца. Зоны обогащения медной минерализацией занимают переменное положение, хотя чаще располагаются на уровне или несколько ниже цинковых рудных столбов. В нижних частях и на флангах Северной, Южной и Внутренней промзон формируются самостоятельные участки повышенных концентраций меди, пространственно обособленные от рудных столбов других металлов;

амплитуда относительного смещения рудных столбов различных компонентов возрастает от нижних к верхним выклинкам и флангам рудных тел;

зоны повышенных концентраций серебра и золота тяготеют к верхним фронтальным частям рудных тел. Они частично сопрягаются с участками рудных тел, обогащенных свинцово-цинковой минерализацией, а также образуют самостоятельные максимумы.

Морфология зон повышенных концентраций ведущих рудообразующих компонентов обусловлена комбинированным влиянием структурно-литологических факторов и экранирующих структур, строением Зыряновской

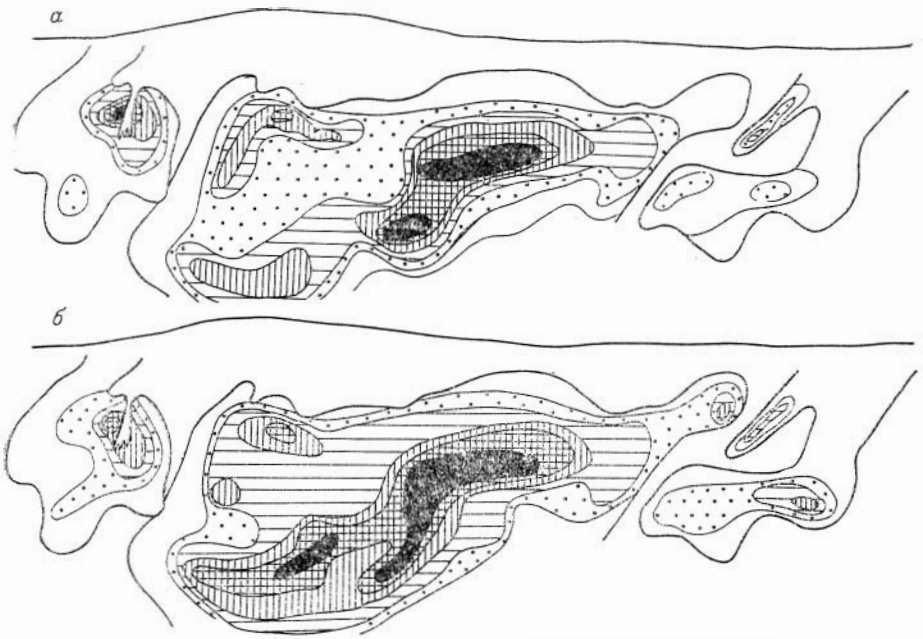


Рис. 5. Схема пространственного распределения линейных запасов свинца (*а*) и цинка (*б*) на вертикальной продольной проекции Северной промзоны (изолинии линейных запасов в усл. ед.).

горст-антиклинали и осложняющих ее пологих флексурных зон, сочетанием складчатых структур с крутыми продольными и поперечными разрывными структурами и др. В частности, пологое залегание шарнира Зыряновской антиклинали и крутое погружение его в северо-западной части месторождения сказывается на описанном выше распределении рудных столбов, в зоне пересечения складчатой структуры с поперечными крутозалегающими разрывными нарушениями формируются диагональные рудные столбы встречного склонения и т. д.

Контуры участков локализации максимумов линейных запасов в пределах рудных тел Зыряновского месторождения сходны со строением зон повышенных концентраций. В большинстве случаев участки повышенных концентраций тяготеют к раздувам мощностей рудных залежей. Вместе с тем в их распределении отмечается некоторая самостоятельность. В частности, появляются дополнительные максимумы, изменяется конфигурация и ориентировка их осевых линий.

На рис. 5 изображены контуры изолиний линейных запасов свинца и цинка на вертикальной продольной проекции Северной промзоны. Выводы, сделанные относительно закономерностей пространственной дифференциации максимумов концентраций металлов распределения их осевых линий, многоярусного характера сульфидной минерализации, справедливы и для линейных запасов. Однако последние часто более компактно локализованы на отдельных горизонтах, и хотя тяготеют к осевой части Зыряновской антиклинали, во многих рудных залежах несколько опущены относительно зон повышенных концентраций.

В обобщенном виде размещение суммарных мощностей рудных тел Зыряновского месторождения, спроецированных на вертикальную плоскость северо-западного простирания, представлено на рис. 6, который построен путем суммирования поверхностей распределения мощностей отдельных рудных тел. Последний позволяет выявить некоторые общие закономерности локализации запасов рудных компонентов в пределах Зыряновс-

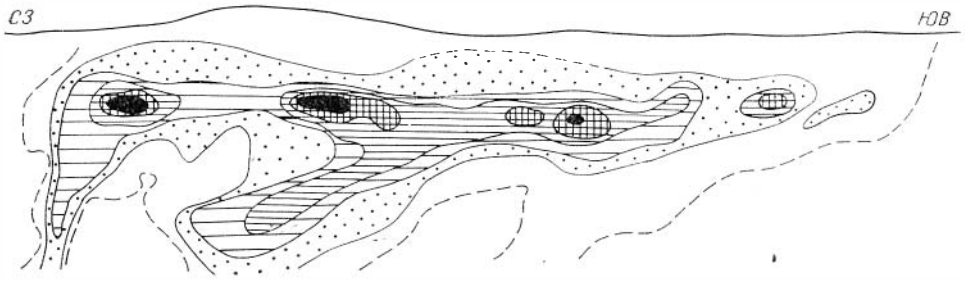


Рис. 6. Сводная вертикальная продольная проекция суммарных мощностей рудных тел Зыряновского месторождения. Густота штрихов соответствует интенсивности изолиний.

ской антиклинальной структуры. В частности, сводная проекция суммарных мощностей рудных тел представляет собой пологую, почти горизонтальную зону колчеданно-полиметаллической минерализации, которая расщепляется снизу, в северо-западной части, на две ветви со встречным склонением по их падению: крайняя из них, северо-западная, имеет почти вертикальное склонение; вторая под углом 30° падает в северо-западном направлении.

Намечается также слабо выраженная третья рудная ветвь северо-западного склонения. В пределах пологой зоны оруденения развивается четыре рельефных максимума, взаимно удаленных через четкий ритмический шаг. Тем самым, обобщенные контуры зоны фиксации сульфидной минерализации Зыряновского месторождения на вертикальной продольной проекции имеют несколько искаженную Г-образную конфигурацию, которая обусловлена сочетанием пологих пликативных и крутопадающих дизъюнктивных рудолокализующих структур.

Рассмотренные закономерности пространственного распределения линейных запасов, концентраций и соотношений ведущих рудообразующих компонентов на вертикальных продольных проекциях отражаются в виде изолиний с вытянутыми максимумами, в общем полого склоняющимися в северо-западном направлении. Оконтуриваемые ими зоны обогащения на определенных горизонтах убывают как книзу, так и кверху рудных тел. Вместе с тем группировка рассмотренных максимумов на разных гипсометрических уровнях и графики распределения концентраций и линейных запасов металлов по вертикали (в пределах промышленных контуров оруденения) имеют форму синусоид с переменной длиной волны и свидетельствуют о многоэтажном характере распределения оруденения. Гипсометрические уровни группировки максимумов оруденения различаются для отдельных рудных тел, но для месторождения в целом выделяется три сквозных горизонта интенсивного рудоотложения. Наиболее важными из них являются верхние ярусы группировки максимумов, в пределах которых локализуется наиболее богатое оруденение. Гипсометрические уровни осевых линий этой группы максимумов колеблются в пределах горизонтов от +100 до +175 м (в отметках над уровнем моря). Вторая и третья группы максимумов, имеющие подчиненное значение, фиксируются соответственно на горизонтах —50 и —200 м.

Характерная особенность зональности Зыряновского месторождения — ее ритмичность. Ритмичность обусловлена тем, что гипсометрические уровни модальных значений максимумов линейных запасов и концентраций металлов в пределах рассмотренных горизонтов интенсивного рудоотложения несколько смещены относительно друг друга и имеют следующую вертикальную последовательность (снизу вверх): медь — цинк—серебро—золото.

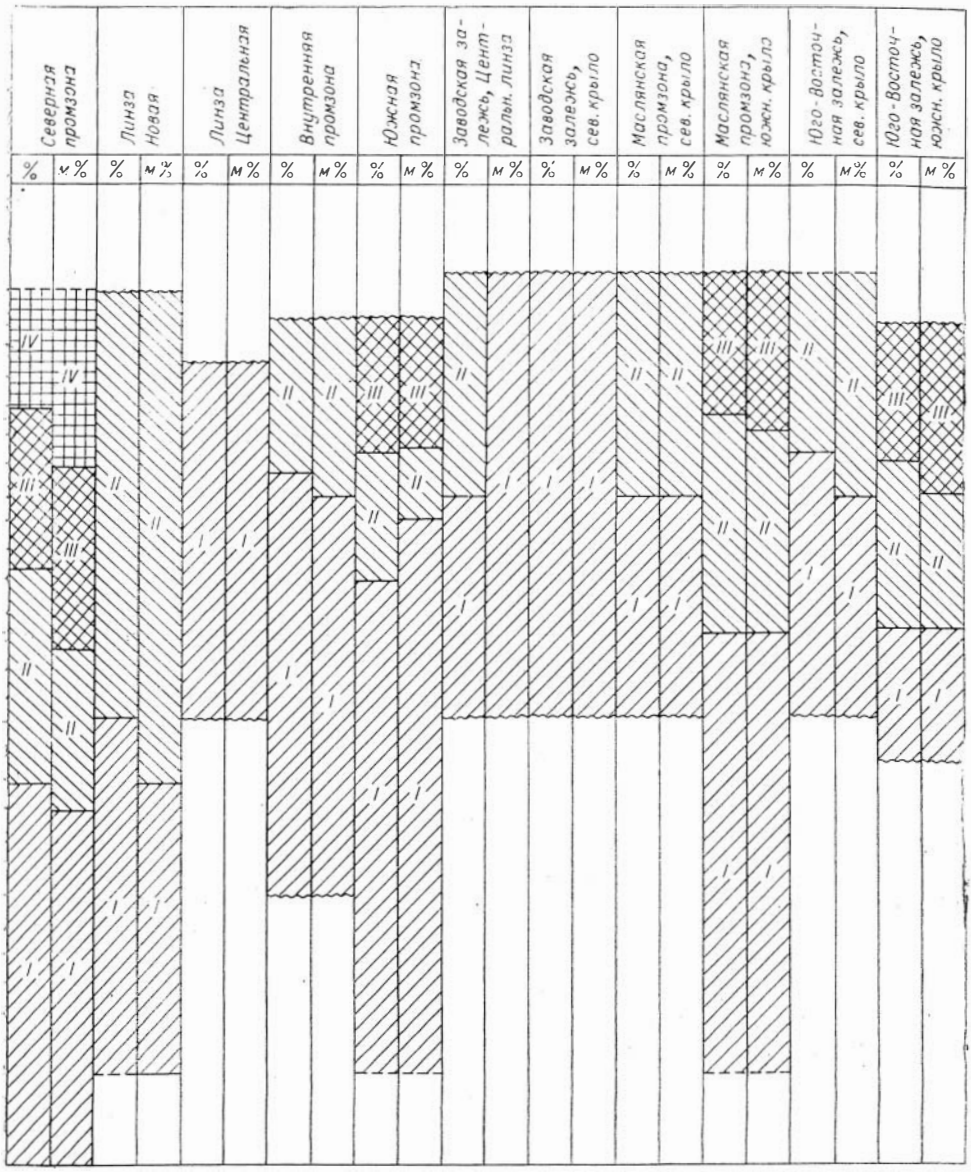


Рис. 7. Схема распределения вертикальных ритмов зональности в рудных телах Зыряновского месторождения.

В отдельных случаях эта схема нарушается за счет переменного положения максимумов меди, серебра и золота, а для отдельных участков рудных тел устанавливается даже обратный порядок зональности.

Если за основание отдельных ритмов принять гипсометрические уровни мод максимумов меди, а за их вершины — максимумы свинца, то для рудных тел месторождения схему ритмической зональности можно представить в виде рис. 7. Данная схема в известной мере условна, поскольку выделение границ ритмов в некоторых случаях вызывает определенные затруднения из-за определенных искажений зональных колонок взаимного положения отдельных ритмов. Тем не менее данная схема наглядно иллюстрирует ритмически зональное внутреннее строение исследованных рудных тел.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Работами предшествующих исследователей установлено, что процессы гидротермальных преобразований вмещающих пород месторождения характеризовались сложным многостадийным развитием, обусловившим формирование нескольких типов метасоматически измененных пород, различающихся между собой как по минеральному составу, так и по времени и условиям образования. По данным М. Г. Хисамутдинова (1955, 1956; и др.), А. К. Каюпова и др. (1957) и многих других исследователей, гидротермально-метасоматические процессы, проявившиеся на месторождении, могут быть подразделены на два крупных этапа, соответствующих дорудным контактово-метасоматическим образованиям и тесно связанным с оруденением собственно гидротермально измененным околорудным породам. Среди последних выделяются, в свою очередь, три стадии: магнезиального и калиевого метасоматоза и собственно рудная стадия, включающая большую часть руд месторождения. Эта схема нашла отражение в более или менее видоизмененных вариантах в большинстве последующих работ, включая самые последние. Наиболее существенные изменения внесены в нее Н. Г. Кудрявцевой и др. (1973), которые, придерживаясь гипотезы Д. С. Коржинского (1953), именуют первую стадию магнезиального метасоматоза стадией выщелачивания, а вторую — стадией отложения, подразумевая, таким образом, наличие между ними тесных генетических связей. При изложении фактического материала, в значительной степени оригинального, авторы придерживались приведенной схемы (рис. 7).

В пределах Зыряновского рудного поля наиболее широко распространены метасоматиты стадии выщелачивания, в которых обычно выделяются три метасоматические зоны: внешняя, представленная в основном кварцем, серицитом и хлоритом; средняя, сложенная главным образом кварцем и серицитом; внутренняя, практически мономинеральная, состоящая преимущественно из кварца. Подобная зональность устанавливается как вдоль открытых структур типа первого Северного разлома, где метасоматиты характеризуются относительно небольшой мощностью, так и вблизи закрытых структур — клиновидных сопряжений разломов, полостей отслаивания во флексурных изгибах и замках складок и пр., в пределах которых наблюдается значительное увеличение мощности гидротермально измененных пород (рис. 8). Вместе с тем метасоматиты ранней гидротермальной стадии характеризуются в целом концентрически зональным строением, причем внутренняя зона максимально измененных пород, обозначающая пути движения гидротермальных растворов, погружается в юго-западном направлении согласно вмещающим структурам. В результате на поверхности современного эрозионного среза мономинеральные кварцевые и кварц-серицитовые породы получили максимальное развитие в средней части месторождения, в то время как на его флангах отмечается преимущественное развитие гидротермально измененных пород внешней метасоматической зоны. Наблюдаемая протяженность этих пород по направлению движения гидротермальных растворов достигает 2—2,5 км, а в перпендикулярных к нему сечениях — 1—1,5 км. Соотношения мощностей метасоматических зон от центра к периферии характеризуются соответственно следующими величинами: 1:10:20 и 1:30:40.

Во многих случаях метасоматическая колонка усложняется вследствие наложения на нее существенно хлоритовых, хлорит-доломитовых, калишпатовых, альбитовых и некоторых других метасоматитов стадии отложения, приуроченных к подновленным или более поздним по времени образования тектоническим нарушениям, пересекающим все без исключения метасоматические зоны и выходящим в ряде случаев даже в неизмененные породы. Мощность метасоматитов стадии отложения не превышает первых десятков метров.

В качестве примера, характеризующего метасоматиты стадии выщелачивания, можно рассмотреть один из сравнительно простых по строению разрезов, расположенный в восточной части месторождения (см. рис. 8, разрез 18). Петрографические исследования показали, что до развития процессов гидротермальных изменений исходные породы разреза — алевролиты и песчаники — почти повсеместно подверглись автометаморфическим преобразованиям, значительно изменившим их первоначальный минеральный состав. В результате эти породы, будучи сложенными, как и их неизмененные аналоги, главным образом кварцем, первичным полевым шпатом, глинистыми минералами и кальцитом, содержат вместе с тем значительные количества альбита (№ 1—8), хлорита магнезиально-железистого состава ($F=28—40\%$, $b_0=9{,}24—9{,}27$; $C \sin \beta=14{,}35—14{,}22$), серицита ($Ng=1{,}578$), кальцита, пирита и реже эпидота (см. табл. 1). Кроме того, на отдельных участках породы наблюдается значительное количество стильпномелана ($Np=1{,}585—1{,}595$; $Ng=1{,}560—1{,}570$), образование которого связано с проявлениями процессов контактового метаморфизма.

В строении рассматриваемой метасоматической колонки, как, впрочем, и в подавляющем большинстве других подобных колонок, могут быть выделены три метасоматические зоны, расположенные в следующем порядке (в направлении от неизмененных пород): хлоритизации, серицитизации и окварцевания.

Породы внешней зоны испытали, сравнительно с неизмененными гидротермальными процессами, алевролитами и песчаниками преобразования, выразившиеся в полном замещении эпидота, альбита и стильпномелана серицитом и хлоритом. Хлорит соответствует здесь, в отличие от предыдущего случая, корундофиллиту ($F=29—13\%$; $Nm=1{,}629—1{,}585$; $b_0=9{,}25—9{,}20$; $C \sin \beta=14{,}15—14{,}11$). Кроме того, исследованиями установлено закономерное уменьшение железистости хлорита в направлении от неизмененных пород, где она составляет $\sim 30\%$ к внутренней границе зоны, вблизи которой величина этого параметра опускается до 10%. Серицит в целом близок к эталонной разновидности этого минерала, но вместе с тем, как установлено в результате наблюдений, характеризуется последовательным увеличением Nm от 1,580 до 1,592 в направлении к тыловой части зоны, что связано, вероятно, с возрастанием в этом направлении его железистости. Карбонат, соответствующий, судя по показателям преломления ($N_0=1{,}65$; $Ne=1{,}484$), кальциту, встречается как в виде редких довольно крупных зерен, так и единичных прожилков, наложенных на основную массу метасоматических минералов. Из числа второстепенных минералов необходимо упомянуть пирит, образующий редкую вкрапленность, а также рутил, слагающий отдельные зерна. Главным породообразующим минералом является по-прежнему кварц, количество которого возрастает здесь до 60%. Структура метасоматитов рассматриваемой зоны сохраняет основные черты неизмененных пород.

Породы средней зоны состоят главным образом из двух минералов— серицита и кварца, количественные соотношения которых изменяются от 1:2 до 1:6. Основная ткань породы состоит, таким образом, из чередующихся между собой линейно-вытянутых мелкочешуйчатых агрегатов серицита и более крупнозернистых образований кварца. На них часто накладываются более крупнокристаллические образования этих же минералов в виде прожилкообразных и неправильной формы обособлений. Суммарное количество кварца и мусковита составляет 95—98% породы. Наблюдается дальнейшее возрастание показателя преломления слюды, достигающего во внутренних частях зоны величины $Ng=1{,}612$. Из числа второстепенных минералов должен быть упомянут пирит и реликтовый в данном случае хлорит магнезиального состава, а также содержащийся в ничтожных количествах кальцит и рутил.

18
9a

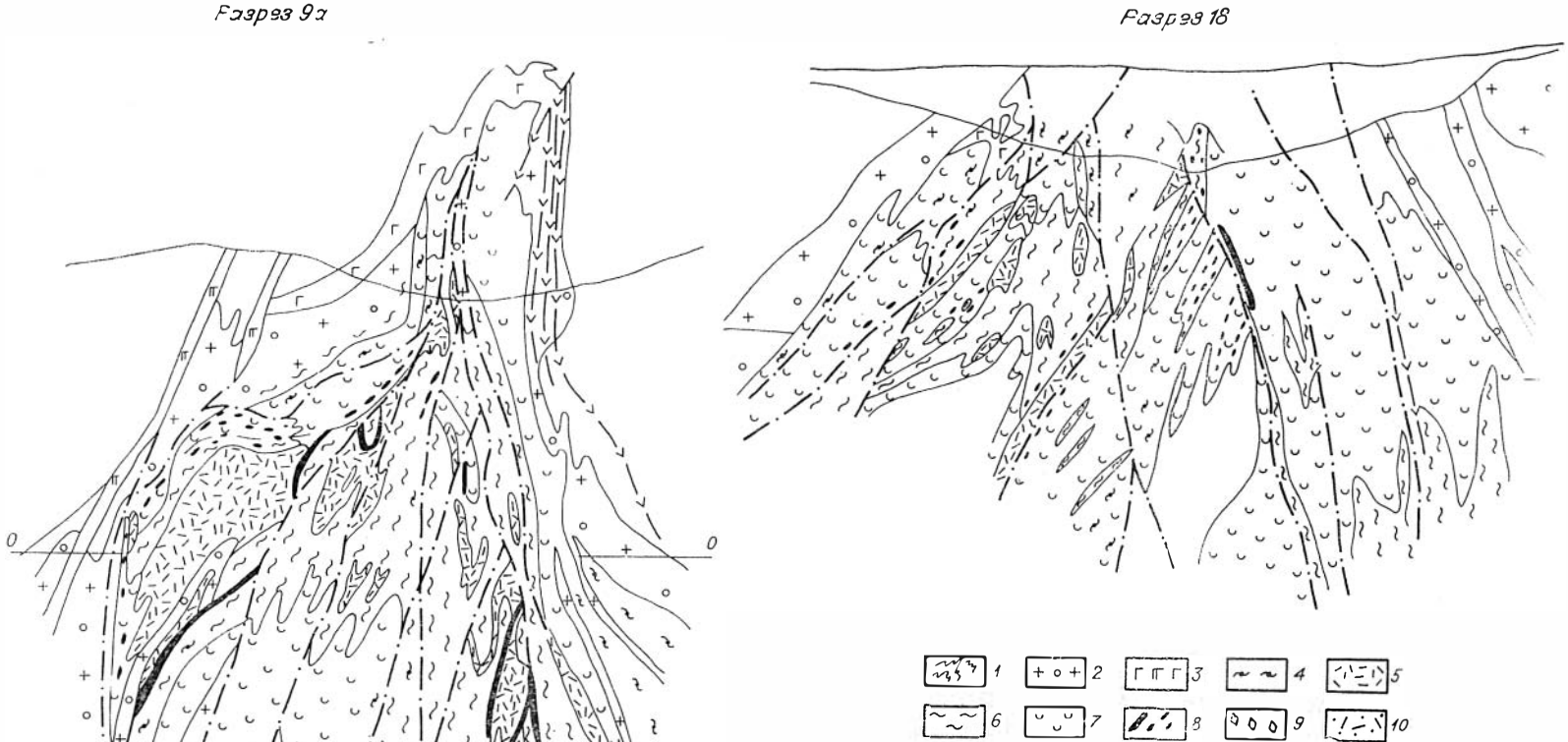


Рис. 8. Распределение гидротермально измененных пород на плане горизонта.

1 — метаморфизованные породы нижнепалеозойского комплекса; *2* — нерасчлененные кварцевые альбитофиры; *3* — диабазы и габбро-диабазы; *4* — биотитовые роговики, связанные с верхнепалеозойскими гранитами. Метасоматиты стадии выщелачивания; *5* — зона окварцевания (зона 3); *6* — зона серицитизации (зона 2); *7* — зона хлоритизации (зона 1). Метасоматиты стадии отложения: *8* — хлоритолиты, *9* — хлорит-доломитовые и доломитовые породы, *10* — кварц-хлорит-карбонат-альбитовые породы.

Породы внутренней зоны характеризуются еще более простым составом. Они сложены одним породообразующим минералом — кварцем, составляющим более или менее равномерно-зернистые агрегаты, в целом подобные упомянутым выше. Помимо кварца в породах этой зоны можно наблюдать мусковит в количестве, достигающем нескольких процентов, а также кальцит, рутил, пирит и сохранившиеся незамещенными чешуйки хлорита. Количество этих минералов не превышает 1%. Мусковит соответствует модификации $2M_1$ ($2V=-41-45°$; $Ng=1{,}593-1{,}597$; $Nm=1{,}586-1{,}592$; $Np=1{,}580-1{,}587$; $\Delta N=0{,}032=0{,}040$; $a_0=5{,}18$ Å; $b_0=9{,}04$ Å; $C_0=20{,}07$ Å). Структура пород этой зоны гранобластовая. Результаты химических анализов, характеризующих описанные породы и данные их пересчетов, приведены в табл. 1. Подобная зональность устанавливается при преобразовании не только алевролитов и песчаников, но и магматических пород повышенной кислотности, например, кварцевых порфиров. Данные, характеризующие изменения минерального и химического составов этих пород в процессе их метасоматических преобразований, приведены в табл. 2.

Из изложенного следует, что метасоматические колонки характеризуются последовательным уменьшением количества минералов в зонах по мере удаления их от неизмененных пород, понижением в том же направлении железистости хлоритов, степени дегидратации калиевой слюды, а также выносом в процессе метасоматоза большинства породообразующих компонентов, включая значительную часть алюминия. Отмеченные особенности метасоматических колонок свидетельствуют о том, что они представляют собой типичный продукт выщелачивания вследствие инфильтрационно-диффузионного взаимодействия первично-кислых растворов с исходными породами повышенной кислотности.

В связи с тем, что в рудовмещающей песчано-сланцевой толще Зыряновского месторождения довольно часто встречаются линзы и прослои известняков, она представляет собой довольно удобный объект для сравнительного изучения метасоматических процессов в алюмосиликатной и карбонатной средах. Установлено, что при изменении известняков в условиях их выщелачивания образуется не менее трех разновидностей метасоматитов: доломиты и доломитизированные известняки, кварц-кальцитовые и кварц-кальцит-доломитовые метасоматиты.

Неизмененные разновидности известняков встречаются редко. Наиболее протяженные линзы пород мощностью 5—10 м известны в юго-западной части рудного поля месторождения. Они сложены в основном крупными зернами кальцита ($Ca_{0,998}C_{1,008}O_3$), составляющими до 85—95% объема породы. Помимо кальцита в породе содержатся в резко подчиненных количествах альбит ($Np=1{,}527$; $-2V=80°$), мусковит ($N=1{,}583$; $Np=1{,}552$; $-2V=34-37°$), кварц, пирит, гематит и апатит. Структура известняков гранобластовая. В отличие от известняков доломиты характеризуются более мелкими размерами зерен, определяющих не только микрогранобластовую, но нередко также мозаичную, зубчатую и неравномерно-зернистую структуры. Карбонат, слагающий основную массу породы (до 85—95%), приближается согласно оптическим ($N_0=1{,}680-1{,}682$; $Ne=1{,}503-1{,}506$) и химическим данным ($Ca_{1,005}Mg_{1,007}Mn_{0,003}$) $(C_{0,995}O_3)_2$ к эталонному доломиту. Кроме доломита, в породе в незначительных количествах содержатся кварц, мусковит, гематит, пирит, кальцит, а также магнезиально-железистый хлорит ($Nm=1{,}625$; $\Delta N=0{,}001-0{,}002$). Кварц-кальцитовые метасоматиты характеризуются неравномерно-зернистой мозаичной структурой и практически бимииеральиым составом, представленным кальцитом и кварцем. Кроме того, в количестве, не превышающем нескольких процентов, в породе содержатся доломит, мусковит, апатит, талък и пирит. Судя по наблюдаемым в шлифах соотношениям, кварц всегда замещает и корродирует кальцит вплоть до образования на отдельных участ-

Таблица 1

Изменения минерального и химического состава пород (зон) и баланс привноса (+) —выноса (—) вещества при образовании колонки выщелачивания за счет пропилитизированных песчаников (0,1,2,3 — номера зон)

Минерал	Минеральный состав, вес. %				Окисел	Химические анализы				Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³				Относительный привнос—вынос, % к 0		
	0	1	2	3		0	1	2	3		0	1	2	3			
Эпидот	2,78	—	—	—	SiO_2	73,93	75,50	82,37	93,03	Si	198,63	202,84	217,99	246,63	+2,12	+9,75	+24,16
Альбит	39,86	—	—	—	TiO_2	0,90	0,40	0,27	0,29	Ti	1,81	0,80	0,54	0,59	—55,80	—70,16	—67,40
Кальцит	1,00	1,00	—	0,2	Al_2O_3	12,61	13,40	12,27	3,33	Al	39,92	42,42	38,26	10,39	+6,26	—4,16	—73,97
Серицит	9,20	27,66	—	—	Fe_2O_3	0,74	0,19	0,08	0,08	Fe^{+3}	1,49	0,38	0,16	0,16	—74,49	—91,27	—91,27
Гидромусковит	—	—	30,74	—	FeO	1,40	1,54	1,04	0,62	Fe^{+2}	3,13	3,44	2,29	0,37	+9,90	—26,83	—88,18
Мусковит	—	—	—	7,97	MnO	0,12	0,14	0,02	0,02	Mn	0,26	0,29	0,04	0,04	+11,53	—84,61	—84,61
Хлорит	4,33	9,23	0,6	—	MgO	0,85	3,20	0,10	Сл.	Mg	3,40	12,81	0,39	Сл.	+276,76	—88,53	—100,00
Кварц	41,40	59,5	66,0	82,42	CaO	1,25	0,54	Сл.	0,09	Ca	3,58	1,54	Сл.	0,31	—56,98	—100,00	—100,00
Рутил	0,72	0,31	0,31	0,31	Na_2O	4,71	0,09	»	0,05	Na	24,52	0,47	»	0,25	—98,08	—100,00	—100,00
Пирит	Сл.	2,04	1,68	0,96	K_2O	0,63	1,73	1,93	0,94	K	2,15	5,90	6,51	3,17	+174,42	+207,79	+47,44
$F_{хл}$	29,63	15,42	13,12	7,16	H_2O^+	1,02	2,32	0,80	0,39	P	0,18	0,20	0,15	0,15	+11,11	—16,66	—16,66
	29,63	13,			H_2O^-	0,23	0,13	0,17	0,13	C	1,58	1,68	Сл.	0,43	+6,33	—100,00	—72,78
					SO_3	—	—	0,92	0,51	H	18,27	41,07	14,12	7,05	+124,79	—22,71	—61,41
					CO_2	0,45	0,46	Сл.	0,12	O	499,34	517,14	508,16	516,42	+3,56	+1,76	+3,42
					P_2O_5	0,08	0,09	0,07	0,07								
					П. п. п.	0,35	0,33	0,21	0,16								
					Сумма...	99,27	100,6	100,25	99,83	$+\Sigma$	—	—	—	—	7,63	4,07	8,28
					Плотность	2,68	2,67	2,64	2,64	Σ	798,26	830,98	788,61	785,96	+4,10	—1,22	—1,54
										$-\Sigma$	—	—	—	—	3,53	5,29	9,82

Примечание. Здесь и далее в табл. — $F_{хл}$ — железистость хлоритов (атом. %) из фронтальной и тыловой частей зон. Анализы пород выполнены в химической лаборатории Казахского института минерального сырья. Плотность—г/см³.

Таблица 2

Изменения минерального и химического состава пород (зон) и баланс привноса (+) — выноса (—) вещества при образовании колонки выщелачивания за счет кварцевых порфиров

Минерал	Минеральный состав зон, вес. %				Окисел	Химические анализы				Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³				Относительный привнос—вынос, % к 0		
	0	1	2	3		0	1	2	3		0	1	2	3			
Эпидот	6,90	—	—	—	SiO_2	70,48	72,85	76,63	93,76	Si	189,85	194,88	209,88	247,10	+21,65	+10,55	+30,16
Альбит	37,54	—	—	—	TiO_2	0,80	0,68	0,69	0,65	Ti	1,65	1,37	1,37	1,21	—16,97	—16,97	—26,66
Серицит	5,70	—	—	—	Al_2O_3	13,10	11,45	12,22	3,15	Al	41,63	34,65	38,35	9,78	—16,76	—7,88	—76,51
Гидромусковит	—	24,60	29,90		Fe_2O_3	0,95	0,19	0,09	Сл.	Fe^{+3}	1,92	0,38	0,18	Сл.	—80,21	—90,62	—109,00
Мусковит	—	—	—	7,97	FeO	4,30	4,45	2,45	0,35	Fe^{+2}	9,69	9,96	9,43	0,77	+2,78	—43,96	—92,05
Хлорит	4,57	9,05	0,50	0,40	MnO	0,11	0,12	0,09	0,06	Mn	0,26	0,27	0,20	0,13	+3,85	—67,53	—50,00
Кварц	49,50	58,40	64,15	90,07	MgO	1,08	2,54	0,15	0,11	Mg	4,21	10,12	0,59	0,43	+140,38	—85,98	—89,78
Пирит	1,50	7,00	4,08	0,60	CaO	0,98	0,12	0,10	0,06	Ca	2,83	0,36	0,28	0,17	—87,27	—90,10	—94,00
Кальцит	0,20	0,20	0,50	0,10	Na_2O	4,40	0,23	0,19	0,06	Na	23,00	1,19	0,97	0,30	—94,82	—95,78	—98,69
Рутил	0,80	0,72	0,72	0,64	K_2O	0,66	1,24	1,52	0,85	K	2,33	4,22	5,15	2,86	+81,11	+121,03	+22,75
$F_{хл}$	30,53	21,13	10,12	5,48	H_2O^+	1,31	1,95	1,45	0,42	P	0,16	0,15	0,18	0,20	—6,25	+12,50	+25,00
	30,53	10,12	5,48	5,48	S	0,85	3,81	2,12	0,28	C	0,37	0,39	0,32	0,18	+5,40	—13,51	—51,31
					P_2O_5	0,07	0,07	0,08	0,09	S	4,30	19,10	10,55	1,38	+344,18	+145,35	+—67,90
					CO_2	0,10	0,11	0,09	0,05	H	18,52	34,76	25,68	7,38	+87,68	+38,66	—60,15
					П. п. п.	0,14	0,09	0,27	0,17	O	488,31	489,90	503,17	518,92	+0,29	+2,86	+6,74
					Сумма .	99,33	99,90	100,14	100,06	+Σ	—	—	—	—	5,79	6,57	11,13
					Плотность	2,69	2,67	2,67	2,64	Σ	789,03	801,70	806,30	790,81	+1,60	+1,76	+0,22
										—Σ	—	—	—	—	4,19	4,81	10,92

ках породы почти мономинеральных пород, состоящих из лапчатых и кружевных срастаний этого минерала. Кварц-кальцит-доломитовые породы по структуре и составу занимают промежуточное положение между кварц-кальцитовыми и кварц-доломитовыми метасоматитами. Весьма показательно, что в метасоматических колонках выщелачивания алюмосиликатных пород эти образования занимают постоянное и вполне определенное место. Мономинеральные апоизвестняковые кварциты и кварц-кальцитовые метасоматиты во всех наблюдаемых случаях располагаются исключительно в пределах центральной кварцевой зоны метасоматических колонок алюмосиликатных пород, кварц-кальцит-доломитовые метасоматиты всегда приурочены к средней кварц-серицитовой зоне колонки выщелачивания, а доломитовые метасоматиты залегают во внешних зонах таких колонок. Изменение минерального и химического состава пород в процессе описанных преобразований показаны в табл. 3. Таким образом, проведенные исследования однозначно указывают на то, что все описанные выше породы — это продукт единого метасоматического процесса и, следовательно, должны быть отнесены к одной и той же метасоматической формации.

Помимо метасоматитов, составляющих колонки выщелачивания, в пределах Зыряновского месторождения значительное развитие получили уже упоминавшиеся выше гидротермально измененные породы стадии отложения. Среди этих пород выделяют три основные разновидности: хлоритолиты, кварц-микроклиновые и альбитовые метасоматиты. (Хисамутдинов, 1955 и др.).

Морфологические особенности тел хлоритолитов в значительной степени определяются формой и размерами тектонических нарушений, к которым они приурочены; в зонах линейных нарушений образуются, как правило, плитообразные тела хлоритолитов, в узлах сопряжения таких нарушений обычно возникают клиновидные, а в плоскостях отслаивания, флексурных перегибах и под экранами — седловидные и грибовидные тела. По простиранию эти породы прослеживаются на значительные расстояния (1,5—2 км) при мощности, изменяющейся в широких пределах — от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров. Большая часть тел хлоритолитов располагается на средних и в особенности на верхних горизонтах месторождения.

Проведенные минералого-петрографические исследования показали, что хлоритолиты, как и метасоматиты стадии выщелачивания, характеризуются довольно отчетливо выраженным зональным строением, причем в большинстве случаев можно выделить не менее трех метасоматических зон. Особенности их строения можно показать на примере гидротермально измененных алевролитов и песчаников, наиболее широко распространенных вмещающих пород месторождения (табл. 4).

Гидротермально измененные алевролиты и песчаники внешней зоны по внешнему облику и текстурно-структурным особенностям почти не отличаются от неизмененных пород, характеристика которых приведена при описании колонок выщелачивания. Микроскопические наблюдения свидетельствуют, однако, о том, что в породах этой зоны происходит интенсивная дегидратация гидромусковита, сопровождаемая образованием мусковита (Ng=1,584; ΔN=0,035—0,038; $-2V$=41—43), близкого к эталонному, укрупнение зерен кальцита, с образованием индивидов размером до 2 мм, замещение темно-зеленого хлорита бледно-зеленым более магнезиальным (Nm=1,627—1,600; ΔN=0,002), появление значительного количества пирита (до 6%) и полное исчезновение альбита и эпидота. Отмеченные особенности позволяют считать описанные породы типичными метасоматитами и выделить их в особую зону. Метасоматиты средней зоны отличаются от только что описанных пород тем, что в них полностью отсутствуют кальцит и несколько возрастает количество вновь образованных чешуек бесцветного хлорита (Nm=1,600—1,590; ΔN=0,002), которые здесь занимают до 25% площади шлифов. Незамещенная новообразованиями

Таблица 3

Изменения минерального и химического составов пород и баланс привноса (+) — выноса (—) вещества в процессе доломитизации и окварцевания известняков

Минерал	Минеральный состав, вес. %			Окисел	Химические анализы			Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³			Относительный привнос—вынос, % к 1	
	1	2	3		1	2	3		1	2	3		
Апатит	0,33	0,30	0,31	SiO_2	6,24	4,20	49,33	Si	16,88	11,79	132,53	—30,15	+686,30
Кварц	2,34	0,54	46,39	TiO_2	Сл.	Нет	Сл.	Al	4,71	8,28	4,18	+75,79	—11,25
Пирит	0,72	0,24	0,48	Al_2O_3	1,48	2,50	1,32	Fe^{+3}	0,42	1,05	0,18	+150,00	—57,14
Мусковит	2,39	3,18	1,56	Fe_2O_3	0,21	0,50	0,09	Fe^{+2}	0,97	0,70	2,96	—28,89	+205,15
Гематит	0,16	0,48	—	FeO	0,43	0,30	1,33	Mn	Сл.	0,52	0,25	Привнос	Привнос
Хлорит	Сл.	4,95	4,33	CaO	50,65	29,15	24,68	Mg	»	83,66	5,52	»	»
Тальк	—	—	1,52	MgO	Сл.	19,85	1,38	Ca	145,43	88,15	71,04	—39,38	—51,15
Кальцит	89,50	5,00	44,64	MnO	»	0,22	0,11	Na	2,52	1,52	Сл.	—39,69	—100,00
Доломит	Нет	82,59	Сл.	Na_2O	0,48	0,28	Сл.	K	1,13	1,35	0,27	+19,47	—76,10
				K_2O	0,33	0,38	0,08	P	0,29	0,19	0,23	—34,48	—20,68
				P_2O_5	0,13	0,08	0,10	C	145,17	163,64	73,10	+12,72	—49,64
				CO_2	39,80	42,70	19,76	H	2,16	11,23	12,71	+419,92	+488,42
				H_2O^+	0,12	0,59	0,71	O	483,16	546,39	507,57	+13,08	+5,05
				H_2O^-	0,10	0,03	0,12						
				П. п. п.	Нет	0,06	0,63	$+\Sigma$	—	—	—	22,32	19,07
				Сумма	99,97	100,84	99,64	Σ	803,69	919,30	810,54	+14,39	+0,85
								$-\Sigma$	—	—	—	7,93	18,22
				Плотность	2,70	2,82	2,68						

Примечание. 1 — известняк, 2 — доломит, 3 — окварцованный известняк. Анализы пород выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. А. Непеина.

Таблица 4

Изменения минерального и химического состава пород (зон) и баланс привноса (+)— выноса (—) вещества при образовании колонки хлоритолитов за счет известковистых алевролитов

Минерал	Минеральный состав, вес. %				Окисел	Химические анализы				Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³				Относительный привнос—вынос, % к 0		
	0	1	2	3		0	1	2	3		0	1	2	3			
Эпидот	1	—	—	—	SiO_2	56,13	61,51	64,21	50,00	Si	150,80	167,08	173,95	134,83	+10,79	+15,35	—10,59
Альбит	9,44	—	—	—	TiO_2	0,55	0,70	0,52	0,49	Ti	1,11	1,43	1,05	0,99	+28,82	—5,40	—10,81
Кальцит	12,01	2,5	—	—	Al_2O_3	16,23	15,20	14,18	14,23	Al	51,38	48,67	45,14	45,21	—5,27	—12,14	—12,00
Серицит	24,6	—	—	—	Fe_2O_3	0,25	0,36	0,24	0,61	Fe^{+3}	0,30	0,73	0,48	1,24	+143,33	+60,00	+313,33
Мусковит	—	28,42	23,07	—	FeO	4,01	4,30	2,67	4,11	Fe^{+2}	9,00	9,76	6,02	9,26	+8,44	—33,11	+2,88
Кварц	30,01	43,87	46,57	31,13	MnO	0,14	0,27	0,14	0,42	Mn	0,31	0,62	0,32	0,96	+100,00	+3,22	+209,87
Пирит	0,2	6,36	3,70	3,60	MgO	3,20	5,10	8,08	21,01	Mg	12,81	20,64	32,59	84,40	+61,12	+154,41	+558,86
Хлорит	22,08	18,10	25,85	64,48	CaO	6,90	1,41	Сл.	Сл.	Ca	19,86	4,75	Сл.	Сл.	—76,99	—100,00	—100,00
$F_{хл}$	30,08	29,83	11,17	6,09	Na_2O	1,11	0,52	0,06	0,05	Na	5,78	2,73	0,31	0,26	—52,77	—94,64	—95,00
	30,08	11,17	6,09	6,09	K_2O	1,48	2,65	2,66	0,11	K	5,06	9,18	9,18	0,37	+81,42	+81,42	—92,68
					P_2O_5	0,17	0,19	0,22	0,19	P	0,37	0,44	0,50	0,43	+18,92	+35,13	+16,21
					CO_2	5,31	1,10	Сл.	Сл.	C	19,47	4,08	Сл.	Сл.	—78,96	—100,00	—100,00
					S	0,12	3,41	1,96	1,93	S	0,50	17,35	9,78	9,80	+3460,1	+1944,5	+1945,3
					H_2O^+	3,94	2,93	3,63	6,68	H	70,60	53,00	65,53	120,00	—24,80	—7,18	+70,15
					H_2O^-	0,08	0,08	0,07	0,04	O	503,90	488,46	496,12	507,17	—3,06	—1,54	+0,65
					П. п. п.	0,09	0,12	0,11	0,13								
										$+\Sigma$	—	—	—	—	5,58	6,72	15,99
					Сумма	99,61	99,85	99,81	100,0	Σ	850,80	828,83	840,97	915,05	—2,57	—1,15	+7,55
					Плотность	2,68	2,71	2,70	2,69	$-\Sigma$	—	—	—	—	8,15	7,87	8,44

часть породы представлена главным образом кварцем, мусковитом и в меньшей мере другими второстепенными минералами. Структура исходных пород претерпела здесь существенные изменения из-за образования крупных лейст мусковита и скоплений чешуек хлорита. Наконец, породы внутренней зоны сложены бесцветным хлоритом — корундофиллитом, составляющим 60—65% породы, а также перекристаллизованным кварцем и в значительно меньшей степени пиритом. Кроме того, иногда встречаются отдельные зерна доломита (N_0=1,678; ΔN=0,18). Изменения химического и минерального состава метасоматитов рассматриваемой колонки приведены в табл. 4. Метасоматические колонки стадии отложения, образовавшиеся по породам иного состава, например, по диабазовым порфиритам, принципиально не отличаются от только что рассмотренной (табл. 5). Результаты химического и физического изучения хлоритов Зыряновского месторождения приведены в табл. 6.

Кварц-микроклиновые метасоматиты, впервые обнаруженные и описанные на месторождении М. Г. Хисамутдиновым (1956), встречаются значительно реже хлоритолитов. Они образуют чаще всего неправильной формы или уплощенные тела размером от нескольких до первых десятков метров, распределение которых во вмещающих породах отчетливо контролируется тектоническими нарушениями. Нами изучались тела пород, расположенные между Маслянской и Южной промзонами, вскрытые скважинами 382, 383, 260 и др. Макроскопически кварц-микроклиновые метасоматиты как по цвету, так и по текстурно-структурным особенностям почти не отличаются от кварцитов, слагающих внутренние зоны колонок выщелачивания. В них, однако, помимо кварца всегда присутствует, в отличие от практически мономинеральных кварцитов, значительное количество микроклина при резко подчиненном содержании прочих минералов. Наиболее часто встречаются разновидности, в которых присутствуют примерно равные количества кварца и микроклина, в то время как второстепенные минералы представлены серицитом, магнезиальным хлоритом (Nm=1,576—1,580; ΔN=0,0025), кальцитом и пиритом (табл. 7). Иногда параллельно с формированием кварц-мусковитовых метасоматитов происходит образование своеобразных по внешнему облику и составу существенно биотитовых пород, которые также накладываются как на неизмененные алевролиты и песчаники, так и на метасоматиты, составляющие колонки выщелачивания. Баланс перемещения вещества в процессе образования кварц-микроклиновых метасоматитов приведен в табл. 7. Он свидетельствует о значительном привносе калия в процессе образования этих пород при более или менее эквивалентном выносе магния и инертном поведении прочих компонентов.

Породы, известные на месторождении как альбитовые метасоматиты, представляют собой в большинстве случаев штокверкоподобные образования, основа которых представлена неизмененными или уже подвергшимися кислотному выщелачиванию алевролитами, песчаниками или другими упомянутыми выше вмещающими породами, а система густых прожилков мощностью до нескольких сантиметров сложена альбитом и кварцем. Только в сравнительно редких случаях преимущественно вблизи рудных тел можно наблюдать системы сливающихся между собой прожилков, которые составляют, таким образом, сливные тела, размеры которых, впрочем, не превышают 0,5—1,0 м. Нами изучались такие тела, расположенные в пределах внутренней промзоны центральной части Зыряновского карьера. Все они характеризуются весьма близким минеральным составом, представленным альбитом (25—30%) и кварцем (30—40%) при подчиненных количествах магнезиального хлорита (Nm=1,570—1,575; ΔN=0,0025), кальцита, мусковита (Ng=1,597; $2V$=37—40), рутила и пирита.

Баланс перемещения вещества в процессе образования кварц-альбитовых метасоматитов приведен в табл. 7. Он, как и следовало ожидать, указывает на привнос в процессе альбитизации значительных количеств нат-

Таблица 5

Изменения минерального и химического составов пород (зон) и баланс привноса (+)— выноса (—) вещества при образовании колонки хлоритолитов за счет диабазовых порфиритов

Минерал	Минеральный состав, вес. %				Окисел	Химические анализы				Элемент	Количество атомов в 10 000 $Å^3$				Относительный привнос—вынос, % к θ_1		
	0	1	2	3		0	1	2	3		0	1	2	3			
Эпидот	4,98	—	—	—	SiO_2	47,69	32,81	32,15	31,32	Si	130,99	89,12	87,65	84,44	—31,96	—33,98	—35,54
Амфибол	24,94	—	—	—	TiO_2	0,85	0,84	0,87	0,87	Ti	1,75	1,71	1,76	1,76	—2,86	+0,57	+0,57
Альбит-олигоклаз	32,94	—	—	—	Al_2O_3	17,91	21,72	22,78	17,32	Al	57,97	69,54	74,21	55,07	+19,96	+28,01	—5,00
Альбит	—	8,39	—	—	Fe_2O_3	1,35	0,40	0,68	0,83	Fe^{+3}	2,78	0,82	1,48	1,68	—70,50	—46,76	—39,57
Кальцит	3,00	10,00	Сл.	Сл.	FeO	5,45	5,61	6,05	7,94	Fe^{+2}	12,50	12,74	14,01	17,90	+1,92	+12,08	+43,20
Мусковит	20,51	36,65	35,05	»	MgO	0,16	0,18	0,21	0,20	Mn	0,36	0,41	0,48	0,45	+13,89	+33,33	+25,00
Хлорит	7,26	35,61	51,60	82,58	MgO	6,98	13,23	20,51	26,19	Mg	28,56	53,16	83,38	102,25	+86,13	+191,95	+268,52
Кварц	—	2,00	3,02	7,11	CaO	8,31	6,33	0,11	0,74	Ca	24,44	18,41	0,26	2,13	—24,67	—98,94	—91,28
Пирит	4,20	7,32	8,04	9,24	Na_2O	2,83	1,01	0,06	0,05	Na	15,07	5,31	0,26	0,26	—67,76	—98,27	—98,27
Сфен	1,96	1,96	1,96	1,96	K_2O	2,52	4,35	4,11	0,07	K	8,82	14,07	14,26	0,24	+59,52	+61,79	—97,28
Апатит	0,30	0,30	0,30	0,30	H_2O^+	2,35	5,73	7,03	8,29	P	0,34	0,35	0,34	0,32	+2,94	0,00	—5,88
$F_{хл}$	30,53	27,13	18,00	8,93	H_2O^-	0,13	0,14	0,12	0,13	C	4,90	16,27	0,18	0,44	+232,04	—96,33	—91,02
	30,53	18,00	8,93	8,93	S	2,18	3,91	4,31	4,96	H	11,21	19,90	20,63	25,05	+77,52	+84,03	+123,46
					CO_2	1,31	4,39	0,07	0,12	S	43,04	103,83	128,49	149,12	+141,24	+198,54	+246,47
					P_2O_5	0,15	0,16	0,16	0,14	O	466,57	464,28	462,92	459,74	—0,49	—0,78	—1,46
					П. п. п.	0,12	0,14	0,13	0,25	$+\Sigma$	—	—	—	—	15,15	21,38	24,97
					Сумма	100,36	100,85	99,35	99,42	Σ	809,30	869,92	890,31	903,85	+7,49	+10,00	+11,68
					Плотность	2,74	2,71	2,72	2,69	$-\nu$	—	—	—	—	7,66	11,38	13,29

Таблица 6

Химические анализы, кристаллохимические формулы и некоторые физические параметры хлоритов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	28,55	28,60	29,58	29,89	28,92	28,92	28,45	29,30	29,65
TiO_2	0,06	0,33	0,24	0,15	0,44	0,31	0,22	0,04	0,20
Al_2O_3	22,55	20,29	30,96	22,65	24,45	20,19	23,20	21,21	21,74
Fe_2O_3	0,92	1,90	1,87	1,59	1,69	1,82	0,69	0,31	0,85
FeO	5,69	9,12	3,22	2,87	1,44	9,86	4,77	4,39	3,03
MnO	0,29	0,49	0,20	0,44	0,32	0,38	0,24	—	0,09
MgO	29,73	28,89	29,80	30,74	30,88	27,62	30,74	31,91	32,95
CaO	Сл.	0,06	—	0,45		Сл.	0,10	—	0,17
Na_2O	»	Сл.	—	0,07	0,07	0,02	0,02	—	—
K_2O	»	»	—	—	—	0,10	0,02	—	0,03
H_2O^+	12,32	12,29	—	—	—	11,22	12,14	12,53	10,40
H_2O^-	0,27	0,12	0,08	—	—	0,20	—	0,20	—
П. п. п.	—	0,02	11,96	11,13	11,89	—	0,09	—	—
Сумма	100,41	100,91	99,31	99,98	100,10	100,64	100,64	100,09	100,61
Si	2,71	2,79	2,83	2,77	2,68	2,78	2,67	2,78	2,745
Al^{IV}	1,29	1,21	1,17	1,23	1,32	1,22	1,33	1,22	1,255
Al^{VI}	1,24	1,12	2,32	1,24	1,35	1,01	1,24	1,15	1,118
Fe^{+3}	0,068	0,14	0,134	0,1	0,11	0,13	0,045	0,023	0,061
Fe^{+2}	0,45	0,744	0,26	0,22	0,41	0,86	0,376	0,33	0,23
Mn	0,023	0,041	0,016	0,03	0,02	0,03	0,02	—	0,006
Mg	4,21	3,88	2,821	4,2	4,25	3,95	4,29	4,51	4,55
Ti	—	0,025	0,018	0,08	0,03	0,02	0,018	—	0,016
OH	7,8	8,0	7,64	6,91	7,35	7,62	7,6	7,92	7,29
Σ	5,991	5,95	5,56	5,87	5,87	6,0	6,0	6,01	6,002
F	11,0	18,5	—	—	—	18,72	8,93	7,27	6,09
Nm	1,594	1,590	1,581	1,588	—	1,598	1,583	1,582	1,582
Δ*N*	0,006	0,006	0,001	—	—	0,005	0,003	0,003	0,002
b_0	—	—	—	9,22	9,22	9,22	9,20	9,20	9,20
$C \sin \beta$	—	—	—	14,03	14,21	14,10	14,12	14,15	14,13

Примечания: 1— корундофиллит из хлоритовой «гидротермально-метасоматической жилы»; 2 — корундофиллит из монохлоритовой породы, образующийся за счет алевролитов; 3 —клинохлор-пеннин; 4, 5 — корундофиллиты; 6 — хлорит, образующийся за счет серицитизированных песчаников; 7 —хлорит, образующийся за счет диабазовых порфиритов; 8 — хлорит, образующийся за счет пропилитизированных песчаников; 9 — хлорит, образующийся за счет известковистых алевролитов.

Анализы хлоритов 1,2 заимствованы из работы М. Г. Хисамутдинова и др. (1957 г.); 3 — из работы М. В. Тащининой (1957 г.); 4, 5 — из работы Н. Г. Кудрявцевой и др. (1973). Остальные анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. А. Непеина.

F — железистость хлоритов, мол. %; b_0 и $C \sin \beta$ — параметры элементарной ячейки хлоритов; Σ — сумма октаэдрических катионов.

Таблица 7

Химические анализы и минеральный состав исходных и в различной степени альбитизированных и фельдшпатизированных пород

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	P_2O_5	CO_2	П. п. п.	Сумма
1	74,48	0,37	13,39	0,18	1,07	0,03	3,18	0,51	0,08	1,75	2,37	0,16	0,08	0,43	0,63	99,71
2	69,93	0,38	14,31	0,16	3,21	0,03	1,93	0,62	3,19	2,35	2,19	0,07	0,07	0,63	0,49	99,56
3	76,98	0,37	13,11	0,25	0,21	0,02	0,12	0,11	7,68	0,09	0,15	0,18	0,07	0,13	0,37	99,93
4	78,32	0,08	10,00	1,15	1,04	0,03	0,93	Сл.	0,82	6,20	—	0,14	0,06	—	0,77	99,54
5	75,65	0,15	10,21	1,70	0,69	0,06	4,21	0,06	0,28	4,26	—	0,24	0,04	—	2,12	99,67

Минералы	1	2	3	4	5
Кварц	59,48	46,56	31,67	56,7	62,0
Альбит	—	27,27	65,33	—	—
Серицит	27,68	—	—	—	—
Мусковит	—	19,12	0,8		
Хлорит	9,21	—	—		
Пирит	2,05	5,4	0,8	0,8	1,2
Кальцит	1,0	1,1	0,2	—	—
Рутил	0,3	0,4	0,4	—	—
Микроклин	—	—	—	40,3	17,1
Карбонат	—	—	—	—	0,5
Серицит+хлорит	—	—	—	2,2	18,2

Примечание. 1 — песчаник окварцованный, серицитизированный и хлоритизированный; 2 — мусковитизированный и альбитизированный песчаник: 2 — мусковитизированный и альбитизированный песчаник; 3 — максимально альбитизированный песчаник; 4 — кварц-микроклиновый метасоматит, содержащий реликты незамещенных пород; 5 — кварц-микроклиновый метасоматит, содержащий реликты неизмененных серицит-кварцевых и серицит-хлоритовых пород. Анализы пород 1—3 выполнены в ИГиГ СО АН СССР, аналитик Л. А. Непеина; 4, 5 заимствованы из работы М. Г. Хисамутдинова (1956).

рия при существенном выносе магния, калия, железа, кальция и фиксированном количестве прочих компонентов.

Таким образом, можно заключить, что в пределах Зыряновского месторождения получили развитие не менее двух типов метасоматических колонок. Метасоматические колонки первого типа, дорудные по времени образования, характеризуются последовательным уменьшением числа минералов в зонах по мере удаления от неизмененных пород вплоть до образования мономинеральных кварцитов и уменьшением в том же направлении pH минералообразующих растворов, что позволяет считать их типичным продуктом стадии кислотного выщелачивания, возникшем в результате одностадийного взаимодействия первично кислых гидротермальных растворов с породами алюмосиликатного состава. В случае карбонатной вмещающей среды в подобных условиях возникают весьма специфические по составу существенно доломитовые, кварц-кальцит-доломитовые или кварц-кальцитовые метасоматиты. Более поздними по времени формирования, в ряде случаев непосредственно сопровождающими колчеданно-полиметаллическое оруденение, считаются существенно хлоритовые, кварц-калишпатовые или альбитовые метасоматиты, образовавшиеся под воздействием не кислых, а щелочных гидротермальных растворов. Это принципиальное положение указывает на то, что упомянутые метасоматиты представляют собой продукты позднещелочной стадии, возникшие вследствие переотложения ранее выщелоченных компонентов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Термодинамический анализ большинства реакций систем $K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ и $Na_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ до сих пор не проводился в связи с отсутствием термодинамических констант сложных по составу магнезиальных и железистых алюмосиликатов. Однако, полученные в последнее время путем ориентировочных вычислений величины свободных энергий образования некоторых гидросиликатов, в том числе хлорита (Карпов и др., 1971), позволяют предпринять попытку расчета целого ряда возможных реакций образования и преобразования ассоциаций, содержащих в своем составе этот минерал. Если допустить, что упомянутые реакции происходили при участии калиево-магнезиальных растворов, то простейшие из них можно описать следующим образом:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2K^+ = 3KAlSi_3O_8 + 2H^+; \quad (1)$$

$$3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3H_2O + 2H^+; \quad (2)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 2K^+ + 8H^+ = 2KAlSi_3O_8 + 8H_2O + 5Mg^{2+} \quad (3)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 2K^+ + 28H^+ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + 24H_2O + 15Mg^{2+}; \quad (4)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 10H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Si_2O + 7H_2O + 5Mg^{2+}. \quad (5)$$

Если в приведенных реакциях кремнезем выразить в виде недиссоциированной кремнекислоты, то они приобретают следующий вид:

$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6H_4SiO_4 + 2K^+ = 3KAlSi_3O_8 + 12H_2O + 2H^+; \quad (6)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3H_4SiO_4 + 2K^+ + 8H^+ = 2KAlSi_3O_8 + 14H_2O + 5Mg^{2+}; \quad (7)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 2K^+ + 28H^+ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3H_4SiO_4 + 18H_2O + 15Mg^{2+}; \quad (8)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 10H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + \\ + H_4SiO_4 + 5H_2O + 5Mg^{2+}. \quad (9)$$

В случае, если в растворах помимо калий-иона содержится также углекислота, становится возможной реализация следующих реакций:

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 5CO_3^{2-} + 2K^+ + 8H^+ = \\ = 2KAlSi_3O_8 + 5MgCO_3 + 8H_2O; \quad (10)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 15CO_3^{2-} + 2K^+ + 28H^+ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + \\ + 15MgCO_3 + 3SiO_2 + 24H_2O; \quad (11)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 5CO_3^{2-} + 10H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + \\ + SiO_2 + 5MgCO_3 + 7H_2O; \quad (12)$$

$$MgCO_3 = Mg^{2+} + CO_3^{2-}. \quad (13)$$

Не исключена также возможность взаимодействия хлорита с растворами, в составе которых содержатся калий-ион, кальций-ион и углекислота:

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 10CO_3^{2-} + 2K^+ + 5Ca^{2+} + 8H^+ = \\ = 2KAlSi_3O_8 + 5CaMg(CO_3)_2 + 8H_2O; \quad (14)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 30CO_3^{2-} + 2K^+ + 15Ca^{2+} + 28H^+ = \\ = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + 15CaMg(CO_3)_2 + 24H_2O; \quad (15)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 10CO_3^{2-} + 5Ca^{2+} + 10H^+ = \\ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 + 7H_2O; \quad (16)$$

$$CaMg(CO_3)_2 = Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}. \quad (17)$$

Эти же реакции с участием натриевых аналогов мусковита и калиевого полевого шпата приобретают следующий вид:

$$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2Na^+ = 3NaAlSi_3O_8 + 2H^+; \quad (18)$$

$$3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2Na^+ = 2NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3H_2O + 2H^+; \quad (19)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 2Na^+ + 8H^+ = 2NaAlSi_3O_8 + \\ + 8H_2O + 5Mg^{2+}; \quad (20)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 2Na^+ + 28H^+ = \\ = 2NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + 24H_2O + 15Mg^{2+}, \quad (21)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 5CO_3^{2-} + 2Na^+ + 8H^+ = \\ = 2NaAlSi_3O_8 + 5MgCO_3 + 8H_2O; \quad (22)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 15CO_3^{2-} + 2Na^+ + 28H^+ = \\ = 2NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 15MgCO_3 + 3SiO_2 + 24H_2O; \quad (23)$$

$$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + 10CO_3^{2-} + 2Na^+ + 5Ca^{2+} + 8H^+ = \\ = 2NaAlSi_3O_8 + 5CaMg(CO_3)_2 + H_2O; \quad (24)$$

$$3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 30CO_3^{2-} + 15Ca^{2+} + 2Na^+ + 28H^+ = \\ = 2NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 15CaMg(CO_3)_2 + 24H_2O. \quad (25)$$

Не останавливаясь на методике расчета реакций подобного типа, описанной в работе И. П. Щербаня и др. (1970), отметим, что при расчетах использовались термодинамические константы, представленные

Таблица 8

Термодинамические константы некоторых соединений и ионов

Вещество, ионы	$-\Delta H^\circ$ 298, ккал/моль	$-\Delta Z$ 298, ккал/моль	S° 298′, ккал/моль	Литература
$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	979,465	902,868	48,53	Robie, Waldbaum (1968)
$CaAl_2Si_2O_8$	1009,300	955,626	48,45	Там же
$KAlSi_3O_8$	945,00	892,602	55,99	»
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	1421,180	1130,103	69,0	»
$NaAlSi_3O_8$	—	883,64	—	—
$NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	—	1320,70	—	Щербань (1973)
$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$	2127,538	1973,539	115,43	Карпов и др. (1971)
$Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,62}O_{10}(OH)_7$	1366,84	1277,76	62,8	Там же
$MgCO_3$	266,081	246,112	15,7	Robie,Waldbaum (1968)
$CaMg(CO_3)_2$	557,612	518,734	37,09	Там же
SiO_2	217,650	204,646	9,88	»
H_2O	68,315	56,688	16,71	»
Ca^{+2}	129,7	132,10	—13,2	Наумов и др. (1971)
K^+	60,303	67,557	24,18	Там же
Na^+	57,469	62,672	14,1	»
Mg^{+2}	110,36	108,81	—28,6	»
CO_3^{-2}	161,84	126,17	—13,18	»
H_4SiO_4	349,46	313,07	42,9	»

в табл. 8, и реальные активности главнейших породообразующих компонентов, рассчитанные на основании изучения газово-жидких включений. Результаты термодинамических расчетов реакций (1)—(5) представлены в координатах $[K^+]$—pH при $[Mg^{2+}]=10^\circ$ на диаграмме (рис. 9). Здесь нашли отражение четыре поля, соответствующие калиевому полевому шпату, мусковиту, каолиниту и хлориту. Поле калиевого полевого шпата расположено в верхней части диаграммы в области сравнительно высоких $[K^+]\geqslant 10^\circ$ и умеренных значений pH раствора. Понижение активности калий-иона в области значений $pH\leqslant 6$ должно привести, согласно расчетным данным, к последовательному образованию вначале мусковита, а затем при минимальных величинах $[K^+]$ — каолинита. Образование хлорита становится возможным в условиях ($pH > 6$) раствора и в широком диапазоне активностей калий-иона. На рис. 10, представляющем рассмотренные реакции в координатах $[Mg^{2+}]$ — pH при $[K^+]=10^{-0,9}$, также можно видеть четыре поля, соответствующие калиевому полевому шпату, мусковиту, каолиниту и хлориту. В тех случаях, когда $[Mg^{2+}]\geqslant 10^{-0,5}$ при $[K^+]=10^{-0,9}$, повышение pH раствора приводит к замещению каолинита хлоритом, в то время как при значениях $[Mg^{2+}]\leqslant 10^{-0,5}$ при прочих равных условиях возрастание pH вызывает серию

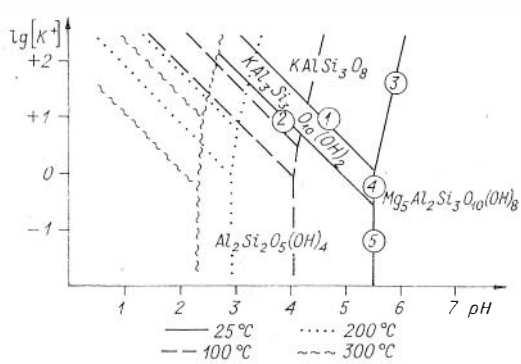


Рис. 9. Некоторые фазовые соотношения в системе K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O в стандартных и гидротермальных условиях. $[Mg^{2+}] = 10^\circ$.

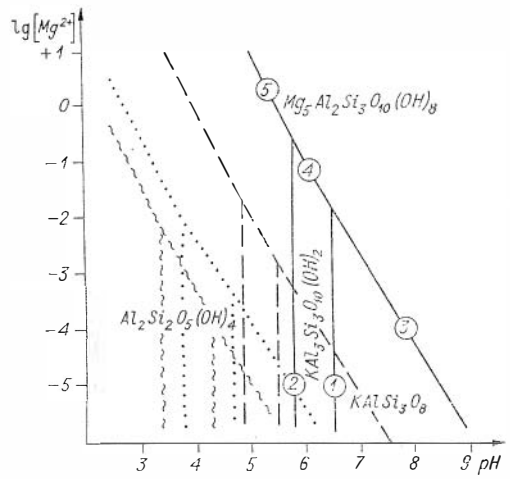


Рис. 10. Некоторые фазовые соотношения в системе $K_2O—MgO—Al_2O_3—O_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях. $[K^+] = 10^{-0,9}$.

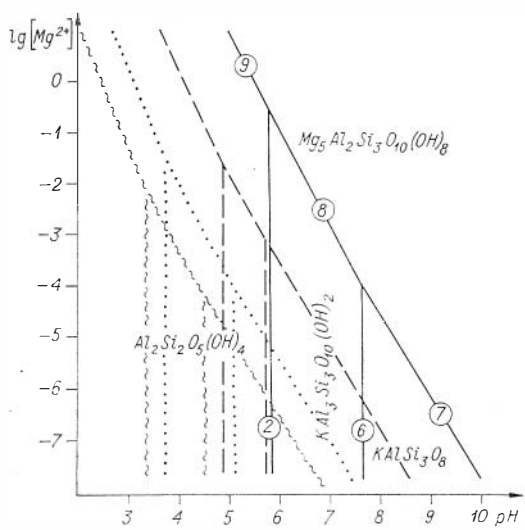


Рис. 11. Некоторые фазовые соотношения в системе $K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях. $[K^+] = 10^{-0,9}$, $[H_4SiO_4]$ при 25°C $= 10^{-4}$, при 100°C $= 10^{-3}$, при 200°C $= 10^{-2,5}$, при 300°C $= 10^{-2}$ по диаграмме растворимости кремнезема в воде в стандартных и гидротермальных условиях (Щербань, 1975).

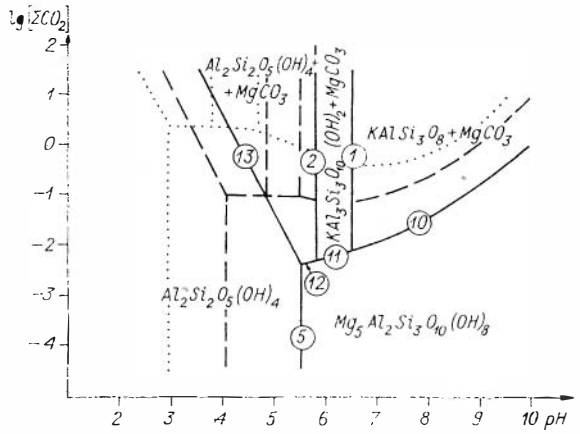


Рис. 12. Некоторые фазовые соотношения в системе $K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O—CO_2$ в стандартных и гидротермальных условиях $[Mg^{2+}] = 10^{0}$, $[K^{+}] = 10^{-0,9}$.

последовательных реакций: вначале замещение каолинита мусковитом, затем мусковита калиевым полевым шпатом и, наконец, калиевого полевого шпата хлоритом. Таким образом, проведенные расчеты свидетельствуют о том, что необходимым и, возможно, главным условием образования хлорита в стандартных и, по-видимому, гидротермальных условиях, следует считать довольно высокую щелочность обусловивших его образование растворов, в то время как величины активностей калий- и магний-ионов не играют, вероятно, в данном случае решающей роли, поскольку возможный диапазон их колебания, достаточный для образования хлорита, выходит за пределы возможных активностей этих компонентов в природных гидротермальных системах.

На рис. 11 показаны в координатах $[Mg^{2+}]$ — pH результаты расчета реакций (6)—(9), в которых кремнезем представлен в виде H_4SiO_4. Нетрудно заметить, что рис. 11 несущественно отличается от рис. 10. Отмеченное положение свидетельствует о том, что при принятых ограничениях ($[\Sigma SiO_2] = 10^{-4}$) в области реальных pH природных систем, т. е. в условиях умеренной кислотности-щелочности раствора (pH $\approx$ 4—10), кремнезем находится практически в виде недиссоциированной H_4SiO_4 и может быть, таким образом, в последующих, несколько более сложных расчетах выражен без заметной погрешности в форме SiO_2. На рис. 12 приведены результаты расчета реакций (10)—(13), в которых помимо рассмотренных компонентов принимает участие также углекислота. Естественно поэтому, что на соответствующих диаграммах, кроме упоминавшихся парагенезисов, фигурируют каолинит-магнезитовая, мусковит-магнезитовая и калишпат-магнезитовая минеральные ассоциации, образование которых возможно в тех случаях, когда $[\Sigma CO_2] \geqslant 10^{-2,2}$ и $[K^{+}] \geqslant 10^{-0,9}$. Диаграмма на рис. 13, отражающая условия образования некоторых ассоциаций с участием доломита, близка к рассмотренным выше.

Результаты расчета реакций в системе $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O—CO_2$ приведены на рис. 14, 15. Эти диаграммы имеют много общего с рассмотренными ранее, хотя, конечно, в них вместо калиевых алюмосиликатов фигурируют их натриевые аналоги. Различия между сопоставляемыми диаграммами относительно невелики и сводятся главным образом к некоторому уменьшению при равных активностях щелочей и углекислоты, поля парагонита по сравнению с мусковитом.

Переходя к обсуждению изложенного материала, необходимо отметить, что положение линий реакций с участием хлорита и парагонита нельзя, по-видимому, считать твердо установленным, поскольку константы этих минералов получены путем ориентировочных расчетов и не могут поэтому считаться вполне надежными. Учитывая изложенное, следует, вероятно, ограничиться при обсуждении результатов термодинамических расчетов качественной оценкой полученных данных, не прибегая к строгим числовым характеристикам. Что касается соотношений парагенезисов, содержащих в своем составе калиевые

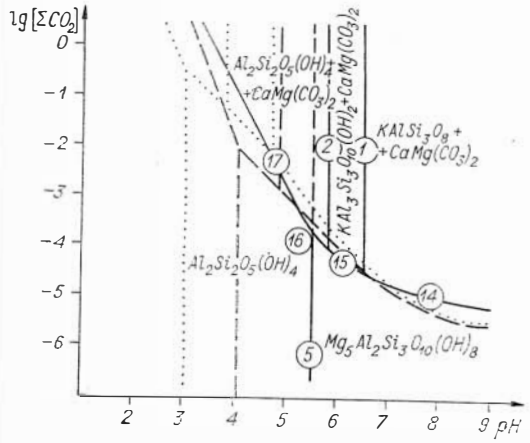


Рис. 13. Некоторые фазовые соотношения в системе K_2O—MgO —Al_2O_3—SiO_2 — H_2O — CO_2 в стандартных и гидротермальных условиях. $[K^+] = 10^{0,9}$, $[Mg^{2+}] = 10°$, $[Ca^{2+}] = 10^{+0,4}$.

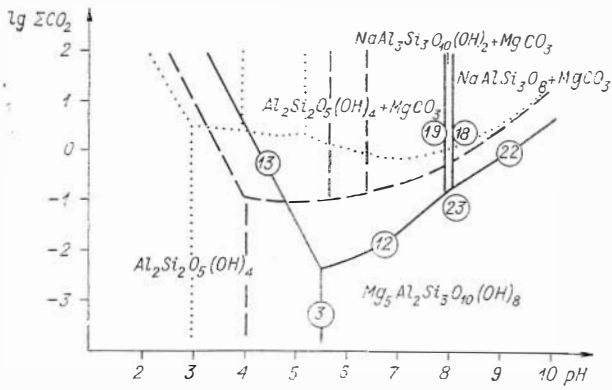


Рис. 14. Некоторые фазовые соотношения в системе Na_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O—CO_2 в стандартных и гидротермальных условиях. $[Mg^{2+}] = 10°$, $[Na^+] = 10^{+0,3}$.

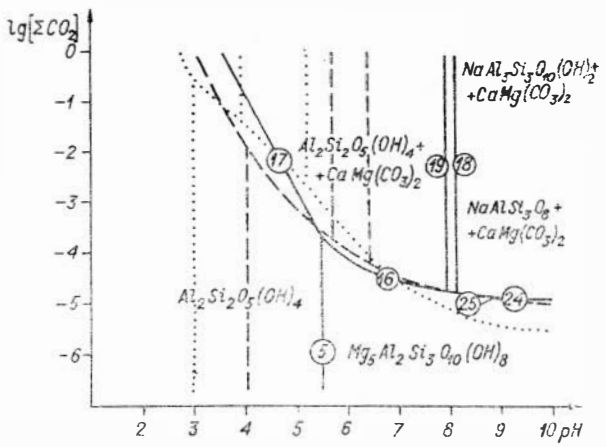


Рис. 15. Некоторые фазовые соотношения в системе Na_2O—MgO—Al_2O_3—CaO—SiO_2—H_2O—CO_2 в стандартных и гидротермальных условиях. $[Na^+] = 10^{+0,3}$, $[Mg^{2+}] = 10°$, $[Ca^{2+}] = 10^{+0,4}$.

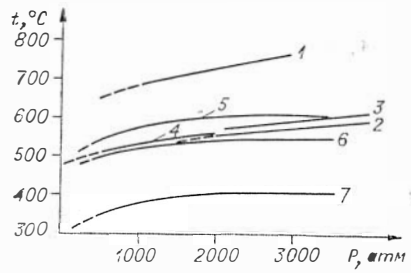


Рис. 16. Экспериментальные данные, характеризующие устойчивость хлоритов в гидротермальных условиях.

1 — Mg — хлорит = форстерит + кордиерит + шпинель (Fawcett, Yoder, 1966); *2* — дафнит-жердит + Mg, Fe — кордиерит (Turnokk, Engester, 1958); *3* — Mg — хлорит + кварц = кордиерит + тальк (Fawcett, Yoder, 1966); *4* — Mg, Fe — хлорит + кварц-жердит + кордиерит (Akella, Winkler, 1966); *5* — Mg, Fe — хлорит + кварц + магнетит = альмандин (Hsu, 1968); *6* — Fe — хлорит + кварц + + магнетит = альмандин (Hsu, 1968); *7* — Fe — хлорит + кварц = спессартин (Hsu, 1968).

калиевые алюмосиликаты и карбонаты, то они обнаруживают удовлетворительную сходимость как с экспериментальными данными (Hemlej, 1959, 1961; и др.), так и с результатами изучения природных объектов и поэтому представляются достаточно надежными.

Проведенные расчеты указывают, что в стандартных и, вероятно, низкотемпературных гидротермальных условиях образование хлорита метасоматическим путем возможно при повышенных значениях pH растворов (в стандартных условиях pH$\geqslant$8,5) в широком диапазоне активностей калия, натрия и магния, перекрывающем возможные колебания активностей этих компонентов в природных гидротермальных системах. Повышение кислотности раствора в системах с преобладанием активности калия должно привести к замещению хлорита калиевым полевым шпатом, мусковитом или каолинитом или же в случаях достаточно высокой активности углекислоты (т. е. преимущественно в низкотемпературных условиях) этими минералами в ассоциации с карбонатами различного состава. В системах с преобладанием активностей натрия, в аналогичной ситуации можно ожидать реализации реакций замещения хлорита альбитом или каолинитом, которые при достаточной активности углекислоты могут образоваться совместно с карбонатами. Возможность кристаллизации парагонита (натриевого аналога мусковита) представляется сомнительной, в особенности в низкотемпературных условиях.

Переходя к оценке верхнего температурного предела устойчивости хлоритов и хлоритсодержащих пород, необходимо отметить, что в связи с отсутствием термодинамических констант ряда важнейших высокотемпературных магнезиальных и железистых алюмосиликатов она может быть выполнена на основании главным образом экспериментальных данных. Устойчивость магнезиально-железистых хлоритов изучалась Тарноком и др. (Turnock e. a., 1968), Фоссетом и др. (Fawcett e. a., 1966), Акалле и Винклером (Akella, Winkler, 1966), Хсю (Hsu, 1968) и др. (рис. 16).

Как следует из приведенной диаграммы, максимальной температурой устойчивости (675—775°C) при давлении водяного пара 1—3 кбар характеризуются магнезиальные хлориты (*1*). Устойчивость железистых хлоритов (*2*) при давлениях H_2O, равных 2—3 кбар, снижается до температур порядка 550—600°C. Присутствие в хлоритах примеси кварца и других фаз приводит к весьма существенному снижению верхнего температурного предела устойчивости, который в подобных условиях составляет: для магнезиальной разновидности этого минерала (*3*) при P_{H_2O} =2—4 кбар— 575—600°C, магнезиально-железистой (*4*, *5*) при P_{H_2O} до 3 кбар — 500—600°C, железистой (*6*) при P_{H_2O} до 3 кбар — 480—525°C и марганцевой (*7*) при том же давлении водяного пара не более 350—410°C. Указанные температуры устойчивости хлоритов должны быть приняты в качестве предельных и могут весьма существенно снижаться в присутствии дополнительных твердых фаз или в случае возрастания парциального давления кислорода. Исходя из приведенных экспериментальных данных, можно допустить, что температура образования хлоритовых пород, характеризующихся в рассматриваемом случае магнезиально-железистым составом и нередко содержащих значительные примеси кварца и других минералов, не превышала, по-видимому, при давлении водяного пара 1500—2000 атм

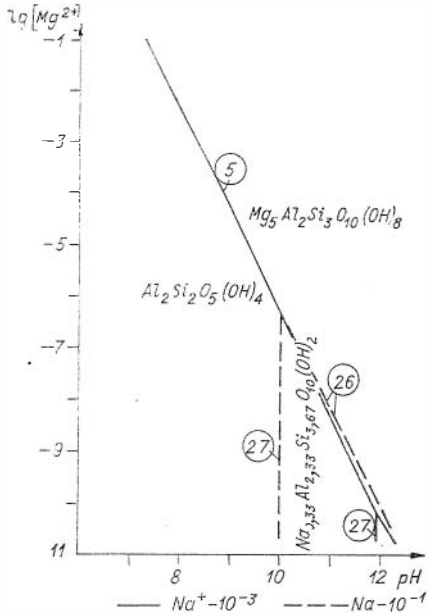


Рис. 17. Расчетные данные, характеризующие условия замещения монтмориллонита хлоритом и каолинитом.

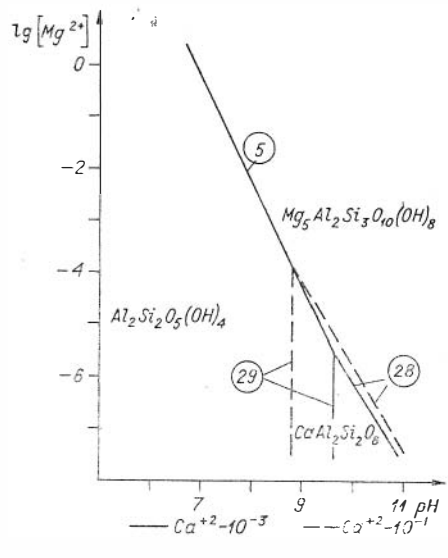


Рис. 18. Расчетные данные, характеризующие условия замещения анортита хлоритом и каолинитом.

500—550°С. Эти данные не противоречат результатам исследования газово-жидких включений некоторых жильных минералов Зыряновского месторождения, согласно которым наиболее высокотемпературная стадия этого месторождения, приближающаяся по времени к образованию метасоматически измененных пород, сформировалась при температуре 300—410°С (Лапухов, 1975; и др.). Таким образом, из изложенного видно, что температура образования существенно хлоритовых внутренних зон и, вероятно, метасоматических колонок Зыряновского и других подобных месторождений не выходила за пределы 350—450°С.

Вместе с тем проведенные геологические и минералого-петрографические исследования однозначно показали, что алюмосиликатные хлоритизированные и карбонатные доломитизированные породы возникли в сходной геологической и геохимической обстановке и представляются продуктами взаимодействия исходных пород различного состава с близкими по физико-химическим параметрам магнезиальными растворами повышенной щелочности. Изложенные ниже экспериментальные исследования были поставлены с целью проверки этого положения.

Если избрать в качестве исходных алюмосиликатных минералов натриевый монтмориллонит и анортит и допустить, что миграция компонентов в ходе реакций осуществляется в ионной форме, то процесс хлоритизации этих минералов можно представить в следующем виде:

$$2Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 18{,}64H_2O + 11{,}65\ Mg^{2+} =$$
$$= 2{,}33\ Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 0{,}66Na^+ + 0{,}35SiO_2 + 22{,}64H^+ \qquad (26)$$

$$2Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 2{,}33H_2O + 0{,}66H^+ =$$
$$= 2{,}33Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2{,}68SiO_2 + 0{,}66Na^+; \qquad (27)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 8H_2O + 5Mg^{5+} =$$
$$= Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + Ca^{2+} + 8H^+; \qquad (28)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + 2H^+ = Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Ca^{2+}. \qquad (29)$$

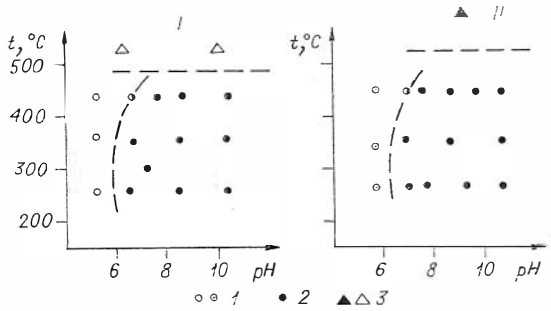


Рис. 19. Экспериментальные данные, характеризующие условия замещения монтмориллонита (I) и анортита (II) хлоритом.
1 — монтмориллонит, анортит; *2* — хлорит; *3* — амфибол.

Результаты расчета приведенных реакций, представленные на рис. 17 и 18, показали, что в стандартных условиях образование хлорита путем замещения монтмориллонита и анортита определяется активностью иона магния в растворе, а также его кислотностью-щелочностью и оказывается возможным в широком диапазоне $[Mg^{2+}]$, по крайней мере от 10^0 до $10—^{10}$ при pH=7—11. Результаты расчета реакций доломитизации кальцита, рассмотренные ранее (Шербань и др; 1970), свидетельствуют о том, что образование доломита в стандартных условиях $[Ca^{2+}]=[\Sigma CO_2]=10^{-3}$ может быть реализовано в тех случаях, когда активность магний-иона в растворе не выходит за пределы $10^{-1,8}—10^{5,0}$, а кислотность-щелочность раствора характеризуется величинами pH=8—12. Таким образом, согласно расчетным данным, поля устойчивости хлорита и доломита в координатах $[Mg^{2+}]$—pH в значительной части перекрываются, что свидетельствует о принципиальной возможности их образования в аналогичных физико-химических условиях.

Экспериментальная проверка расчетных данных осуществлялась в горизонтальном экзоклаве конструкции Ф.В. Сыромятникова. В качестве исходных продуктов использовались природные анортит, натриевый монтмориллонит и кальцит, приближающиеся по составу к эталонным разновидностям этих минералов. В экспериментах применялся 5%-ный раствор хлористого магния. Необходимая кислотность-щелочность исходного раствора достигалась путем добавления в него соляной кислоты или аммиака. Эксперименты проводились непрерывно в течение 7—30 суток. Давление в ходе опытов выдерживалось постоянным (200 атм). Диагностика полученных продуктов осуществлялась с помощью рентгеноструктурного анализа и спектроскопических исследований.

Результаты экспериментального моделирования процессов хлоритизации монтмориллонита представлены на рис. 19. Из диаграммы следует, что существенные преобразования исходного минерала в 5%-ном растворе хлористого магния наблюдаются в широком интервале температур от 250 до 450°С при pH исходного раствора выше 6,5. В области более кислых растворов монтмориллонит практически не подвергается изменениям. Рентгеноструктурные исследования полученных продуктов показали, что они характеризуются наличием большинства наиболее интенсивных рефлексов, свойственных магнезиальному хлориту. При температурах, превышающих 450°С, натриевый монтмориллонит замещается алюмосиликатом, приближающимся по структуре к амфиболу. Условия преобразования анортита (см. рис. 19) приближаются к только что рассмотренным. Следует отметить, что анортит подвергается в аналогичных условиях эксперимента менее глубоким преобразованиям по сравнению с монтмориллонитом. Сопоставление рентгенограмм неизмененного и обработанного 5%-ным раствором хлористого магния в течение 30 суток анортита свидетельствует о том, что структура этого минерала после обработки сохраняет основные черты его неизмененной разновидности. Показательно, однако, что отдельные рефлексы, свойственные этому минералу, становятся более расплывчатыми, уменьшается их интенсивность, а в ряде случаев устанавливается исчезновение некоторых, правда, преимущественно слабых рефлексов. С другой стороны, на рентгенограммах отмечается появление до-

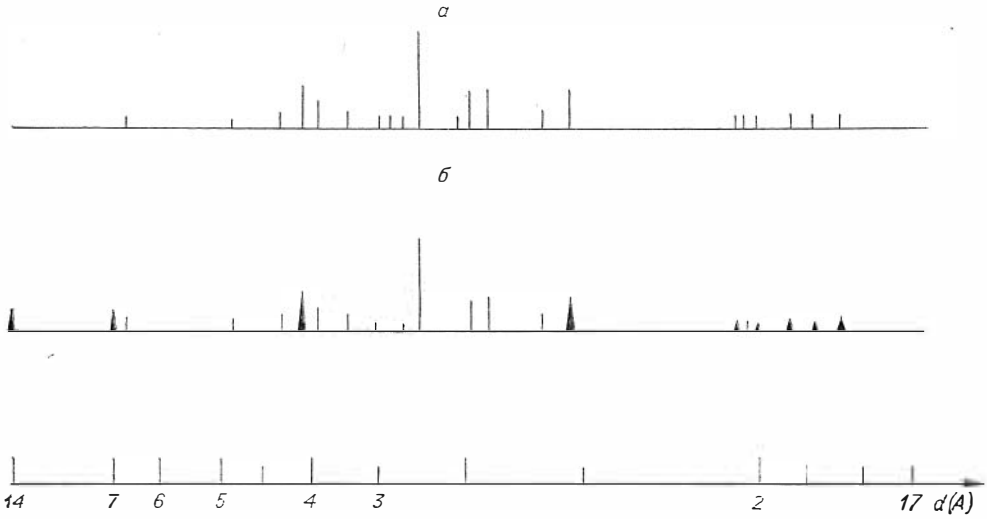


Рис. 20. Дибаеграмма неизмененного (*а*) и обработанного раствором хлористого магния (*б*) анортита. А — эталонный хлорит.

полнительных рефлексов, характерных для магнезиального хлорита: 0,01; 0,02 и 0,03 со значениями межплоскостных расстояний 14; 7,2 и 4,6 Å (рис. 20). Интенсивность этих рефлексов невелика и при обжиге образца они не становятся более четкими, а напротив, нередко смещаются в область меньших углов, точно так же, как так называемые разбухающие хлориты. Приведенные данные позволяют предположить, что в момент завершения эксперимента процесс замещения анортита хлоритом находился в начальной стадии и характеризовался, по-видимому, неполным заполнением в структуре последнего минерала бруситового слоя. К аналогичному выводу можно прийти в результате анализа спектров поглощения неизмененного и в различной степени преобразованного анортита, снятых с помощью спектрографа ИК-20. Нетрудно заметить, что в образцах анортита (рис. 21), обработанных хлористым магнием, появляются достаточно четкие деформации полосы поглощения в области 900—1200 см при сохранении общего рисунка спектра поглощения, характерного для неизмененного полевого шпата.

Результаты экспериментов по замещению кальцита доломитом в гидротермальных условиях дали следующие результаты:

Температура, °С	pH = 6,0	pH = 7,0	pH = 8,0
200	кальцит + доломит	кальцит + доломит	кальцит + доломит
300	кальцит + доломит	кальцит + доломит	кальцит + доломит

Из этих данных следует, что в условиях эксперимента кальцит замещается доломитом в интервале температур, по крайней мере, от 200 до 300°С в слабокислых, нейтральных и слабощелочных условиях. Таким образом, термодинамические и экспериментальные данные указывают на принципиальную возможность сопряженного развития процессов хлоритизации алюмосиликатных пород и доломитизации известняков под воздействием близких по своим физико-химическим параметрам магнезиальных слабокислых, нейтральных или же щелочных гидротермальных растворов при температурах 200—300°С.

Прежде чем перейти к обсуждению приведенного материала, необходимо напомнить об основных особенностях строения описанных ранее метасоматических колонок. Наиболее сложными трех-, возможно, четырехчленным строением характеризуются колонки, образовавшиеся на Зыря-

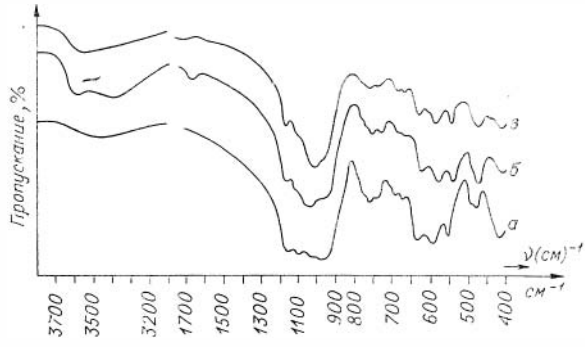


Рис. 21. Спектры поглощения неизмененного (*а*) и обработанного раствором хлористого магния (*б* и *в*) анортита.

новском колчеданно-полиметаллическом месторождении по известковистым алевролитам и песчаникам. В их составе устанавливаются следующие зоны: неизмененный алевролит или песчаник → зона эпидотизации (?) → хлоритизации → серицитизации → окварцевания. Колонки, развивающиеся по порфиритам Зыряновского месторождения, хотя и характеризуются более сложным строением, но вместе с тем близки рассмотренной. Различия между ними заключаются в количественных соотношениях состава некоторых минералов и в присутствии во внешних зонах измененных пород основного состава кальцита. Все эти метасоматические колонки характеризуются последовательным уменьшением числа минералов по мере перехода от внешних зон к внутренним и другими признаками, позволяющими считать их типичными продуктами одностадийного диффузионного околожильного метасоматоза. Образование подобных колонок может быть обусловлено, как показали результаты термодинамических расчетов, последовательным повышением щелочности первично-кислых растворов, по-видимому, в результате взаимодействия их с вмещающими породами или по каким-либо иным причинам. Об этом свидетельствует последовательная смена минералов и минеральных парагенезисов, образовавшихся в условиях повышенной кислотности и составляющих внутренние зоны колонок, например, кварца и кварца в ассоциации с мусковитом, более «щелочными» ассоциациями и, прежде всего, хлорит- и эпидотсодержащими, которые преобладают во внешних зонах. Фрагменты подобной зональности можно видеть на большинстве приведенных диаграмм.

Таким путем трудно, однако, объяснить процесс образования более сложных по строению метасоматитов, в которых как внутренняя, так и внешняя части сложены существенно хлоритовыми парагенезисами, образовавшимися в щелочной обстановке, в то время как промежуточная зона или зоны, представленные кварцем и серицитом, кристаллизующимся, как известно, в условиях более высокой, сравнительно с хлоритом и эпидотом, кислотности растворов. По-видимому, хлоритовые, а также калишпатовые и альбитовые метасоматиты являются продуктами стадии отложения, более поздней по времени формирования по отношению к колонкам выщелачивания.

Следует отметить, что на некоторых месторождениях Рудного Алтая (например, Березовском, Новоберезовском и др.) нередко встречаются околорудные метасоматические образования, близкие по минеральному составу отдельных зон и по их сочетаниям к только что рассмотренным, но содержащие в составе большинства зон, включая внутренние, помимо кварца, мусковита и хлорита, также магнезиально-железистые карбонаты типа доломита. Как уже упоминалось, образование этих минералов регулируется не столько концентрацией углекислоты в растворе, установленной в значительных количествах и во включениях ряда минералов Зыряновского месторождения, а главным образом температурой, определяющей активность этого компонента. Исходя из изложенного положения, можно, по-видимому, допустить принципиальную возможность образования трех следующих основных типов метасоматических колонок: высокотемпературных бескарбонатных, аналогичных установленным на Зыря-

новском и других месторождениях; среднетемпературных, образовавшихся в условиях умеренных активностей углекислоты и характеризующихся хлорит- и серицит-карбонатными парагенезисами, как, например, на Березовском и Новоберезовском месторождениях, и низкотемпературных, возникших при максимальной активности ΣCO_2 и представленных поэтому в основном мусковит-карбонатными минеральными ассоциациями, близкими по составу к типичным лиственитам — березитам.

Что касается вертикальной зональности описываемых пород, выражающейся в возрастании роли хлорита в метасоматических колонках верхних частей месторождений по сравнению с нижними горизонтами, то большинство исследователей объясняют это явлениями переотложения соответствующих компонентов и прежде всего магния, поступающего в раствор в связи с интенсивной серицитизацией нижележащих толщ (Иванкин и др., 1961; Воробьев, 1960). К этому объяснению, имеющему достаточно надежную геологическую основу, можно добавить, что для интенсивной реализации процесса хлоритизации необходима, помимо значительной активности магния в растворе, довольно высокая его щелочность, которая на завершающих этапах гидротермального минералообразования может быть обусловлена явлениями фильтрации и переотложения компонентов.

ВЫВОДЫ

1. Морфология рудоконтролирующих и рудораспределяющих структур Зыряновского колчеданно-полиметаллического месторождения обусловлена долгоживущими дизъюнктивными и пликативными структурами древнего заложения. Они осложнены системой виргирующих разрывных и складчатых структур более молодого возраста, а также диапировыми складками, связанными с движением клиновидных блоков фундамента.

2. Объемно-статистический анализ рудной зональности Зыряновского месторождения свидетельствует об ее эпигенетическом характере и многоформности проявления. Последняя обусловлена многоэтажно-ритмическим характером вертикального распределения повторяющихся зональных колонок концентраций и линейных запасов рудных компонентов, проявляющихся на фоне некоторой сквозной, преимущественно вертикальной, тенденции изменчивости рудных парагенезисов. Такая зональность возникла в результате комбинированного влияния структурно-литологических особенностей вмещающих толщ, факторов миграции и отложения рудных компонентов.

3. В пределах Зыряновского месторождения получили развитие не менее двух типов метасоматических колонок. Колонки первого типа, дорудные по времени образования, характеризуются последовательным уменьшением числа минералов в зонах по мере удаления от неизмененных пород и возрастанием в том же направлении кислотности условий минералообразования, что позволяет рассматривать их как типичные продукты кислотного выщелачивания, возникшие в результате одностадийного взаимодействия первично кислых растворов с вмещающими породами. Известняки в подобных условиях подвергаются замещению доломитом, доломитом и кварцем или кварцем в зависимости от кислотности-щелочности растворов. В колонках второго типа, также характеризующихся уменьшением числа твердых фаз по мере приближения к подводящим каналам, отмечается в этом направлении не уменьшение, а увеличение щелочности условий минералообразования, выразившееся в образовании мономинеральных хлоритовых калишпатовых и альбитовых пород. Они представляют собой продукты стадии отложения.

4. В отличие от многоэтажно-ритмической зональности оруденения, зональность околорудных метасоматитов укладывается в один ритм и вы-

ражается в смене кварцитов и кварц-серицитовых метасоматитов, получивших преимущественное развитие в корневых частях месторождения и образовавшихся при относительно низких pH, существенно хлоритовыми, калишпатовыми и альбитовыми метасоматитами, преобладающими на верхних горизонтах месторождения и возникших в щелочной обстановке. Причины этого несоответствия пока не выяснены и требуют специального исследования.

5. Проведенные термодинамические и экспериментальные исследования показали, что образование метасоматитов стадии выщелачивания обусловлено одностадийными взаимодействиями умеренно-кислых (pH—6) калиево-магнезиальных растворов $[K^+]\,Mg^{2+} = (10^{-3} — 10^{+3})$ с алюмосиликатными вмещающими породами. Этот процесс проходил на фоне понижающейся кислотности растворов в направлении от внутренних зон к внешним при довольно высокой температуре, достигающей, по данным, полученным при изучении газово-жидких включений, 350—400°С. Образование метасоматитов стадии отложения происходило при близких температурах, при более высоких pH среды минералообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов Э. Н. Зональность эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений и принципы прогнозирования на ее основе скрытого оруденения.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., Изд. ИГЕМ, 1972, с. 228—230.

Биндеман Н. Н., Кудрявцева Н. Г., Пугачева И. П. Особенности строения и залегания зон гидротермально измененных пород в Зыряновском районе Рудного Алтая.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л., 1972.

Биндеман И. Н., Солтан С. А., Вдовин А. С. Стратиграфические и литологические закономерности локализации полиметаллических месторождений в Зыряновском районе (Рудный Алтай).— «Геол. руди. месторождений», 1972, т. XIV, № 2, с. 55—67.

Воробьев Ю. Ю. Внутреннее строение рудоносной зоны Иртышского месторождения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960. 164 с.

Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— «Труды Всес. аэрогеол. треста», 1957, вып. 3.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970. 288 с.

Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузебный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1961.

Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Химическая термодинамика в петрологии и геохимии. Иркутск, 1971.

Каюпов А. К., Ким В. А., Никитина Л. Г., Флеров Е. А. Геология Зыряновского полиметаллического месторождения.— В кн.: Геология Лениногорского и Зыряновского рудных полей на Алтае. М., Изд-во по геологии и охране недр, 1957, с. 211—362.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в изучении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.

Кудрявцев Н. Г., Пугачева И. П., Биндеман Н. П. Околорудно-измененные породы Зыряновского рудного района и их поисковое значение.— В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, изд. Мин. геол. КазССР, 1973.

Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск, «Наука», 1975. 264 с.

Марьин А. М., Кузьмина Г. Н. О наличии «просвечивающих» структур в порфирах Зыряновского района.— В ки.: Материалы II региональной науч.-техн. конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 55—56.

Наумов Г. В., Рыженко Б. Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.

Солтан С. А. Основные закономерности пространственного размещения оруденения в Зыряновском рудном районе.— В кн.: Материалы II республик. науч.-техн. конференции молодых геологов КазССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 82—84.

Хисамутдинов М. Г. Петрографо-минералогическое изучение рудных полей Зыряновского рудного узла.— В кн.: Сборник науч.-техн. информации ВСЕГЕИ, 1955, № 1, с. 63—87.

Хисамутдинов М. Г. О влиянии вмещающих пород и температуры рудоносных растворов на состав и место образования руд на примере некоторых Алтайских месторождений.— «Сов. геология», 1956, № 50, с. 12—28.

Хисамутдинов М. Г. О температуре и глубине образования полиметаллических руд Алтая.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1959, № 13, с. 117—124.

Цвиней Э. А. Внутреннее строение и особенности зональности Центральной порфировой залежи Зыряновского месторождения.— «Труды Ин-та геол. наук АН КазССР», 1970, № 29, с. 63—68.

Чернов В. И. О Ленинногорско-Зыряновском типе интрузий на Рудном Алтае.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, № 3, с. 141.

Шипулин Ф. К. Соотношение интрузий и оруденения в Зыряновском районе на Рудном Алтае.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 3, с. 582—586.

Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск, «Наука», 1975.

Щербань И. П., Боровикова Г. А. Термодинамические расчеты некоторых реакций в системе $MgO—CaO—CO_2—H_2O$ в стандартных и гидротермальных условиях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 6.

Яковлев Г. Ф. Материалы по тектонике Рудного Алтая.— «Труды ВАГТ», 1957, вып. 3, с. 120—141.

Akella J., Winkler H. G., F. Orthorhombic Amphibole in Some metamorphie Reaction.— «Beitr. Miner. Petr.», v. 12, № 1, 1966, 13 p.

Fawcett J. J., Yoder H. S. Jr Phase Relationships of Chlorites in the System $MgO—Al_2O_3—Si_2O—H_2O$.— «Amer. Mineralogist», v. 51, № 3—4, 1966.

Hsu L. C. Selected Phase rolationships in the System Al—Mn—Fe—Si—O—H. Journ. «Petrology», v. 9, № 1, 1968, p. 40—83.

Hemley I. I. Some Mineralogical Equilibria on the System $K_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$. «Amer. J. Sci.», v. 257, № 4, 1959, p. 241—271.

Hemley I. I., Meyer C., Richter D. H. Some Alteration Rea ctions in the System $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$. «U. S. Geol. Surv. Prof. paper», 1961, vol. 424-D, p. 338—340.

Turnock A. K., Eugster H. P. Fe-rich Chlorites. Carnegie — «Inst.», Washington Year-book», 1958, v. 57, p. 1326—2328.

Robie R. A., Waldbaum D. R. Thermodynamic Properties of Minerals and Related Subs tances at 298. 15°K (25. 0°C) and One Atmosphere (1.013 Bars) Pressure and at Higher temperatures. United states government printig office, Washington, 1968.

А. П. Бергина, В. И. Сотников

О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Выполненные в последние годы исследования газово-жидких включений в минералах целого ряда медно-молибденовых месторождений СССР и Монголии позволяют составить общее представление о составе и состоянии минералообразующих растворов, о давлениях и температурных условиях проявления рудообразующего процесса для медно-молибденовой рудной формации в целом. При этом в предлагаемой статье особое внимание акцентируется на процессах гидротермального изменения вмещающих пород, которые на месторождениях данной формации проявляются очень широко и интенсивно, а сведения по физико-химическим особенностям которых в литературе ограничены. В работе не рассматриваются имеющие свою специфику процессы эксплозивного брекчирования, фиксирующиеся практически на всех медно-молибденовых месторождениях.

ОБЩАЯ СХЕМА РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА

Гидротермальный процесс на медно-молибденовых месторождениях характеризуется многоэтапным развитием в связи с неоднократным внедрением магматических масс. На Сорском месторождении выделяются три этапа: 1 — в связи со становлением лейкократовых гранитов, 2 — порфиров-I, 3 — порфиров-II. На Жиреканском месторождении известны разновозрастные магматические образования, сопровождающиеся гидротермальной деятельностью различной интенсивности: мелкозернистые граниты и секущие их гранит-порфиры и диоритовые порфириты рудоносного комплекса. В пределах Кальмакырского месторождения отмечаются разновозрастные гранодиорит-порфиры (с отклонением в сторону сиенит-порфиров и диоритовых порфиритов) трех типов: так называемые, «алмалыкские», «джаныбекские» и «черные». Определить в полном объеме минерализацию каждого эндогенного этапа, особенно сопровождающую гранодиорит-порфиры первых двух типов, из-за совмещения эндогенных образований в единых структурах в данном случае затруднительно. К тому же на месторождении нами выявлена еще минерализация, предшествующая консолидации (по крайней мере на данном уровне) первых гранодиорит-порфиров, в которых встречены обломки монокварцитов с вкрапленностью пирита и прожилками халькопирита и молибденита. Элементы полиасцендентности в развитии эндогенного процесса отмечаются для месторождений Эрдэнитуин-Обо (МНР) и Коунрад. На Каджаранском месторождении устанавливаются внутрирудные дайки, которые, возможно, также свидетельствуют о многоэтапности процесса. Подобные факты можно отметить и в других медно-молибденовых месторождениях. На Шахтаминском месторождении, где отдельные интрузивные фазы очень сближены во времени (до образования своеобразных «сложных» даек с нерезкими контактами между породами различных фаз: от диоритовых порфиритов до гранит-порфиров) рудной

минерализации между ними не фиксируется. Однако здесь отчетливо проявляется минерализация в связи с процессами эксплозивного брекчирования, сопровождающего становление интрузивных тел всех фаз магматизма. Все это послужило основанием для заключения о полиасцендентном развитии эндогенного процесса при формировании медно-молибденовых месторождений (Sotnikov, Berzina, 1970). В последнее время среди интрузивных образований Кляймекса исследователи (Hall e. a., 1974) выделяют четыре фазы, каждая из которых сопровождалась минерализацией.

Между эндогенными образованиями различных этапов часто устанавливается много общего. Так, на Сорском месторождении выделяются калишпатизированные, альбитизированные, серицитизированные образования и кварцевые жилы трех этапов. На Жирекенском месторождении наблюдается неоднократное образование калишпатизированных, аргиллизированных пород, кварцевых жил и прожилков с рудной минерализацией. Однако намечается и ряд специфических особенностей для эндогенных образований каждого этапа минерализации.

Становление магматических образований раннего этапа обычно сопровождается широким развитием метасоматических процессов площадного типа, среди которых часто преобладает калишпатизация. Рудная минерализация проявлена слабо (преимущественно рассеянная). Лишь вблизи рудоносных порфиров II этапа калишпатизированные породы бывают обогащены рудными минералами, выступая здесь в качестве среды, благоприятной для рудоотложения.

В следующий эндогенный этап роль метасоматических процессов также значительна. Калишпатизация выражена слабее, чем в I этап. Значительно шире проявлены процессы альбитизации (Сорское), аргиллизации (Жирекен), серицитизации (Кальмакыр, Каджаран, Эрдэнитуин-Обо). Наблюдается наложение локального метасоматоза, представленного зонами калишпатизации, альбитизации и серицитизации вдоль кварцевых жил, а также полевошпатовыми и серицитовыми прожилками на метасоматиты площадного типа. В этот этап формируется основная масса кварцево-рудных жил, прожилков, а также рудных брекчий. Процесс рудоотложения не был одноактным. Обычно характерно регрессивное развитие рудного процесса со ступенчатым снижением температур минералообразования и сменой окисного оруденения (наиболее типичного для периода эксплозивного брекчирования и высокотемпературного минералообразования) сульфидным. В заключительный период фиксируется проявление свинцово-цинковой минерализации, масштабы которой, за исключением отдельных месторождений (к тому же природа полиметаллической минерализации здесь часто остается дискуссионной), в целом незначительны.

В заключительный этап, связанный со становлением поздних магматических тел, гидротермальная деятельность заметно уменьшается. Метасоматические процессы проявлены, но менее интенсивно, чем в ранние этапы, причем преобладают средне- и низкотемпературные процессы (альбитизация, серицитизация, карбонатизация). Калишпатизация завершает процесс альбитизации и развивается как зона сопряженного отложения (Беус и др., 1962) за счет обогащения растворов калием.

Калишпатизированные, серицитизированные, аргиллизированные, пропилитизированные породы широко развиты и на медно-молибденовых месторождениях Америки (Мейер, Хемли, 1970; Lowell, Guilbert, 1970; Rose, 1970; и др.). Лоэлл и Гилберт (Lowell, Guilbert, 1970) дают схему глубинной зональности измененных пород по данным крупнейших месторождений США, Чили, Перу, выделяя снизу вверх полевошпатовую, серицитовую, аргиллизитовую и пропилитовую зоны (рис. 1).

Анализ распространения измененных пород на месторождениях Восточного Забайкалья, Кузнецкого Алатау, Кавказа, Средней Азии и Мон-

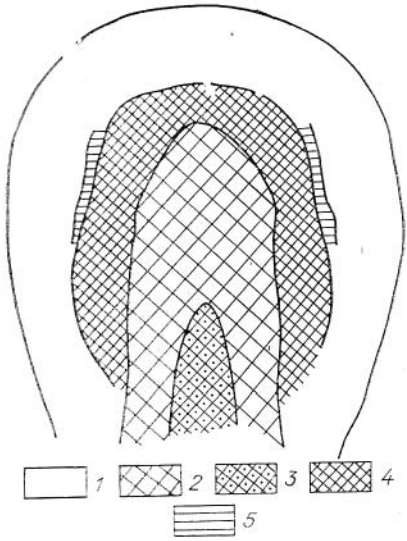


Рис. 1. Зональность гидротермального изменения в районе Сан-Мануэль, Каламазо (по Дж. Д. Лоуэллу и Дж. М. Гилберту).

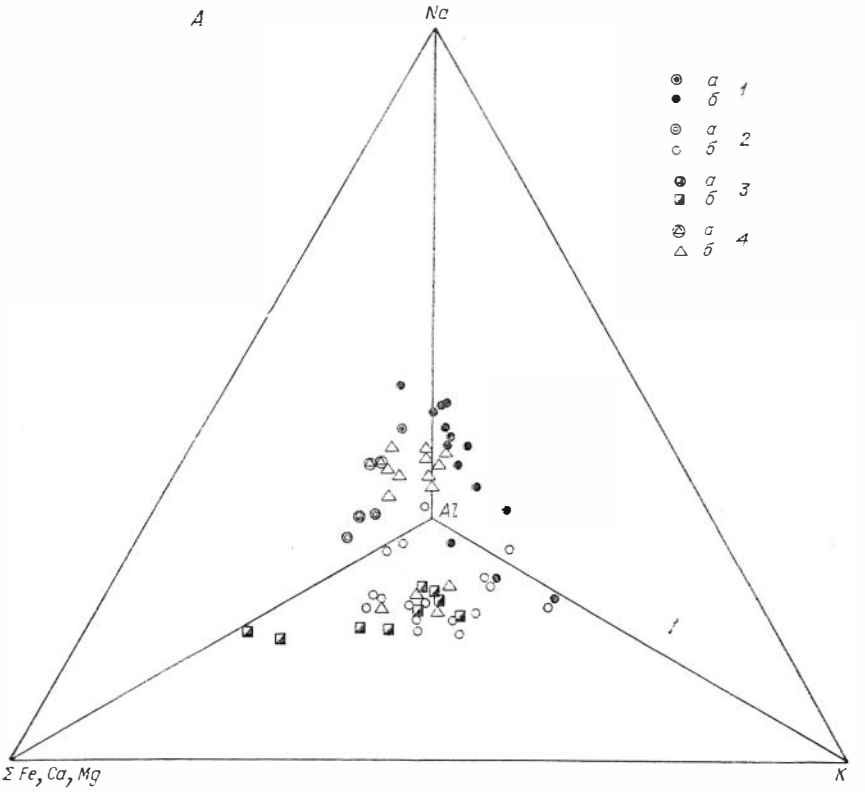
1 — пропилиты; *2* — калиевые метасоматиты; *3* — метасоматиты с вкрапленностью магнетита; *4* — филлиты; *5* — аргиллизиты.

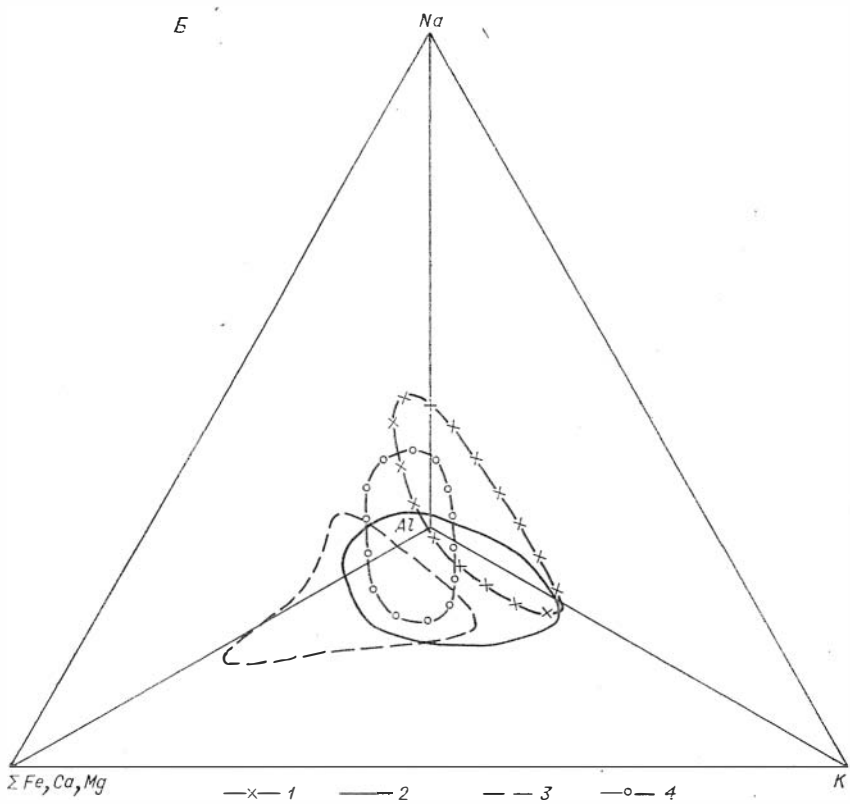
голии позволяет высказать предположение, что образование тех или иных метасоматических фаций вызвано в значительной степени химическими особенностями магм и отделяющихся флюидных растворов, а не только глубиной их становления, хотя последний фактор может оказать существенное влияние на общий ход эндогенного процесса. Месторождения Кузнецкого Алатау характеризуются широким распространением калишпатизированных и альбитизированных пород, другие фации пользуются ограниченным распространением. Для месторождений Восточного Забайкалья характерны калишпатизированные и аргиллизированные породы. На медно-молибденовых месторождениях Кавказа, Средней Азии и Монголии наибольшим распространением пользуются серицитизированные породы. Последние наблюдаются на большинстве месторождений, но проявлены они в различных масштабах и различны по отношению к процессу рудоотложения и месту их в общем эндогенном процессе. Так, серицитизация на медно-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья и Кузнецкого Алатау происходила преимущественно после проявления основной рудной минерализации (медно-молибденовой) и сопровождала полиметаллическую минерализацию. На месторождениях Средней Азии, Кавказа, Монголии, Америки серицитизация предшествовала и сопровождала медно-молибденовую минерализацию.

На рис. 2 нанесены химические составы неизмененных и измененных пород рудоносных магматических комплексов некоторых месторождений. Как видно (рис. 2, *А* и *Б*), поля распределения химических составов пород месторождений частично перекрываются вследствие ряда общих характерных особенностей в составе пород. В некоторые области перекрытия попадают породы близкого химического, но различного минерального состава, что вызвано специфическими условиями минералообразования. Так перекрываются участки с серицитизированными породами Кальмакырского и аргиллизированными породами Жирекенского месторождений. На схему нанесены анализы лишь наиболее представительных месторождений, но их характерные особенности повторяются на целом ряде других месторождений и рудопроявлений того региона, в котором они отмечаются. Например, на месторождениях Кузнецкого Алатау (Бейское, Ипчульское и др.) мы наблюдаем те же изменения, что и на Сорском месторождении. Гидротермальный процесс на медно-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья (Давенда, Сарыгичи, Аманан-Макитское и др.) имеет много общего с Жирекенским месторождением. В связи с этим представляется целесообразным выделение конкретных формаций гидротермально измененных пород, отражающих специфику минералообразования на медно-молибденовых месторождениях отдельных регионов (Берзина, Сотников,

Рис. 2. Диаграмма состав — парагенезис K—Na—Fe, Ca, Mg — Al для неизменных (*а*) и гидротермально измененных пород (*б*) (*А*) и распределение значений составов пород месторождений (*Б*).

Сорского (*1*), Жирекенского (*2*), Кальмакырского (*3*), Эрдэнитуин-Обо (*4*).


А
Na
Al
Σ Fe, Ca, Mg
K
а
б
1
2
3
4


Б
Na
Al
Σ Fe, Ca, Mg
K
1
2
3
4

1972$_2$). И. Г. Павлова и В. С. Якубович (1975), подходя в ином плане к изучению месторождений рассматриваемого типа, также приходят к выводу о необходимости выделения комплексов гидротермально измененных пород для определенных групп месторождений.

ТИПЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ

Калишпатизация

Изменение этого типа широко проявлено на медно-молибденовых месторождениях. Максимальное распространение калишпатовых пород отмечается в ранний эндогенный этап на Сорском, Жирекенском, Цаган-Субургинском месторождениях. Здесь отмечаются большие площади калишпатизированных пород, а в структурно благоприятных участках крупные тела кварц-калишпатовых, биотит-калишпатовых, кварцевых и калишпатовых метасоматитов. Менее развит этот процесс на Каджаране, Кальмакыре, Эрдэнитуин-Обо, где наряду с уменьшением площади развития калишпатизированных пород наблюдается и уменьшение интенсивности проявления процесса. Для этих месторождений не характерны сколько-нибудь значительные по объему калишпатовые тела. Здесь отмечаются в основном новообразованные «порфиробласты» калишпата в гранитоидах, а также маломощные калишпатовые жилы и прожилки. Широко развиты калишпатовые породы на месторождениях порфировых руд Америки (Мейер, Хемли, 1970; Lowell, Guilbert, 1970; Rose, 1970; Hall e.a, 1974). Калишпатизация, связанная с рудоносным (основным) этапом, развита слабее. В этот этап чаще наблюдается калишпатизация локального типа в виде оторочек (зон) вдоль кварцевых жил, а также маломощных калишпатовых прожилков. Еще менее характерен этот процесс для заключительного эндогенного этапа. Здесь развиты «порфиробласты» и калишпатовые прожилки, образующие зону сопряженного отложения среди альбитизированных и аргиллизированных пород.

В результате проявления калиевого метасоматоза наблюдаются большие площади калишпатизированных пород, которые постепенно переходят в биотит-кварц-калишпатовые и калишпатовые метасоматиты. В калишпатизированных породах наряду с новообразованными минералами: калишпатом, биотитом, кварцем, отмечаются в том или ином количестве реликтовый плагиоклаз, а также кварц и первичный (частично измененный) биотит. При калишпатизации происходит замещение магнетита гематитом, уменьшается содержание апатита и увеличивается количество циркона. В этих породах встречаются также молибденит, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит, образовавшиеся в основном при наложении последующих стадий гидротермального процесса. Взаимоотношения калишпата с другими минералами указывает на длительное время его формирования. Причем неоднократное образование его возможно даже в пределах одного этапа.

Состав и структура калишпата существенно изменяются в зависимости от физико-химических параметров минералообразующей среды. Поэтому некоторые особенности калишпатов из месторождений различных регионов, а также из различных стадий минералообразования одного месторождения дают возможность характеризовать в какой-то степени физико-химические условия минералообразования.

Степень рентгеновской триклинности у калишпатов из разных месторождений существенно отличается (табл. 1). Наибольшая изменчивость триклинности характерна для калишпатов Сорского месторождения. Минимальная триклинность отмечается в калишпатах прожилков и метасоматитов, не затронутых влиянием последующих гидротермальных процессов. В калишпатах, претерпевших изменение (наложение калишпати-

Таблица 1

Состав и триклинность калишпатов медно-молибденовых месторождений

Номер пробы	Порода	K_2O	Na_2O	FeO	BaO	Δp
	Сорское					
689а	Кварц-калишпатовый метасоматит	12,47	0,92	0,06	0,28	0
684	Калишпатовый метасоматит	14,13	0,19	0,20	0,03	0,62
546	Калишпатовый метасоматит с наложенной	13,41	0,33	0,02	0,30	0,46
546а	рудной и флюоритовой минерализацией					
545	То же	14,19	0,17	0,13	0,44	0,72
1682б	Обломки калишпата в рудной брекчии	14,12	0,24	0,14	0,04	0,75
1682в	То же	13,38	0,29	0,08	0,06	0,75
1683	»	13,50	0,25	—	0,04	0,90
	Жирекенское					
1220	Граниты амананского комплекса	13,02	0,75	0,09	0,57	0,0
462	» » »	12,32	0,87	0,06	0,69	0,0
512	» » »	12,13	0,87	0,27	0,54	0,0
489а	Кварц-калишпатовый метасоматит	13,32	0,67	0,09	0,09	0,0
768	Метасоматит с молибденитовой минерализацией	12,87	0,48	0,08	0,07	0,0
488	Метасоматит с наложенной аргиллизацией	12,84	0,51	0,04	—	0,0
504а	То же	12,32	0,82	0,08	0,47	0,0
502	»	12,13	0,62	0,62	0,53	0,0
507	»	12,03	0,46	0,41	0,57	0,0
501	»	12,93	0,77	0,21	0,65	0,0
	Кальмакырское					
2493	Гранодиорит-порфиры	11,45	1,50	—	0,78	0,0
2625	» »	12,07	0,95	0,06	1,18	0,0
2506	» »	10,85	1,56	0,05	1,67	0,0
2615	» »	10,62	1,41	0,08	1,98	0,0
2619а	Порфиры	12,25	1,12	0,06	1,26	0,0
2624	»	12,02	1,12	0,06	1,26	0,0
2624б	»	11,56	1,38	0,10	2,09	0,0
2515а	Калишпатизированные гранодиорит-порфиры	12,47	0,87	0,07	0,77	0,0
2617а	Кварц-калишпатовый метасоматит	13,15	0,45	—	0,75	0,0
	Цаган-Субурга					
159	Сиенит-диориты	12,71	0,92	—	0,33	
169б	»	13,00	0,86	0,03	—	0,2
180б	Калишпатизированные сиенит-диориты	12,85	0,92	0,05	0,15	0,4
165а	» »	13,14	0,82	0,05	0,24	
192	» »	12,95	0,69	0,02	0,27	0,2
160	Хлоритизированные сиенит-диориты	13,3	0,65	0,15	0,12	0,2
167	Серицитизированные сиенит-диориты	12,56	0,88	—	0,22	0,6
169	» »	13,09	0,82	0,12	0,35	0,5
170	Мелкозернистые граниты	12,32	1,05	0,16	0,08	0,4
173	Гранит-порфиры	13,07	0,72	0,01	0,31	0,2
	Эрдэнитуин-Обо					
210в	Гранодиориты	13,40	0,21	—	0,30	0,2
210	Калишпатизированные гранодиориты с биотитом	12,89	0,37	0,02	0,01	0,4
220б	Калишпатизированные гранодиориты	13,25	0,29	—	0,49	0,2
246б	Калишпатизированные гранодиорит-порфиры	13,77	0,29	0,12	0,28	0,5
246д	Кварц-калишпатовый метасоматит	13,55	0,27	0,03	0,94	0,2
224в	» »	13,60	0,27	—	0,48	0,2
209ж	Биотит-калишпатовый прожилок	13,73	0,26	0,05	0,55	0,4

зации следующего этапа, а особенно флюоритовой и рудной минерализации), степень триклинности увеличивается, что, очевидно, вызвано влиянием фтора и других летучих на увеличение упорядоченности структуры калишпатов (Антипин и др., 1975).

На Кальмакыре и Жирекене (а также на Каджаране) триклинность калишпатов минимальная, и изменение ее рентгеновскими методами не

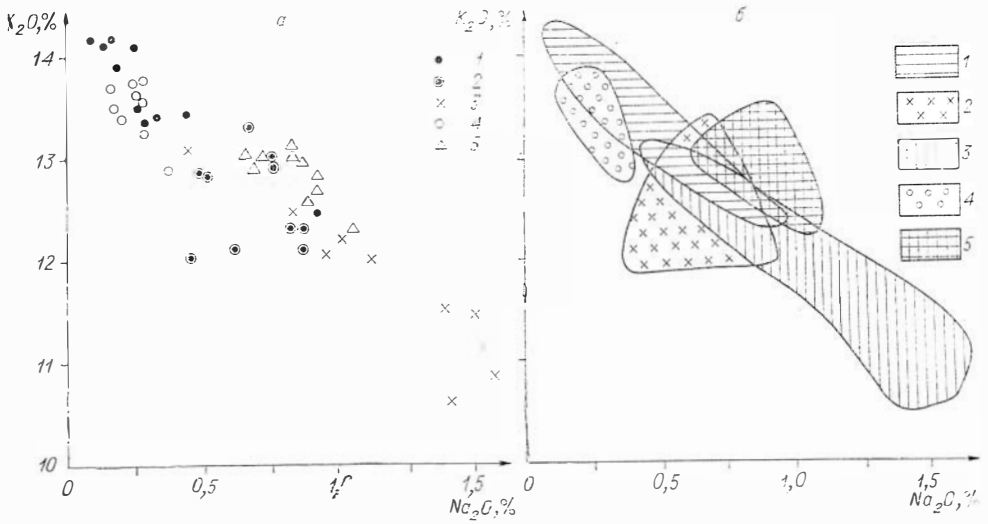


Рис. 3. Содержание калия и натрия (*а*) и распределение их значений (*б*) в калишпатах месторождений Сорского (*1*), Жирекенского (*2*), Кальмакырского (*3*), Эрдэнитуин-Обо (*4*), Цаган-Субурга (*5*).

устанавливается. Интересно, что влияние поздних процессов на триклинность калишпатов здесь не отмечается. По-видимому, это в значительной мере вызвано составом минералообразующих растворов. Характерной особенностью растворов на указанных месторождениях является обогащенность их углекислотой и хлором и обедненность фтором.

На Цаган-Субургинском месторождении низкая триклинность отмечается для калишпатов неизмененных гранит-порфиров, хлоритизированных и калишпатизированных сиенит-диоритов, находящихся в периферийной части месторождения. Степень триклинности повышается в калишпатах с наложенной серицитизацией. На Эрдэнитуин-Обо максимальная для месторождения триклинность калишпатов обнаружена в связи с проявлением серицитизации, т. е. здесь также проявляется влияние летучих компонентов на структурное преобразование калишпатов.

Другая структурная характеристика калишпатов — степень упорядоченности, которая выражена величиной 2V, значительно варьирует на всех месторождениях. Минимальная степень упорядоченности характерна для калишпатов начальной стадии изменения. С интенсивностью метасоматоза степень упорядоченности увеличивается. Так, 2V калишпатов из неизмененных и слабоизмененных гранитов и гранит-порфиров — 40—60°, а из калишпатовых метасоматитов — 75—85°.

Интересно распределение калия и натрия в калишпатах различных месторождений. Минимальные содержания натрия характерны для калишпатов Соры и Эрдэнитуин-Обо (рис. 3, *а*, *б*). При этом отмечается некоторое увеличение натрия в калишпатах метасоматитов периферийной части Сорского месторождения (см. табл. 1, обр. 689 а). В центральной части Соры развитие поздних гидротермальных процессов вызывает вынос натрия из калишпатов. Для этих же минералов отмечается увеличение степени триклинности. На Жирекенском месторождении в калишпатах метасоматитов содержание натрия примерно такое же, как и в калиевых полевых шпатах неизмененных метасоматитов Сорского месторождения. При наложении аргиллизации и рудной минерализации происходит заметное перераспределение натрия. На Кальмакыре высокие содержания натрия и бария устанавливаются в порфиробластах калишпата порфиров; заметно понижены их содержания в калишпатовых метасоматитах. На Цаган-Субурге калишпаты из всех образований характеризуются близкими

содержаниями натрия. Поздняя калишпатизация, хлоритизация и серицитизация в последнем случае не вызывает заметного перераспределения натрия.

Химический состав биотита также отражает специфические условия гидротермального процесса на рассматриваемых месторождениях. Состав этого минерала изменяется в зависимости от особенностей среды, в которой он образуется (Moore, Czamanske, 1973; Beane, 1974; Kesler, e. a., 1975; Parry, Jacobs, 1975). По данным анализов биотитов поведение железа и магния в эндогенном процессе Сорского и Жирекенского месторождений существенно различается. На последнем во всех проанализированных биотитах (табл. 2) магний преобладает над железом (железистость менее 50%). Максимальное содержание магния в биотитах калишпатовых метасоматитов (железистость 11,7%). На Сорском месторождении в гранитах и порфирах субвулканического комплекса содержание железа превышает содержание магния (железистость 52%). Биотит в калишпатовых метасоматитах — существенно магнезиальный (железистость 34,5%), но магния в нем значительно меньше, чем в биотите метасоматитов Восточного Забайкалья. По соотношению магния и железа биотиты Эрдэнитуин-Обо приближаются к биотитам Жирекенского месторождения. В них так же, как и на рассмотренных выше месторождениях отмечается уменьшение железистости в калишпатизированных породах. Содержание фтора и хлора в биотитах представляет интерес в связи с вопросом о специализации эндогенных образований на эти элементы. К отличительной особенности биотитов как из пород субвулканического комплекса, так и метасоматитов Сорского месторождения, можно отнести отсутствие (в пределах чувствительности анализа) в них хлора и повышенное содержание фтора, особенно в биотитах калишпатовых метасоматитов (рис. 4). На Жирекене в биотитах присутствуют оба элемента, при метасоматическом преобразовании пород содержание фтора в биотитах повышается, а хлор исчезает. Содержания хлора в биотитах Кальмакыра максимальны. Таким образом, по данным анализов биотитов отмечается обогащение фтором рудоносных интрузивных и метасоматических образований на Сорском и Жирекенском месторождениях и хлором — на Кальмакырском месторождении.

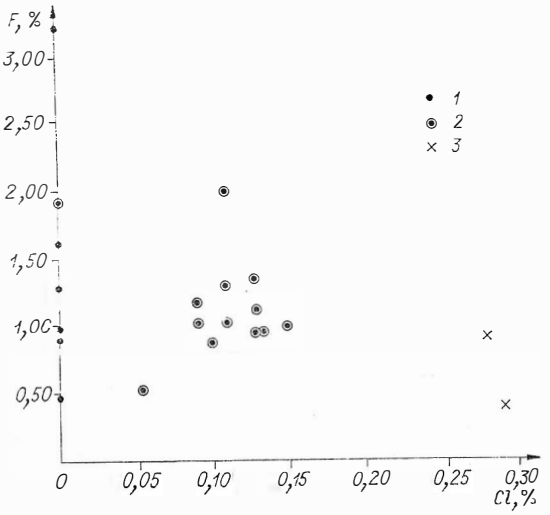


Рис. 4. Хлор и фтор в биотитах Сорского (*1*), Жирекенского (*2*), Кальмакырского (3) месторождений.

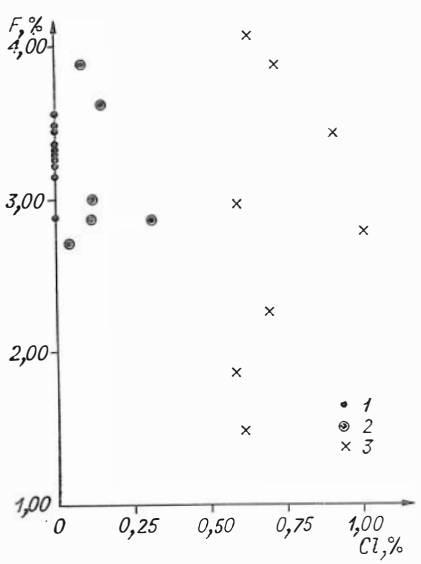


Рис. 5. Хлор и фтор в апатитах Сорского (*1*), Жирекенского (*2*), Кальмакырского (3) месторождений.

Таблица 2

Химический состав биотитов (по данным микрозондирования)

Номер пробы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	Na_2O	K_2O	BaO	Cl	F	$\frac{Fe \cdot 100}{Fe+Mg}$	$\frac{Na+K}{Al}$
							Жирекен							
462	38,26	3,26	12,82	4,48	12,54	0,20	14,44	0,13	9,30	0,14	0,15	0,96	39,3	0,78
463	38,26	3,77	12,86	4,68	12,61	0,20	14,40	0,13	9,15	0,21	0,09	1,19	39,4	0,78
467	38,37	3,34	13,47	4,76	12,80	0,11	14,37	0,15	9,11	0,49	0,13	1,35	40,1	0,77
468	37,85	3,74	14,37	4,96	13,21	0,05	14,10	0,11	9,38	0,21	0,11	1,99	41,4	0,73
486	39,72	2,92	13,84	4,62	12,49	0,16	14,83	0,11	9,12	0,05	0,13	1,11	37,2	0,74
512	40,22	2,45	12,54	2,94	13,24	0,22	15,44	0,16	8,79	—	0,11	1,31	36,6	0,77
513	37,58	3,49	12,62	5,14	12,78	0,22	14,19	0,38	9,25	0,23	0,10	0,87	40,8	0,83
518	37,99	3,33	13,22	5,10	13,60	0,16	13,97	0,19	9,01	0,06	0,13	0,96	42,2	0,77
490	37,82	3,09	12,94	4,52	12,11	0,19	15,32	0,17	9,12	0,05	0,11	1,03	37,1	0,78
491	37,61	3,26	13,10	4,76	12,85	0,26	14,58	0,13	9,32	0,10	0,09	1,03	39,8	0,73
529	38,86	3,10	13,32	4,50	12,20	0,17	15,05	0,15	8,97	0,56	0,13	0,96	37,6	0,75
801	42,13	2,72	12,77	2,82	3,17	0,06	21,87	0,13	10,06	—	—	1,93	11,7	0,92
							Сора							
561	37,40	3,16	12,03	5,68	15,40	0,59	12,03	0,14	9,38	0,12	—	0,47	51,2	0,86
1617	36,56	2,75	13,37	5,94	15,90	1,14	10,81	0,08	9,66	0,08		1,31	52,3	0,79
1618	37,27	2,15	14,55	5,62	15,20	0,82	10,47	0,10	9,86	1,29		1,63	52,0	0,75

583	39,37	1,41	10,64	3,62	11,09	1,43	16,24	0,16	9,73	0,06	—	3,23	34,5	1,01
720а	35,99	1,73	16,04	5,84	15,50	0,38	9,85	0,06	9,48	0,04	—	0,91	52,3	0,65
Коунрад														
2089	39,29	1,53	16,03	4,35	11,68	0,50	13,52	—	9,75	—	0,04	0,33	39,4	0,66
2090	39,27	1,15	17,81	4,40	11,89	0,45	12,34	0,02	9,09	0,04	0,04	0,56	42,1	0,55
2491														
Кальмакыр														
2491	38,19	2,83	13,68	3,88	10,31	0,15	16,61	0,18	9,51	0,04	0,28	0,90	31,7	0,78
2512б	37,93	3,66	14,66	4,36	11,68	0,12	15,60	0,15	9,74	—	0,29	0,39	36,1	0,74
220	37,39	3,31	15,26	6,98	10,91	0,43	12,84	0,11	9,36	—	—	0,44	43,0	0,68
220в	38,10	3,09	14,70	15,35 (общ.)		0,43	14,93	0,09	9,27	—	0,05	—	36,7	0,69
210	38,89	3,86	14,24	5,01	10,91	0,27	15,43	0,18	9,35	0,04	0,12	0,44	35,8	0,74
210в	38,69	3,61	14,26	14,90 (общ.)		0,34	15,38	0,13	9,39	—	0,10	0,78	35,2	0,73
223	36,47	2,89	15,66	8,10	9,87	0,30	12,24	0,09	9,61	0,04	—	—	44,1	0,68
219	38,00	3,32	15,23	14,71 (общ.)		0,34	14,44	0,13	9,20	0,04	0,02	0,78	36,4	0,67

Примечание. Жирекен, аманандский комплекс: 462, 463, 467, 468, 486, 512, 513—граниты; 518—гранит-порфиры; 490, 491, 529 — граниты жирекенского комплекса; 801 — биотит-калишпатовые метасоматиты. Сора, субвулканический комплекс: 561 — граниты; 1617, 1618 — гранит-порфиры; 583 — биотит-калишпатовые метасоматиты; 720а — биотит-альбитовые метасоматиты. Коунрад: 2089, 2090 — гранодиорит-порфиры. Кальмакыр: 2491, 2512б — сиенит-диориты. Эрдэнитуин-Обо: 220—гранодиориты; 220в — шлировые образования биотитов в гранодиоритах; 210, 120в—калишпатизированные гранодиориты; 223 — гранодиорит-порфиры; 219в—калишпатизированные гранодиорит-порфиры.

Специализация на указанные элементы подтверждается также составом апатитов (рис. 5). На Сорском месторождении в апатитах как измененных, так и калишпатизированных пород хлор отсутствует. Отмечается увеличение содержания фтора в апатитах калишпатизированных пород. Апатит Кальмакырского месторождения характеризуется высокими содержаниями хлора. Максимальны содержания фтора в апатитах калишпатизированных гранодиорит-порфиров (Берзина и др., 1975).

Как было показано А. А. Маракушевым и И. А. Тарарием (1965), химический состав биотитов отражает условие щелочности при их образовании. Увеличение железистости биотитов указывает на повышение кислотности среды. С возрастанием щелочности происходит увеличение магнезиального компонента. Отношение щелочей и алюминия также является показателем щелочности среды. По приведенным данным (см. табл. 2) максимальная щелочность отличается при формировании биотит-калишпатовых метасоматитов.

Возрастающая щелочность растворов при калишпатизации обусловливает высокую активность кислорода. Повышение кислородного потенциала вызывает разложение магнетита с образованием гематита.

Как отмечалось выше, максимальное проявление калишпатизации связано с магматическим этапом, предшествующим рудоносному. Некоторые исследователи вкрапленное медно-молибденовое оруденение генетически связывают с проявлением калишпатизации и выделяют полевошпат-кварц-молибденитовую формацию (Рехарский; 1973; Шипулин и др., 1975). Однако на Сорском и Жирекенском месторождениях, где отмечается широкое развитие калишпатизированных пород, медно-молибденовая минерализация отмечается в калишпатизированных породах и кварц-калишпатовых метасоматитах лишь вблизи проявления рудоносного магматического этапа. Кроме того, как будет показано ниже, образование калишпатизированных пород и кварц-калишпатовых метасоматитов происходит при высоких температурах, а рудоотложение происходило при значительно меньших температурах.

Значительна роль калишпатизации в мобилизации рудного вещества на ранних этапах становления магматического комплекса; вещество вовлекалось в гидротермальный процесс следующего (рудоносного) этапа, а калишпатизированные породы являются средой, благоприятной для рудоотложения.

Альбитизация

Как отмечалось выше, альбитизация (среднетемпературная) характерна лишь для некоторых медно-молибденовых месторождений. Очень широко она проявлена на месторождениях Кузнецкого Алатау, особенно на Сорском. Этот процесс тесно связан с калишпатизацией и во времени сменяет его.

Он характеризуется высокой активностью натрия и повышенной активностью фтора.

Максимальное развитие этого процесса наблюдается на месторождениях Кузнецкого Алатау. Значительно слабее он проявлен на Жирекене, Эрдэнитуин-Обо и других месторождениях, где этот процесс развит локально. Сорские лейкократовые граниты на всей площади развития затронуты процессами калишпатизации и альбитизации. В общем процесс альбитизации на I этапе становления субвулканического комплекса проявлен слабее, чем калишпатизация, он не доходит до образования равновесных минеральных ассоциаций. Постоянно отмечается реликтовый калишпат. Следует отметить, что процесс начинается с образования пертитов замещения по калишпату. Особенно отчетливо это фиксируется в кварц-калишпатовых метасоматитах. Интересно, что калишпаты Сорского место-

рождения, для которых характерны пертиты замещения, содержат в своем составе натрия меньше по сравнению с калишпатами из других месторождений, в которых пертиты не отмечаются (см. табл. 1). При альбитизации по калишпатизированным гранитам образуются идиоморфные кристаллы альбита.

Еще большего развития и по площади, и по интенсивности альбитизация достигает во II магматический этап, связанный со становлением порфиров-I. Среди гидротермально измененных пород преобладают альбитизированные разности. Неравновесные минеральные ассоциации хотя и распространены широко, но уступают породам, в которых содержание натрия значительно выше, чем калия. В локальных участках отмечаются кварц-альбитовые метасоматиты и альбитовые прожилки, к которым приурочено вкрапленное молибденовое оруденение.

В пострудный магматический этап, связанный с внедрением порфиров-II, также отмечаются значительные масштабы проявления альбитизации в эндоконтактовой зоне интрузивов.

На Жирекене альбитизация проявлена локально в виде отдельных жилообразных тел альбититов, связанных со становлением гранитов и гранит-порфиров амананского комплекса, а также в виде альбитовых оторочек по калишпату метасоматитов. Не отмечается значительного распространения альбитизации в связи с проявлением рудоносного комплекса.

На Эрдэнитуин-Обо по гранит-порфирам локально проявлены альбитовые метасоматиты, к которым приурочено молибденовое оруденение.

Альбитизированные породы сложены альбитом, кварцем, биотитом. Характерны пирит, флюорит, ярозит. В значительных количествах отмечается молибденит, а также халькопирит.

В начальной стадии замещения альбит развивается вдоль спайности или в краевых участках калишпата. Причем в отличие от пертитов плагиоклаза в калишпатах ориентировка метасоматического альбита значительно отличается от ориентировки калишпата и никогда не совпадает с нею. При интенсивном развитии процесса образуются хорошо выраженные призматические кристаллы, секущие в различных направлениях зерна калишпата. Альбит полисинтетически сдвойникован по альбитовому и периклиновым законам. Для альбитизированных пород раннего этапа характерны широкие двойниковые полоски с четкими, резкими границами, а позднего этапа узкие полосы с расплывчатыми границами.

Биотит альбитизированных пород существенно отличается от магматического, а также биотита калишпатизированных пород как морфологически, так и по составу. Он представлен обычно мелкими зеленовато-бурыми чешуйками, образующими гнезда. Для биотита характерно повышенное содержание Fe (железистость— 52,3%), низкое отношение Na + + K/Al, резко повышенная глиноземистость (21,8), что указывает на резкое увеличение кислотности среды при его образовании.

При альбитизации происходит дальнейшее замещение магнетита гематитом, а затем вудхаузеитом, ярозитом и пиритом. Отмеченная смена минеральных форм железа связана с изменением кислотности и активности кислорода в растворах.

Серицитизация

Серицитизированные образования пользуются широким распространением на Кальмакыре, Агараке, Эрдэнитуин-Обо, Цаган-Субурге. Очень широко они развиты на медно-молибденовых месторождениях Америки (Мейер, Хемли, 1970; Lowell, Guilbert, 1970). На месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья эти породы проявлены слабее. Среди серицитсодержащих пород выделяются образования с различной степенью изменения. Внешняя зона серицитизации представлена слабо

измененными породами, почти полностью сохранившими первичную структуру. Серицит с магнезиально-железистыми карбонатами образуют псевдоморфозы светло-зеленого цвета по плагиоклазу. Калишпат при этой степени изменения устойчив. Увеличивается количество кварца, апатита, пирита, появляются рутил, молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит. Следующая степень изменения — образование псевдоморфоз серицита белого цвета. Калишпат устойчив. В интенсивно серицитизированных породах существенно преобразованы не только плагиоклаз, но и калишпат. Первичная структура породы не сохраняется. Локально проявлены кварц-мусковит-алунитовые гнезда и прожилки с турмалином, цирконом, рутилом, молибденитом.

На необходимость изучения серицитов, включающих слюды различного состава и структуры, указывали Ч. Мейер и Д. Хемли (1970). Расшифровка состава и структуры серицитов в различных минеральных ассоциациях позволяют в какой-то степени характеризовать некоторые особенности физико-химической обстановки при минералообразовании и подойти к выяснению вопроса о связи процесса серицитизации, калишпатизации и аргиллизации, а также рудной минерализации различного типа. Однако ввиду больших сложностей, которые возникают при изучении тонкозернистого минерала, пока что по этому вопросу имеются лишь отдельные сведения. Так, на месторождении Асио (Nakamura, 1969) наблюдается смена модификаций слюды от ранней стадии к поздней. На месторождении Кальмакыр нами установлена смена полиморфных модификаций слюды от $2M_1$ к 1M и затем 1Md при переходе от внутренней наиболее проработанной зоны серицитизированных гранодиорит-порфиров к внешней зоне. В этом же направлении фиксируется уменьшение в составе слюд содержания калия и натрия и увеличение аксония.

На месторождениях с широким развитием площадной серицитизации обычно фиксируется приуроченность медного оруденения к серицитизированным образованиям. При этом наиболее оруденелыми, как правило, оказываются участки пород со средней степенью гидротермального изменения. Распределение молибденовой минерализации более неравномерное. Но и для нее отмечаются случаи тяготения к серицитизированным (Эрдэнитуин-Обо, Дальнее и др.) образованиям. Иногда здесь отмечается зональность в распределении меди и молибдена: возрастание к периферии рудных тел (в сторону сокращения интенсивности гидротермального изменения пород) Mo/Cu-отношения.

Аргиллизация

Аргиллизация довольно часто отмечается на медно-молибденовых месторождениях (Мейер, Хемли, 1970; Волостных, 1972). На Соре, Каджаране, Эрдэнитуин-Обо этот процесс проявился после медно-молибденовой минерализации и сопровождался незначительным полиметаллическим оруденением. На месторождениях Восточного Забайкалья (Жирекен, Давенда, Шахтама и др) как во времени, так и в пространстве медно-молибденовая минерализация тесно связана с аргиллизацией. Соотношение с другими типами изменения также неоднозначное. На месторождениях Восточного Забайкалья аргиллизация сменяется серицитизацией, с проявлением которой связана полиметаллическая минерализация. На Эрдэнитуин-Обо и Каджаране аргиллизации предшествует интенсивная серицитизация с медно-молибденовым оруденением.

Для Жирекенского месторождения характерно площадное развитие аргиллизации с формированием аргиллизитов внешней и внутренней зон. Преимущественным развитием в связи со становлением рудоносного магматического комплекса пользуются аргиллизиты внутренней зоны. Минеральный состав этих пород очень сложен и трудно диагностируем. Первыми изменяются плагиоклаз, биотит и амфибол,по которым образуют-

ся псевдоморфозы глинистых минералов. Калишпат неустойчив во внутренней зоне. Во внешней зоне псевдоморфозы представлены тонкозернистыми агрегатами монтмориллонита, галлуазита, каолинита и карбоната с преобладанием монтмориллонита. В псевдоморфозах внутренней зоны преобладает каолинит и характеризуются они сокращением Si, Fe, Mg, Ca, K, Na, Ti. Возрастает содержание Al.

На Давендинском месторождении отмечена аргиллизация локального типа, преимущественно вдоль кварцево-молибденитовых жил и трещинных зон, среди палеозойских гранитов, в значительной степени калишпатизированных. Преобразование последних приводило к значительному высвобождению K, повышению его активности в растворах и образованию калийсодержащих минералов (гидромусковит, иллит) среди глиноземистых псевдоморфоз.

В контакте кварц-молибденитовых жил Шахтаминского месторождения отмечаются (Пампура, Афонина, 1964) измененные породы кварц-каолинитового состава и зоны изменения с глауконитом.

Различного состава аргиллизированные образования приводятся для медно-порфировых месторождений Америки.

В целом для медно-молибденовых месторождений аргиллизация — такой тип гидротермального изменения, для которого до настоящего времени не вполне ясным остаются взаимоотношения с другими типами изменения, особенно с серицитизацией, а также с процессами концентрированного рудоотложения. Имеющиеся в литературе якобы противоречивые сведения по этим вопросам во многом, очевидно, обусловлены проявлением аргиллизации на отдельных месторождениях в различные временные отрезки развития эндогенного процесса, а также многоэтапностью этого процесса. В данной ситуации при решении указанных вопросов, наряду с исследованиями общегеологического характера, необходимо шире привлекать анализ минерального состава метасоматитов, особенностей слагающих их минералов и исследования физико-химических параметров минералообразования. Некоторые сведения по параметрам процесса аргиллизации приводятся ниже. При этом необходимо учесть, что исследовались газово-жидкие включения в новообразованном кварце аргиллизированных пород, а также частично вторичные включения из реликтового кварца в этих же гидротермально измененных образованиях. Так что приводимые физико-химические параметры могут, очевидно, характеризовать наиболее раннюю стадию развития процесса аргиллизации.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Температура минералообразующих растворов на различных стадиях эндогенного минералообразования

Интрузивные образования. Во вкрапленниках кварца порфировых интрузий, с которыми связана медно-молибденовая минерализация, фиксируются остатки магматического вещества и ранние порции отделившегося от расплава раствора. Расплавные включения представлены раскристаллизованной (рис. 6) или же стекловатой массой и газовым пузырьком. Гомогенизация расплавных включений происходит при температуре выше 900°C.

Калишпатизированные породы. В кварце из калишпатизированных пород среди первичных включений преобладают газовые (однофазовые) и газово-жидкие, гомогенизирующиеся в газовую фазу. Кроме того, локально отмечаются многофазовые включения, твердые фазы которых представлены хлоридами (галит, сильвин) и рудным минералом. На место-

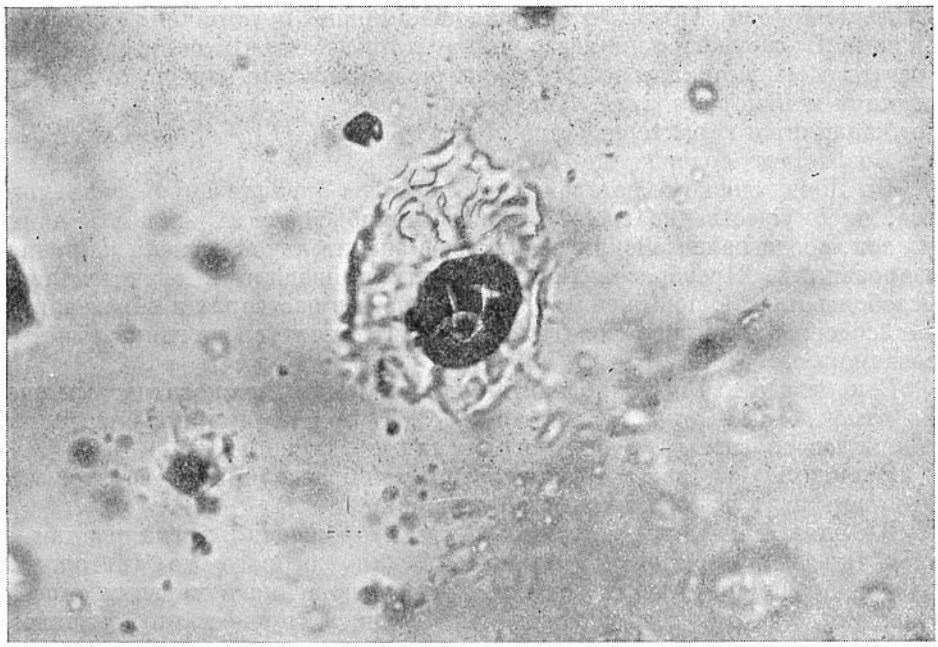


Рис. 6. Расплавные включения в кварце граподиорит-порфиров.

рождениях Кузнецкого Алатау, характеризующихся фторовой минерализацией, в газово-жидких включениях фиксируются прозопит и камерманит.

На месторождениях Восточного Забайкалья включения в калишпатизированных гранитах, вмещающих рудоносные гранит-порфиры, гомогенизируются в интервале 510—390°С, в калишпатизированных гранит-порфирах — 600—430, реже 400°С, в кварц-калишпатовых метасоматитах 450—400°С. На месторождениях Кузнецкого Алатау гомогенизация включений в калишпатизированных и альбитизированных лейкократовых гранитах и порфирах рудоносного комплекса происходит при 730—450°С, в кварц-калишпатовых метасоматитах при 520—470°С.

Близкие температуры процесса калишпатизации для гранитов Приазовья отмечает Б. В. Зациха (1972). По данным И. Н. Говорова, Т. Г. Филипповой, М. И. Ефимовой (1967), кристаллизация микроклина происходила при температуре не выше 600—550°С и не ниже 480—460°С, а кристаллизация альбита при температуре 500—450°С (с использованием метода декрепитации).

Даже в пределах одного и того же месторождения фиксируются довольно различные температуры проявления процесса калишпатизации. Это в первую очередь зависит от удаленности метасоматических образований относительно интрузивных проявлений рудоносного порфирового комплекса и структурных условий развития метасоматитов. Как правило, калишпатизация, захватывающая непосредственно порфировые интрузии, проявляется при более высоких температурах по сравнению с калишпатизацией во вмещающих гранитоидах. Относительно пониженные температуры формирования отмечаются и для кварц-калишпатовых метасоматитов, приуроченных к зонам повышенной проницаемости (особенно в случае удаленности их от образований рудоносного магматического комплекса). Все это подчеркивает непосредственную связь процесса калишпатизации со становлением порфировых тел.

Данные по температурам проявления процесса калишпатизации позволяют косвенно судить о возможной рудоносности формирующихся при

этом метасоматитов. Как будет показано ниже, рудная минерализация (в частности молибденовая) проявляется при более низких температурах и не может быть непосредственно связана с основной массой калишпатизированных образований. По температурным условиям она близка к процессам серицитизации, аргиллизации (здесь не имеется в виду отмечаемая на ряде месторождений поздняя аргиллизация, сопровождающая заключительные, практически безрудные гидротермальные образования), а также среднетемпературного окварцевания (площадного и локального типов).

Окварцованные породы (штокообразные тела, гнезда, жилы, прожилки) широко развиты на рассматриваемых месторождениях. Среди них выделяются кварцевые образования, непосредственно связанные с формированием метасоматических пород (калишпатизированных, аргиллизированных, серицитизированных). В метасоматических породах кварц образует гнезда (размером от 1 м в поперечнике до первых сантиметров и меньше), встречается в виде вкрапленников и прожилкообразных выделений. Температурные условия образования метасоматического кварца рассматриваются при характеристике фаций измененных пород. Жильный кварц, а также штокообразные кварцевые тела на некоторых месторождениях, формирующиеся позднее метасоматических пород, среди которых они наблюдаются, характеризуются специфическими условиями образования и рассматриваются отдельно.

На медно-молибденовых месторождениях преимущественно изучались включения именно этих образований (Григорчук, 1972; Карамян, Маданян, 1972; Пизнюр, 1970; Пизнюр, Соломин, 1968; Рехарский, Пашков, 1973; Roedder, 1971; Hall e. a., 1974). По данным большинства исследователей, формирование кварцево-рудных жил происходило преимущественно в интервале 420—220°С. Включения с температурой гомогенизации 470—350°С наблюдаются в ранних кварцевых жилах с крупночешуйчатым молибденитом. Для кварцевых прожилков и рудных брекчий, где цементом является кварц, пропитанный мелкочешуйчатым молибденитом, температура гомогенизации включений ниже — 290 — 220°С. На месторождениях Кузнецкого Алатау в кварц-молибденитовых жилах наблюдается гомогенизация включений в жидкую фазу при температурах 470—390°С (I кварц-молибденитовая ассоциация) и 290—220°С (II кварц—молибденитовая ассоциация).

На месторождениях Восточного Забайкалья включения в кварце кварц-молибденитовых жил гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 370—350°С (I кварц-молибденитовая ассоциация) и 250—220°С (II кварц-молибденитовая ассоциация).

Месторождения Средней Азии выделяются обилием высокотемпературных включений. На месторождениях других регионов высокотемпературные включения ($>$ 500°С) обычно отмечаются в кварце калишпатизированных пород. Для кварцевых прожилков и жил такие включения не характерны. На месторождениях Средней Азии высокотемпературные включения отмечаются как в окварцованных гранодиорит-порфирах и сиенит-порфирах, так и в кварцевых прожилках. Формирование последних происходило в течение длительного времени. В них часто отмечаются зонки, содержащие различные включения как по температуре гомогенизации, так и по агрегатному состоянию. В краевых частях прожилков встречаются высокотемпературные газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся в газ при температуре более 700°С. В центральной части преобладают высококонцентрированные включения с гомогенизацией в жидкую фазу при температуре 350—400°С. По морфологическим особенностям, температурам гомогенизации, составу, распределению в минерале, включения в кварце месторождений Средней Азии аналогичны включениям месторождения Бингем (Roedder, 1971). Характерная особенность минералообразующих растворов рассматриваемых месторождений — высокое содержание в них хлоридов.

Аргиллизированные породы. Газово-жидкие включения в этих образованиях гомогенизируются при пониженных температурах. Причем температуры гомогенизации включений в аргиллизированных породах площадного и локального (околожильного) типов существенно различаются. В кварце аргиллизированных пород площадного типа гомогенизация включений наблюдается при 430—350°С в жидкую фазу. При 430—410°С гомогенизация с критическими явлениями. Во включениях часто отмечается галит. В кварце аргиллизированных пород околожильного типа включения гомогенизируются при температуре 350—320°С. При 350—330°С отмечается кипение растворов.

Серицитизированные породы. На месторождениях Средней Азии газово-жидкие включения фиксируются как в кварце, так и в сериците. В кварце включения гомогенизируются в газовую фазу при 380—370°С и в жидкую фазу при 360—320°С. В сериците большинство включений гомогенизируются при 360—330°С в жидкую фазу (изменения околожильного типа). Для отдельных включений отмечается гомогенизация в газовую фазу при 370—360°С. На месторождениях Кузнецкого Алатау включения в кварце серицитизированных гранитов (изменения площадного типа) гомогенизируются в жидкость при 410—360°С.

Полученные данные позволяют характеризовать температурный режим на различных стадиях эндогенного процесса. Наибольший температурный интервал отмечается для окварцевания (800—200°С) и калишпатизации (730—400°С). Причем по ряду месторождений основное рудообразование происходило при температуре 290—220°С. Для других фаций гидротермально измененных пород (аргиллизированных, серицитизированных) отмечается более узкий температурный интервал образования.

Агрегатное состояние растворов

По нашим наблюдениям, а также по данным других исследователей (Лазько и др., 1972; и др.), ранние высокотемпературные растворы — газообразные. Образование их очевидно следует связывать с дегазацией магмы как из объема рудоносных субвулканических тел, так и из более глубинных очагов. Е. Роддер и Д. Кумбс (Роддер, 1970; Roedder, Coombs, 1968) предполагают сосуществование силикатного расплава с водно-солевым флюидом. При вскипании флюид разделяется на жидкую фазу, обогащенную солями, и газовую.

Расплавные включения, которые наблюдаются в гранодиорит-порфирах и гранит-порфирах, свидетельствуют о том, что магма была обогащена летучими компонентами или, возможно, при образовании включений уже сосуществовали расплав и газовая фаза. Постмагматические растворы, обусловившие образование калишпатизированных пород, были газообразными и лишь при затухании процесса иногда отмечается жидкое состояние растворов. Образование аргиллизированных пород происходило из растворов, приближающихся по своим свойствам к критическому состоянию. На месторождениях Восточного Забайкалья гомогенизация включения при 430—410°С проходит с критическими явлениями. Ниже 410°С состояние растворов жидкое. В некоторых случаях (в связи с понижением давления при трещинообразовании) отмечается кипение растворов, которое фиксируется сосуществованием жидкой и газовой фаз в растворе. При образовании серицитизированных пород на месторождениях Кузнецкого Алатау агрегатное состояние растворов жидкое. На месторождениях Средней Азии в начальный период серицитизации растворы газообразные.

Агрегатное состояние растворов при окварцевании — процесса, развитого в широком температурном интервале, существенно изменяется на различных стадиях минералообразования. Раннее окварцевание, широко

проявившееся в виде мощных кварцевых тел и жил, пространственно и во времени совмещенных с образованием калишпатизированных пород, происходило из газообразных растворов, плотность которых не была постоянной. Так, при понижении температуры изменяется тип гомогенизации включений от гомогенизации в газовую фазу к гомогенизации с точкой инверсии и затем критическими явлениями, что указывает на увеличение плотности минералообразующих растворов. Для месторождений Средней Азии и ряда других медно-молибденовых месторождений (Roedder, 1971) очень характерно неоднократное проявление кипения в процессе окварцевания, в результате чего происходило разделение растворов на газовую фазу, обедненную солями, и жидкую фазу с высокой концентрацией солей. Образование кварца продуктивной стадии, по нашим данным и данным других исследователей (Карамян, Маданян, 1972; Пизнюр, 1970; Пизнюр, Соломин, 1968), происходило в условиях жидкого состояния растворов.

Давление растворов

При оценке давления, существовавшего при минералообразовании, использованы либо сингенетичные включения (существенно водное + существенно углекислотное),образовавшиеся при кипении водно-углекислотных растворов, и трехфазовые включения с галитом (Долгов и др., 1968). В последнем случае наиболее достоверные данные (приближающиеся к давлениям при минералообразовании) получены по включениям, в которых кристаллик галита растворяется позже исчезновения газового пузырька.

В окварцованных и калишпатизированных породах давление определялось по трехфазовым включениям с галитом. Растворение галита наблюдалось после исчезновения газовой фазы. Давление составляет 1800—1600 атм (Восточное Забайкалье), 2000—1400 атм (Кузнецкий Алатау), 1100—1000 атм (Средняя Азия). В аналогичных включениях кварц-молибденитовых жил давление составляет 1680—1000 атм (I кварц-молибденитовая ассоциация), 900—600 атм (II кварц-молибденитовая ассоциация). Близкие значения давлений получены другими исследователями. По данным А. В. Пизнюра (1970), Е. М. Лазько и др. (1972), давление при эксплозивном брекчировании 2550—1500 атм, при образовании кварц-молибденитовых жил — 1125—800 атм. Давление при образовании кварц-молибденит-халькопиритовых месторождений Северной Америки изменялось от 1100 до 800 атм (Roedder, 1971).

Для аргиллизированных и серицитизированных пород, а также кварцевых жил и прожилков поздних стадий давление определялось по трехфазовым включениям, в которых растворение галита наблюдается раньше исчезновения пузырька. Такие значения дают лишь нижнюю границу давления при минералообразовании. Давление в момент гомогенизации включений в кварце аргиллизированных пород — 220—100 атм.

Таким образом, можно дать общую оценку давления на различных стадиях формирования медно-молибденовых месторождений. Давление при минералообразовании на медно-молибденовых месторождениях было весьма высоким и, по-видимому, превышало литостатическое.

Особенности химического состава растворов

Химический состав минералообразующих растворов на рассматриваемых месторождениях существенно изменялся от ранних этапов и стадий минерализации к поздним. Отмечается также ряд специфических особенностей состава растворов для месторождений различных регионов.

Состав газовой фазы включений

При анализе газовой фазы включений была использована методика газового анализа индивидуальных включений (Шугурова, 1968), которая дает возможность определять следующие компоненты: сумму кислых газов (HCl, HF, H_2S, NH_3, SO_2), CO_2, CO, CH_4 и сумму N_2 + редкие газы (см. дальше.— р. г.) Для определения состава кислых газов использовались качественные реакции.

Для месторождений Кузнецкого Алатау характерна значительная роль HF в составе газовой фазы (HCl в проанализированных включениях не установлен). Фтористый водород особенно характерен для существенно газовых включений в кварце кварц-калишпатовых метасоматитов. Во включениях в кварце серицитизированных гранитов и кварц-молибденитовых жил II этапа минерализации роль кислых газов сокращается при резком возрастании относительных количеств углекислоты и азота + + р. г. (табл. 3).

Газовая фаза включений в кварце гидротермально измененных пород Восточного Забайкалья характеризуется высокими относительными количествами кислых газов, в которых качественно определен HCl (HF не зафиксирован). При этом максимальные количества кислых газов установ-

Таблица 3

Результаты анализа состава газовой фазы индивидуальных включений

Регион	Порода		Фазовый состав включений	Температура гомогенизации, °С	HCl, HF, H_2S, NH_3 SO_2	CO_2	N_2+ р. г.
Кузнецкий Алатау	Кварц-полевошпатовые метасоматиты		г+ж	400	95,5		4,5
			г+ж	395	98,9		1,1
			г+ж	390	98,4		1,6
	Кварцевые жилы I этапа минерализации		г+ж	390	98,0	1,7	0,3
	Серицитизированные граниты		г+ж	395	78,3	21,7	
	Кварц-молибденитовые жилы II этапа минерализации		г+ж	390	48,8	23,1	28,1
			г+ж	370	30,4	35,6	34,0
			г+ж	365	25,5	39,9	34,6
Восточное Забайкалье	Кварц-полевошпатовые метасоматиты		г+ж	430	87,2	6,5	6,3
			р+г+ж	500		51,7	48,3
	Измененные гранит-порфиры		г+ж	400	69,5	11,3	19,8
			г+ж	420	45,7	16,1	38,2
			г+ж	330	24,0	23,0	53,0
			р+г+ж	430		38,6	61,4
Средняя Азия	Измененные гранодиорит-порфиры		г+ж	500	100		
			г+ж	450	100		
			х+г+ж	460	72,5	11,2	16,3
			х+г+ж	430	45,0	25,3	29,7
			х+г+ж	375	16,0	28,1	55,9
	Кварцевые прожилки		г+ж	380	100		
			х+г+ж	380	47,0	8,3	44,7
			р+х+г	460	8,0	28,9	63,1
	Кварц-мусковит-алунитовые образования	мусковит	г+ж	355	100		
			г+ж	350	100		
		кварц	г+ж	340	60,2	12,4	27,4
			р+г+ж	340		66,7	33,3
			г+ж	260	100		

Примечание. г — газ, ж — жидкость, р—рудный минерал, х — хлориды.

лены для ранних кварц-калишпатовых метасоматитов, в формировании которых значительное участие принимали газообразные флюиды. Роль углекислоты, азота + р. г. в этих включениях незначительная. Интересно, что включения с рудными минералами, гомогенизирующиеся при температурах, близких к температурам гомогенизации включений с преимущественным содержанием кислых газов, содержат в газовой фазе резко повышенные относительные количества углекислоты и азота + р. г. В них отмечается отсутствие кислых газов. Подобными соотношениями газов характеризуются включения с рудными минералами и в кварце измененных гранит-порфиров. По мере снижения температур захвата включений устанавливается снижение в газовой фазе относительного количества кислых газов и возрастание роли углекислоты и азота + р. г. Значительная роль углекислоты, особенно в среднетемпературной части рудного процесса в период выделения главной массы сульфидов, отмечается и по данным водных вытяжек (Лазько и др., 1972).

На месторождениях Средней Азии определялся состав газовой фазы во включениях в кварце гидротермально измененных (окварцованных и серицитизированных) гранодиорит-порфиров, кварцевых прожилков и кварц-алунит-мусковитовых образований (см. табл. 3).

В гидротермально измененных гранодиорит-порфирах наблюдаются два типа включений. В существенно газовых включениях газовая фаза представлена преимущественно кислыми газами. Качественным анализом установлен хлор. Фтор отсутствует. В многофазовых включениях, где твердая фаза представлена хлоридами, содержание кислых газов по сравнению с существенно газовыми включениями ниже. Причем отмечается резкое падение их содержания и увеличение содержания азота + р. г. с понижением температур гомогенизации включений.

В кварцевых прожилках газовая фаза существенно газовых включений также представлена кислыми газами, среди которых качественным анализом установлен хлор. Фтор отсутствует. В трехфазовых включениях с галитом содержание кислых газов уменьшается, появляется углекислота, азот + р. г. Еще резче эта тенденция наблюдается во включениях с галитом и рудным минералом.

В мусковите кварц-мусковит-алунитовых образований газовая фаза включений представлена кислыми газами. Качественным анализом среди них установлены HCl и HF.

В кварце газовая фаза включений, гомогенизирующихся в жидкость при температуре 340°С, представлена преимущественно кислыми газами, а также углекислотой и азотом (+р. г.). Во включениях с молибденитом, гомогенизирующихся при этой же температуре, в газовой фазе кислые газы отсутствуют, отмечается углекислота и азот (+р. г.), с преобладанием углекислоты. Включения, гомогенизирующиеся при 290—260°С в жидкую фазу (в которых иногда отмечается рудный минерал), характеризуются газовой фазой, представленной кислыми газами. Качественным анализом среди них не установлены HCl, HF, SO_2, NH_3. Предполагается присутствие углеводорода (метана).

Таким образом, при переходе от ранних образований к более поздним в составе газовой фазы включений устанавливается сокращение роли кислых газов и наблюдается увеличение углекислоты и азота + р. г. В целом отмеченный характер изменения состава газовой фазы включений в зависимости от температуры их захвата близок к установленной Ю. А. Долговым и др. (Долгов, 1968, Долгов, Шугурова, 1966, 1968) эволюционной тенденции изменения газовой смеси от температуры для постмагматического минералообразования.

На состав газовой фазы оказывает влияние перераспределение компонентов между газовой и жидкой фазами. В частности, поглощение жидкого легкорастворимого хлористого водорода приводит к обогащению растворов ионами хлора, что отчетливо проявляется по резкому возраста-

нию количества твердых фаз (хлоридов) и при переходе от существенно газовых (с высокой ролью кислых газов) включений к водно-солевым, в которых относительные количества кислых газов в газовой фазе резко сокращаются.

Состав минералообразующих растворов по типоморфным минералам и минералам-узникам

На месторождениях Кузнецкого Алатау минералообразующие растворы существенно фторидные. Типоморфный минерал месторождений — флюорит. Этот минерал встречается во всех гидротермальных образованиях от ранних до поздних. На поздних стадиях минерализации отмечается также геарксутит. Апатит и биотит в отличие от месторождений других регионов характеризуется повышенным содержанием фтора (Берзина и др., 1974). В газово-жидких включениях кроме галита и сильвина присутствуют прозопит (рис. 7) и камерманит. В кварце серицитизированных пород и продуктивной стадии газово-жидкие включения содержат углекислоту.

На месторождениях Восточного Забайкалья типоморфный минерал — карбонат. Флюорит не отмечается. Апатит и биотит характеризуются средними значениями содержаний хлора и фтора. В высокотемпературных включениях (600—400°С) отмечается часто рудный минерал (рис. 8). Галит нередко с рудным минералом фиксируется во включениях, гомогенизирующихся в жидкую фазу при меньших температурах (около 400°). В существенно газовых включениях галит не встречается. Углекислота отмечается во включениях в кварце аргиллизированных, серицитизированных пород и в кварце продуктивной стадии.

На месторождениях Средней Азии флюорит и карбонат — нехарактерные минералы. Апатит и биотит характеризуются максимальными содержаниями хлора среди месторождений рассматриваемых регионов. В газово-жидких включениях постоянно фиксируется присутствие хлоридов (рис. 9).

Таким образом, минералообразующие растворы медно-молибденовых месторождений рассматриваемых регионов существенно различаются по анионному составу. Растворы месторождений Кузнецкого Алатау на ранних этапах существенно фторидные, на поздних — преимущественно фторидно-углекислотные, Восточного Забайкалья — хлоридные и хлоридно-углекислотные, Средней Азии — хлоридные.

Среди катионов и минералообразующих растворов преобладают калий и натрий. Эти элементы фиксируются как анализами водных вытяжек (Sotnikov, Berzina, 1970), так и присутствием галита и сильвина в газово-жидких включениях. На месторождениях Кузнецкого Алатау газово-жидкие включения содержат как галит, так и сильвин, но галит количественно преобладает. На месторождениях Восточного Забайкалья в этих включениях из хлоридов присутствует галит. В Средней Азии постоянно отмечается как галит, так и сильвин. Причем содержание KCl часто преобладает над содержанием NaCl.

Максимальная концентрация растворов ($>$ 60 вес. %) отмечается при высокотемпературном окварцевании, связанном с калишпатизацией (Кузнецкий Алатау). На месторождениях Восточного Забайкалья NaCl составляет 47—45% во включениях калишпатизированных пород и 47—42% во включениях аргиллизированных пород. На месторождениях Кузнецкого Алатау в альбитизированных породах содержание NaCl во включениях 52%.

Таким образом, при сравнении состава ранних растворов относительно калия и натрия оказывается, что эти элементы в значительных коли-

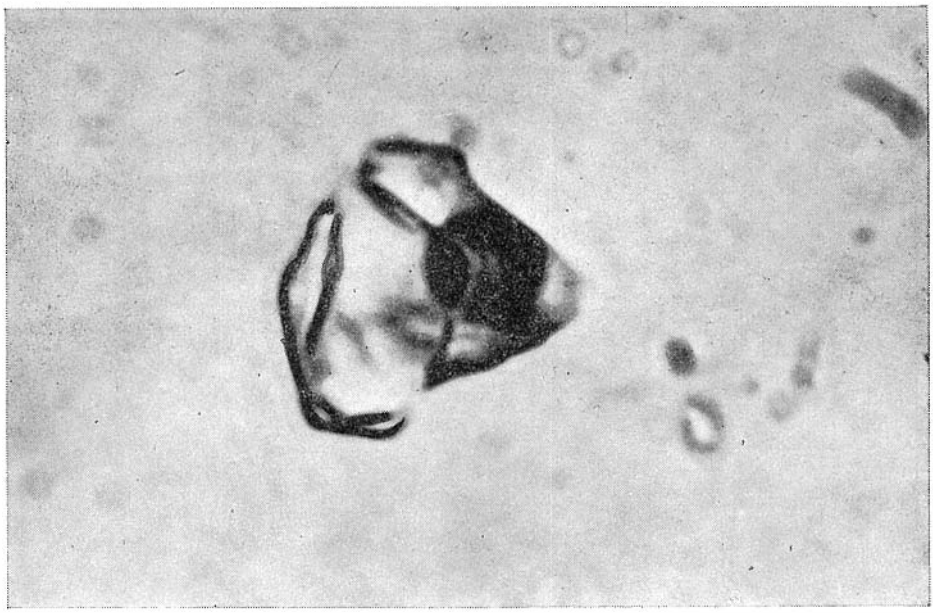


Рис. 7. Прозопит в газово-жидком включении.

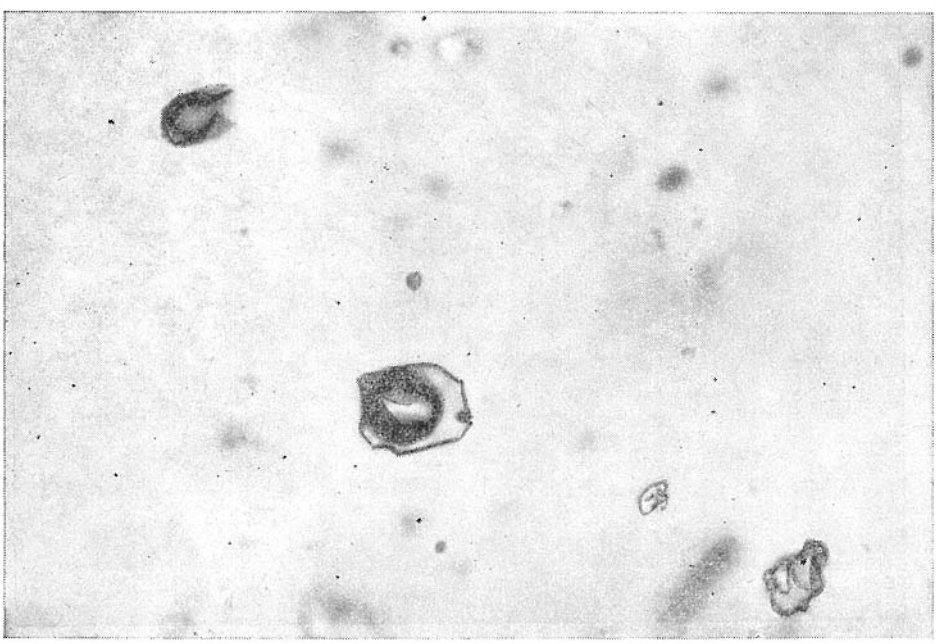


Рис. 8. Газово-жидкое включение с рудным минералом.

чествах отмечаются в растворах всех рассматриваемых месторождений, тогда как типы ранних гидротермальных процессов на месторождениях различны. Так, на месторождениях Кузнецкого Алатау интенсивно проявлены калишпатизация и альбитизация, на месторождениях Восточного Забайкалья — калишпатизация и аргиллизация, а альбитизация имеет локальное развитие. Для месторождений Средней Азии характерно ин-

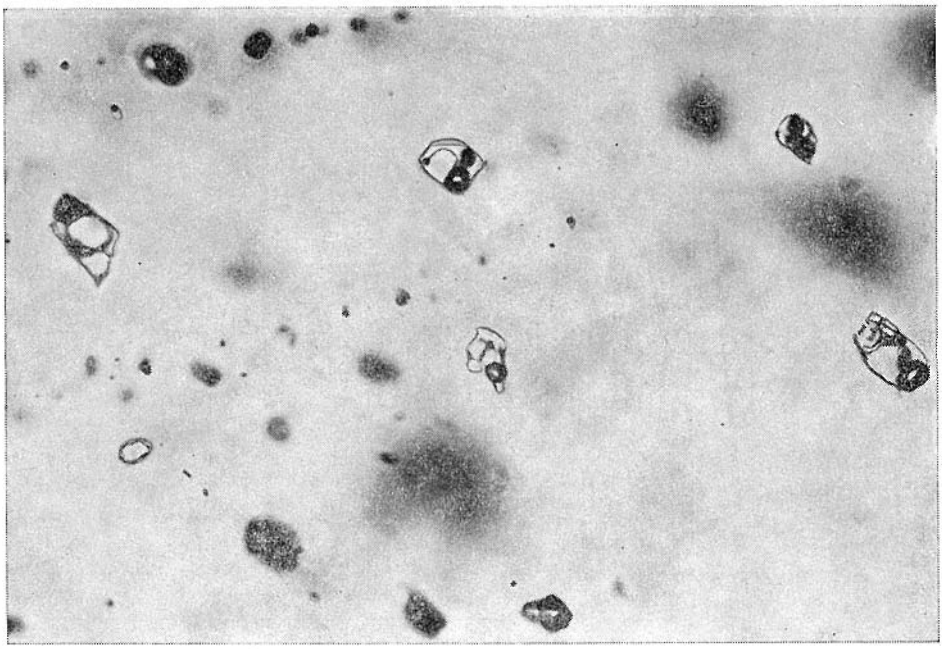


Рис. 9. Многофазовые включения с хлоридами.

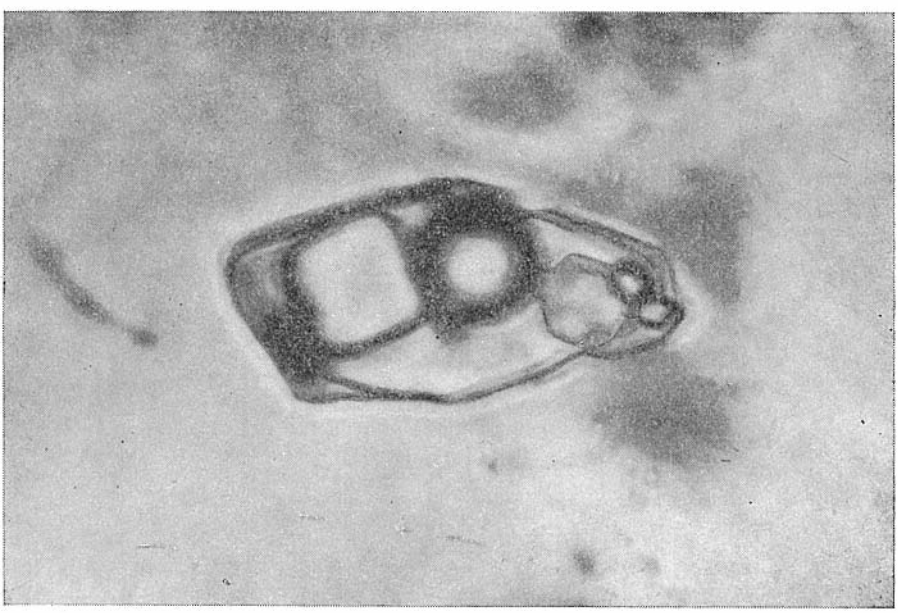


Рис. 10. Многофазовое газово-жидкое включение.

тенсивное окварцевание и серицитизация. Это позволяет предполагать, что характер гидротермального процесса определяется в значительной мере особенностями анионного состава минералообразующих растворов. Экспериментальные работы подтверждают влияние анионного состава на процесс гидротермального изменения (Iiyama, 1965; Берзина и др., 1972_1).

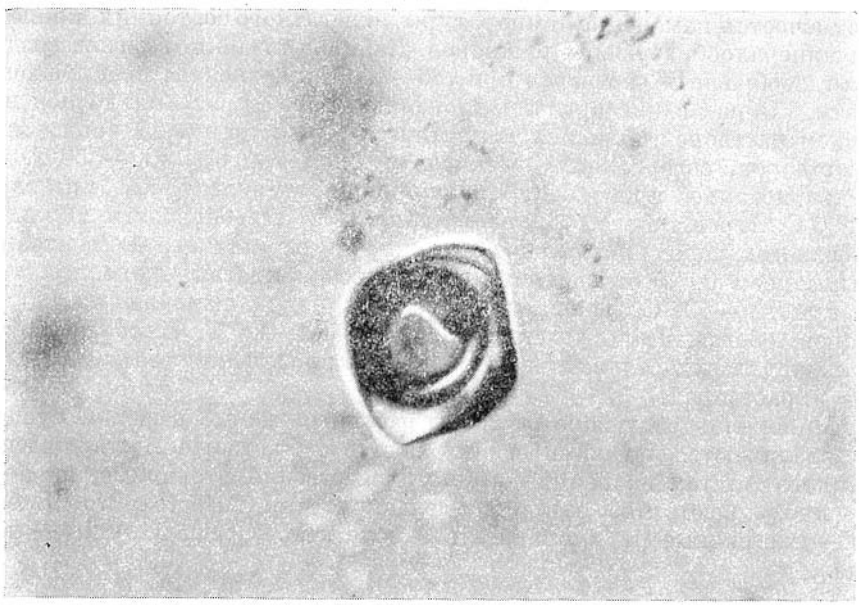


Рис. 11. Многофазовое включение с углекислотой и рудным минералом.

Высокая концентрация растворов отмечается в связи с кипением растворов при температуре около 400—500°С. При вскипании гидротермальных растворов в областях с пониженным давлением (в трещинах, пустотах и т. д.) происходит отделение газовой фазы, обедненной солями, за счет чего в оставшейся жидкой фазе концентрация солей увеличивается. Высококонцентрированные растворы обогащены рудными компонентами. Во включениях с галитом на месторождении Восточного Забайкалья часто отмечается рудный минерал (предположительно MoS_2). На месторождениях Средней Азии в многофазовых включениях постоянно отмечается гематит и недиагностированный рудный минерал (рис. 10).

Растворы в кварцевых жилах и серицитизированных породах менее концентрированные. В них хлориды обычно отсутствуют. Концентрация, определенная методом криометрии, составляет от 30 до 20% NaCl. Эти включения часто содержат углекислоту и рудный минерал (рис. 11).

ВЫВОДЫ

1. Медно-молибденовое оруденение наряду с проявлением общих характерных для данной минерализации признаков несет некоторые специфические для определенных регионов особенности. Это фиксируется минеральными парагенезисами гидротермальных образований, типоморфными особенностями минералов (калишпата, биотита, апатита и др.), а также составом газово-жидких включений.

2. На основании изучения минералов и газово-жидких включений в кварцах различных стадий и этапов минерализации удается установить общую эволюцию минералообразующих растворов медно-молибденовых месторождений и выделить некоторые специфические особенности для месторождений некоторых регионов.

3. В ранний период постмагматической деятельности существовали относительно слабо концентрированные газообразные растворы, явившиеся, вероятно, в основном результатом дегазации магмы как из объема самих субвулканических тел, так и из более глубинных очагов. В дальней-

шем отмечается изменение температуры, агрегатного состояния, концентрации минералообразующих растворов. Калишпатизация вызвана воздействием газообразных растворов при 730—400°С и давлении, превышающем 2400 атм. Образование аргиллизированных пород происходило под воздействием растворов, близких к критическому состоянию, а также жидких растворов, содержащих углекислоту, хлор при t до 430—330°С.

Окварцевание происходило в широком температурном интервале 700—200°С. Агрегатное состояние изменялось от газообразного до жидкого с переходом через критическое состояние. Максимальная концентрация (превышающая 60%) отмечается в связи с неоднократным кипением растворов при 500—400°С. Основное рудообразование происходило из жидких растворов, обогащенных углекислотой при 400—200°С. Наиболее благоприятными для рудоотложения были участки проявления фазовых превращений в растворах.

4. Минералообразующие растворы рассматриваемых регионов существенно различаются по химическому составу. Растворы месторождений Кузнецкого Алатау на ранних этапах существенно фторидные, на поздних — преимущественно фторидно-углекислотные, Восточного Забайкалья — хлоридные и хлоридно-углекислотные, Средней Азии — хлоридные.

ЛИТЕРАТУРА

Антипин В. С., Петрова З. И., Кузьмин М.И. Щелочные полевые шпаты из гранитоидов различного генезиса.— «Геохимия», 1975, № 9, с. 1317—1328.

Берзина А. П., Сотников В. И. О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972_1, с. 164—169.

Берзина А. П., Сотников В. И., Архипенко Д. К. Экспериментальное изучение влияния анионов на гидротермальное изменение калишпата.— «Геохимия», 1972_1, № 6, с. 686—692.

Берзина А. П., Сотников В. И. Формационный анализ гидротермально измененных пород (на примере некоторых месторождений, связанных с субвулканическими гранитами).— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972_2, с. 98—110.

Берзина А. П., Сотников В. И., Королюк В. Н. Особенности химического состава апатитов гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений.— «Геохимия» 1974, № 6, с. 871—874.

Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. М., Изд-во АН СССР, 1962. 191 с.

Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., «Недра», 1972. 237 с.

Говоров Н. Н., Филиппова Т. Г., Ефимова М. И. Химизм и температуры минералообразующих растворов редкометальных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1967, с. 33—45.

Григорчук Г. Ю. Околожильный метасоматизм в процессе развития стадий гидротермального минералообразования (на примере месторождений Восточного Забайкалья).— «Записки Всесоюз. Минералог. об-ва», 1972, вып. 6, с. 396—410.

Долгов Ю. А. Состав газов в процессах эндогенного минералообразования.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. Докл. сов. геол. XXIII Междунар. геол. конгресс. М., «Наука», 1968, с. 101—111.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 9—16.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. О газах постмагматических процессов минералообразования.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 6, с. 1422—1425.

Долгов Ю. А., Шугурова Н. А. Состав газов индивидуальных включений различных минералов.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 290—298.

Зациха Б. В. Постмагматическая минерализация гранитов Каменных Могил (Приазовье).— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 178—184.

Карамян К. А., Маданян О. Г. Температурные условия формирования медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 170—177.

Лазько Е. М., Дорошенко Ю. П., Колтун Л. И., Ляхов Ю. В., Мязь Н. П., Пизнюр А. В. О температурных и других физико-химических условиях формирования постмагматических месторождений Восточного Забайкалья.— В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972, с. 15—23.

Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 3, с. 20—37.

Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970, с. 148—210.

Павлова И. Г., Якубович В. С. Гидротермально измененные породы как критерий отличия меднопорфировых месторождений различных формационных типов.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Недра», 1975, с. 131—135.

Пампура В. Д., Афонина А. Г. Гидротермальная аргиллизация гранитоидов близ кварц-молибденитовых жил Шахтаминского молибденового месторождения.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Недра», 1964, с. 81—103.

Пизнюр А. В. К вопросу о температурах и давлении при формировании минеральных ассоциаций молибденовых и молибденово-полиметаллических месторождений.— Минералог. сборник Львовского гос. ун-та, 1970, № 24, вып. 4, с. 207—214.

Пизнюр А. В., Соломин Ю. С. К вопросу о минералогии и генезисе молибденовых месторождений.— «Минералог. сборник Львовского гос. ун-та», 1968, № 22, вып. 4, с. 378—385.

Рехарский В. И. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., «Наука», 1973. 268 с.

Рехарский В. И., Пашков Ю. Н. К вопросу о температуре образования эндогенного молибденового оруденения.— «Геол. рудных месторождений», 1973, № 4, с. с. 19—26.

Роддер Э. Лабораторные исследования включений в минералах гранитных блоков о. Вознесения и их петрологическое значение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., «Наука». 1970, с. 247—258.

Шипулин Ф. К., Рехарский В. И., Розбианская А. А. и др. Интрузии, гидротермально метасоматические образования и медно-молибденовое оруденение. М., «Наука», 1975. 231 с.

Шугурова Н. А. Химические особенности методики газового анализа индивидуальных включений в минералах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 18—22.

Beane W. E. Biotite stability in the porphyry copper enviroment.— «Ec. Geol.» 1974, v. 69, № 2, p. 241—256.

Hall W. E., Friedman I., Nash J. T. Fluid inclusion and light isotope study of the Climax molibdenum deposits, Colorado.— «Ec. Geol.» 1974, v. 69, № 6, p. 884—901.

Iiyama J. I. Influence des anions sur les équilibres d'èchange d'ions Na — K dans les feldspaths 600°C sous une pression de 1000 bars.— «Bull. Soc. France Miner. et Cristal.», 1965, v. 88, № 4, p. 618—622.

Kesler S. E., Issigonis M. J., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems.— «Ec. Geol.», 1975, v. 70, № 3, p. 559—567.

Lowell J. D., Guilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry-ore deposits.— «Ec. Geol.» 1970, v. 65, № 4, p. 373—408.

Moore W. J., Czamanske G. K. Composition of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining, Utah.— «Ec. Geol.», 1973, v. 68, № 2, p. 269—274.

Nakamura T. The polimorphic variations of the so-caled «sericite» as related to vein mineralization at the Ashio copper mine, Japan.— «J. geosciences Sciences, Osaka City Univ.», 1969, v. 12, № 1, p. 1—15.

Parry W. T., Jacobs D. C. Fluorine and chlorine in biotite from Basin and Range plutons.— «Ec. Geol.» 1975, v. 70, № 3, p. 554—558.

Roedder E., Goombs D. S. Immiscibility in granitic melts, indicated by fluid inclusions in ejected granitic clocks from Ascension Island.— «J. Petrol.», 1967, v. 8, № 3, p. 417—451.

Roedder E. Fluid inclusion studies on the porphyrytype ore derosits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado.— «Ec. Geol.», v. 66, № 1, p. 98—120.

Rose A. W. Zonal relations of wallrock alteration and sulfide distribution at porphyry copper deposits.— «Ec. Geol. 1970, v. 65. № 8, p. 920—936.

Sotnikov V. I., Berzina A. P. Directed ciclic development of metasomatic process in some molybdenum deposits. Internat. Uni on Geol. Sci. A. № 2: Problems of hydrothermal ore deposition. Schweizebart, Stuttgart, 1970, p. 352—354.

А. М. Дымкин, М. П. Мизуров, М. М. Федосеева

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ХАБАЛЫКСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Хабалыкское месторождение — одно из главных рудных объектов Казырской группы железорудных месторождений Восточного Саяна. В эту же группу входят Табратское и Таятское месторождения, а также Болотное, Покровское и другие рудопроявления, пока не получившие окончательной промышленной оценки. Все они размещены в пределах раннекаледонского (салаирского) Сисим-Казырского синклинория, характеризующегося сложным внутренним строением (Курцерайте, 1964; Поляков, 1971). Из самых древних здесь известны сложнодислоцированные вулканогенно-осадочные отложения нижнекембрийской колпинской свиты, которые, как и следующие за ними отложения нижнекембрийской балахтисонской и среднекембрийской осиновской свит, с резким угловым несогласием перекрыты вулканитами средне-верхнекембрийской кизирской свиты. Пространственно кизирские вулканиты приурочены к крупному Таят-Табратскому прогибу, образовавшемуся на раннекаледонском складчатом основании в виде наложенной структуры типа эпиэвгеосинклинали. В течение длительного времени этот район был ареной интенсивной вулканической деятельности и подвергался неоднократному дроблению. Серия крупных разрывных нарушений, в совокупности представляющих собой зону глубинного разлома, прослеживается в северо-восточном направлении на десятки километров. К этой подвижной зоне приурочены мощные толщи вулканитов средне-основного состава и комагматичные им гипабиссальные тела габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, образующие единую вулкано-плутоническую ассоциацию. С последней парагенетически связаны промышленные магнетитовые месторождения (Дымкин, 1970; Поляков, 1971; Глубинный магматизм..., 1974).

Региональный метаморфизм раннекембрийских вулканогенно-осадочных толщ отвечает условиям фации зеленых сланцев. Породы кизирской свиты характеризуются более свежим обликом, а локальные преобразования их осуществлялись в условиях, переходных от регионального эпигенеза к фации зеленых сланцев: местами в них развиты кальцит-пренит-пумпеллиитовые гнезда, и лишь в зонах тектонических нарушений появляются хлорит-кварц-кальцитовые и биотит-актинолит-альбит-кварцевые новообразования. Интрузивные массивы сопровождаются ореолами контактово-метаморфизованных пород, причем наиболее изменены «блоки» пород, размещающиеся в участках неоднократных магматических инъекций. Здесь отмечаются рассланцевание пород и артеритовые инъекции их аплитовыми жилками. На самых глубоких уровнях проявлена гранитизация вмещающих пород. Зональность продуктов контактового метаморфизма в значительной мере затушевана послемагматическим метасоматозом.

Хабалыкское магнетитовое месторождение было открыто в процессе магнитной съемки в 1958 г. В. Н. Князевой и Р. Г. Ждановым. Сведения о его геологическом строении получены в результате геологоразведочных работ, осуществленных в 1964, 1969—1973 гг. под руководством Г. В. Гор-

шкова, Ю. А. Байдакова, Р. А. Еферова, В. Т. Посохова, А. А. Ярмака, и тематических исследований Г. В. Полякова и Г. С. Федосеева, Ф. Н. Шетегова, Ш. Д. Курцерайте, Л. Е. Сабанцевой, Г. Б. Князева, В. Е. Хохлова и авторов.

Месторождение приурочено к контактовой зоне многофазного Хабалыкского габбро-диорит-гранодиоритового массива позднекембрийско-ордовикского возраста с толщей кембрийских вулканогенно-осадочных пород. В основании разреза разведочным бурением вскрыты покровы андезитовых порфиритов, на которых залегают туфо-карбонатные отложения, сменяющиеся слоистыми и массивными известняками. В центральной части месторождения развита толща сложного переслаивания эффузивных, существенно туфовых и карбонатных пород, определенная как зона фациального перехода. Именно в ней в силу благоприятных структурных и литологических особенностей наиболее мощно проявились метасоматические процессы. К этой же зоне приурочена главная масса промышленных руд. В южной и восточной частях месторождения распространены преимущественно вулканогенные породы, а в северной и западной — мраморизованные известняки. Г. Б. Князев относит рудовмещающую толщу к верхней эффузивно-карбонатной подсвите нижнекембрийской колпинской свиты, а Ш. Д. Курцерайте рассматривает ее как среднекембрийскую осиновскую свиту. Отсутствие фауны, сильные метасоматические преобразования пород и фрагментарность наблюдений по редкой сети скважин не позволяют прийти к однозначному решению. Не исключено, что преобладающая часть вулканитов на месторождении относится к кизирской свите, закартированной в близлежащих участках.

Наиболее ранние дифференциаты плутона — порфировидные и крупнозернистые габбро — образуют неправильной формы тела до нескольких десятков метров в поперечнике, встреченные в северной части месторождения (участок Хабалык-II). Главная часть интрузивного массива сложена диоритами, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Очень ограниченно распространены гранодиориты, адамеллиты, гранофиры и аплиты, встреченные на самых глубоких горизонтах месторождения и образующие мелкие инъекции и неправильной формы обособления в диоритах и кварцевых диоритах. Контактовая поверхность интрузива на границе с массивными известняками и андезитовыми порфиритами ровная, а на границе с туфокарбонатными породами и сланцами гребенчатая из-за многочисленных апофиз диоритовых порфиритов, проникающих по слоистости (участкам рассланцевания) на десятки метров. Значительное усложнение в форму плутона и строение месторождения вносят многочисленные дайки, сопровождающие становление каждой магматической фазы и завершающие интрузивный процесс. Состав даек изменяется от основного до кислого, при этом одни из них дорудные, другие — послерудные.

К характерным петрохимическим особенностям габбро-диорит-гранодиоритового плутона относится повышенная железистость кислых дифференциатов и преобладание среди щелочей натрия над калием, что типично для железоносных магматических комплексов (Поляков, 1971; Дымкин и др., 1974).

В восточной части месторождения разведочной скважиной № 50 вскрыто тело биотитовых гранитов, резко отличающихся по минеральному составу и петрохимии от кислых дифференциатов габбро-диорит-гранодиоритового массива. В то же время они близки к гранитам горы Сухой (Поляков, 1971). Непосредственный контакт биотитовых гранитов с магнетитовыми рудами и околорудными метасоматитами нигде не обнаружен, поэтому их взаимоотношения остались неясными. Вероятнее всего они относятся к послерудным образованиям, так как максимум железооруденения на месторождении совпадает со становлением второй фазы плутона, а самые кислые его дифференциаты относятся к послерудным (Глубинный магматизм..., 1974).

Таблица 1

Химический состав гранатов Хабалыкского месторождения

Компоненты	1	2
SiO_2	36,16	35,60
TiO_2	1,50	0,30
Al_2O_3	6,88	1,55
Fe_2O_3	19,66	27,69
FeO	1,87	1,38
MnO	0,43	0,62
MgO	—	—
CaO	32,81	32,45
Na_2O	0,25	0,27
K_2O	0,08	0,08
H_2O^+	0,46	0,40
H_2O^-	0,08	0,12
CO_2	0,11	—
Сумма	100,29	100,46
Показатель преломления	1,843	1,852
Количество ионов в пересчете на 8 катионов		
Si	2,93	2,98
Ti	0,09	0,02
Al	0,66	0,16
Fe^{3+}	1,20	1,74
Mg	—	—
Fe^{2+}	0,13	0,10
Mn	0,02	0,04
Ca	2,85	2,90
Na	0,04	0,05
K	0,08	0,01
OH	0,22	0,16
Миналы, %		
Гроссуляр	29	7
Андрадит	60	81
Пироп	—	—
Альмандин	4	3
Спессартин	1	1
Прочие	6	8

Примечание. 1 — гранат из эпидотизированного пироксен-гранатового скарна, скв. 17, глубина 482м; 2 — гранат из амфиболизированного пироксен-гранатового скарна с вкрапленностью магнетита, скв. 17, гл. 501м. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой (ИГиГ СО АН СССР).

Разрывная тектоника — фактор, определяющий строение месторождения. Крупные региональные разломы контролируют размещение плутонов и месторождений всего Казырского района. Разрывные нарушения более высоких порядков обусловили блоковое строение вмещающих толщ и предопределили появление линейных зон метасоматитов.

Наличие на месторождении известковых скарнов и тесной связи с ними магнетитового оруденения дало возможность Ф. Н. Шешегову (1967), Г. Б. Князеву и В. Е. Хохлову (1971) отнести Хабалыкское месторождение к скарновому подтипу. Эти исследователи дали первую характеристику вещественного состава пород и руд и наметили последовательность послемагматического минералообразования. Выполненные нами полевые исследования на месторождении в 1971—1973 гг. позволили получить новый фактический материал, существенно дополняющий представления о генезисе месторождения.

В предлагаемой статье приводятся сведения о минеральном составе метасоматитов, температурах их образования, о геологическом их положении и взаимоотношениях.

Среди околорудных метасоматитов Хабалыкского месторождения нами выделяются известковые скарны диффузионно-биметасоматического и жильного типов, скарноиды, скаполитовые и альбитовые метасоматиты и относительно редкие разности, такие как эпидозиты, пропилитизированные породы, биотитсодержащие породы и другие. Провести границу между отдельными типами метасоматитов бывает довольно трудно в связи с наложением продуктов отдельных стадий друг на друга.

Известковые скарны на месторождении занимают небольшой объем среди других околорудных метасоматитов. Здесь выделяются два генетических типа скарнов: диффузионно-биметасоматические и жильные. Первые образованы на контактах магматических (интрузивных и эффузивных) пород с известняками. В массивных скарнах на контактах диорита или порфирита с мрамором достаточно хорошо выражена метасоматическая зональность: пироксен-полевошпатовая порода — пироксен-гранатовый скарн—гранатовый скарн. В единичных случаях экзоскарновая зона представлена волластонитом. Образование диффузионных пироксен-гранатовых скар-

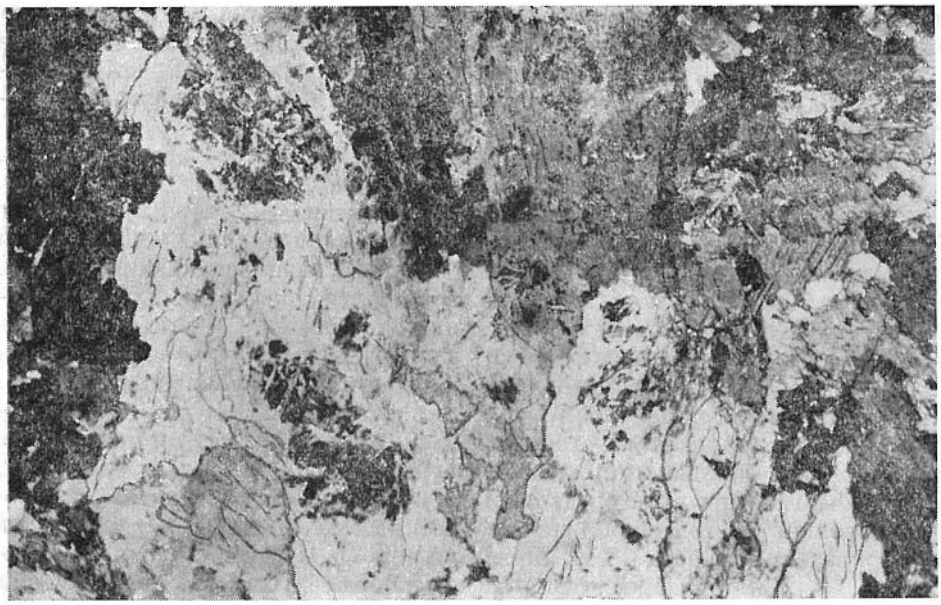


Рис. 1. Реликты плагиоклаза в скаполитовом агрегате. Обр. 17/78. Ув. 60.

нов происходило неоднократно, в связи с многократными инъекциями магматических масс, а также в связи с неоднократным поступлением растворов на фоне длительно развивающейся трещинной тектоники. Например, дайки диоритовых порфиритов, рассекающие скарны и магнетитовые руды, среди мраморов сами сопровождаются каймами пироксен-гранатового состава.

Жильные пироксен-гранатовые скарны образуют протяженные тела от 1 — 3 до 12 — 15 см мощностью в аподиоритовых и апопорфиритовых эпидот-актинолит-альбитовых породах. Длина таких жил превышает 5—7 м. Обычно строение их зональное. В центре жил располагается прерывистая цепь гнезд кальцита с эпидотом, кварцем и сульфидами, которые окаймляются крупными (до 2—3 см) полихромными метакристаллами граната. Следующая зона — мелкозернистая пироксен-гранатовая, контактирующая с вмещающей жилу эпидот-актинолит-альбитовой породой. В некоторых жилах содержится магнетит, пироксен частично замещен актинолитом, а гранат эпидотизирован. Образование такого типа скарнов тесно связано с активизацией трещинной тектоники и происходит там, где локально осуществляется дробление пород, сопровождающееся местным падением давления. По механизму образования — это жилы выполнения.

Состав главных скарновых минералов — граната и пироксена — находится в определенной зависимости от состава исходных пород и типа скарнов. Гранаты относятся к гроссуляр-андрадитовому ряду с примесью пиральспитовых миналов до 12% (табл. 1). Цвет, размер зерен и кристаллооптические свойства довольно изменчивы. Часто встречаются анизотропные полихромные метакристаллы граната. В биметасоматических скарнах более железистые гранаты слагают апокарбонатные зоны, а более глиноземистые — апоалюмосиликатные. В жильных скарнах внутренние зоны метакристаллов более железистые, чем внешние, а железистость минерала в целом выше, чем в апоалюмосиликатных зонах биметасоматических скарнов. Одна из причин этому — по всей вероятности, то обстоятельство, что жильные скарны образованы при более низких температурах, чем биметасоматические, что выяснилось при минералотермометрических исследованиях. Экспериментальные исследования (Калинин, 1969) также

показывают, что андрадит относится к более низкотемпературным минералам, чем гроссуляр. Пироксены в скарнах представлены диопсидами и салитами. Более железистые разности — ферросалит и геденбергит — образуются при перекристаллизации салитов в связи с наложением магнетитовой минерализации.

Из минералов поздних наложений в скарнах распространены эпидот, актинолит, гастингсит, магнетит, хлорит, кварц, пренит и сульфиды.

Развитие рудной минерализации — магнетита — сопровождается в большинстве случаев одновременным развитием в скарнах амфиболов и эпидота, т. е. сорудной является гидросиликатовая ассоциация. Всеми, кто изучал Хабалыкское месторождение, подчеркивается преимущественное развитие руд по зонам существенно пироксеновых скарнов. Вероятно, это обусловлено несколькими благоприятными обстоятельствами. Прежде всего пироксеновые скарны обладают повышенной пористостью. Пироксены значительно легче, чем гранат, поддаются механическим деформациям и разрушаются, становясь проницаемыми для гидротермальных растворов. И, наконец, пироксеновые скарны более легко растворяются, а создающаяся при этом среда хорошо нейтрализует рудоносные растворы. Довольно обстоятельно характеристика минеральных парагенезисов руд приведена в работе Ф. Н. Шешегова (1967). По оценкам Г. Б. Князева и В. Е. Хохлова существенно магнетитовые руды на месторождении составляют 23%, кальцит-магнетитовые — 5—7, силикатно-магнетитовые — 69—71%. Спорадически отмечаются сульфидно-магнетитовые руды. Магнетитовые руды образуются метасоматическим путем по скарнам, мраморам, скаполитовым и альбитовым метасоматитам. преимущественно в участках максимального проявления дробления пород.

Скаполитовые метасоматиты довольно широко развиты в центральной и южной частях Хабалыкского месторождения. В небольших количествах скаполит отмечен нами практически во всех породах, присутствующих в рудном поле и подверженных метасоматическим преобразованиям: от самых древних вмещающих толщ до послерудных даек диабазов, диоритовых порфиритов и лампрофиров.

Площадной скаполитизации на верхних горизонтах рудной зоны подвержены порфириты, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, а также полосчатые мраморы, содержащие обломочный материал. На более глубоких горизонтах в этих породах содержатся лишь единичные жилки и гнезда пироксен-скаполитового состава.

Последовательность и формы проявления скаполитизации алюмосиликатных пород на Хабалыкском месторождении те же самые, что и известные в рудных полях других метасоматических месторождений скарновой формации. Образование скаполита начинается с появления первых зародышей его в интерстициях плагиоклаза или по отдельным трещинкам, безразлично по отношению к зонам роста плагиоклазов. С развитием процесса происходит укрупнение его зерен. По составу в апоалюмосиликатных метасоматитах скаполиты относятся к мариалит-дипирам. Самая кислая разность—мариалит № 18 (No=1,548; Ne=1,540), встречена в единичных пироксен-скаполитовых жилах среди диоритов и андезитовых порфиритов, а преобладают в этой группе пород дипиры № 30—35 (No = = 1,558—1,562; Ne = 1,540—1,546).

В крупнобластовых скоплениях скаполита сохраняются незамещенные сдвойникованные или зональные зерна плагиоклаза (рис. 1), а также содержатся новообразованные пироксен или актинолит. В начальный момент скаполитизации акцессорный титаномагнетит в породе сохраняется, но с усилением процесса он сначала обрастает и корродируется лейкоксеном, а затем полностью растворяется, так что в скаполитовой породе сохраняются только скелетные псевдоморфозы по нему лейкоксена.

При скаполитизации габбро-диоритов первым из темноцветных минералов вместе со скаполитом кристаллизуется салит с железистостью

от 30 до 35. Пироксен образует пойкилитовые вростки в скаполите и крайне редко формирует гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике. Химический состав пироксена из такого гнезда приведен в табл. 2. Скаполит в этом парагенезисе имеет состав дипира № 35 ($No = 1{,}562$; $Ne = 1{,}546$). При скаполитизации диоритов и кварцевых диоритов первичная роговая обманка замещается мелкозернистым актинолитом. По химическому составу (анализ 1, табл. 3)— это один из высокомагнезиальных амфиболов на месторождении. Скаполит здесь имеет состав дипира № 32 ($No = 1{,}559$; $Ne = 1{,}544$).

Таблица 2

Химический состав пироксена

Компоненты	Вес. %	Количество ионов в пересчете на 6 (0) и физические свойства	
SiO_2	50,49	Si	1,92
TiO_2	0,11	Al	0,11
Al_2O_3	2,28	Fe^{3+}	0,06
Fe_2O_3	1,92	Fe^{2+}	0,31
FeO	10,39	Mn	0,01
MnO	0,58	Mg	0,64
MgO	11,15	Ca	0,90
CaO	21,61	Na	0,05
Na_2O	0,60	OH	0,18
K_2O	0,10	Ng	1,728
H_2O^+	0,72	Np	1,698
		2V	57°
		cNg	46°
Сумма. .	99,95		

Примечание. Пироксен из пироксен-скаполитового гнезда. Скв. 17, глубина 433 м. Анализ выполнен в химлаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик Е. Н. Жукова.

Биминеральные парагенезисы скаполитовых метасоматитов редки. Обычно в них присутствуют акцессорные апатит, циркон и значительно реже сфен, реликтовые минералы, а также поздние магнетит, сульфиды, эпидот, альбит, хлорит, пренит, кальцит, цеолиты и другие более редкие минералы. Пироксен-скаполитовые и амфибол-скаполитовые метасоматиты замещаются жильными пироксен-гранатовыми скарнами, кварцевыми эпидозитами, актинолит-эпидот-альбитовыми и кварц-хлорит-кальцитовыми метасоматитами. В них содержатся вкрапленные магнетитовые руды. Скаполит достаточно устойчив в различных парагенезисах и разрушается лишь при интенсивном развитии наложенных процессов. Так, в породах, подверженных слабой альбитизации, в агрегатах шахматного альбита встречаются крупные метакристаллы скаполита, иногда образующие с альбитом микрографические прорастания. В некоторых жилках скаполит ассоциируется с кальцитом, эпидотом ($N_g = 1{,}756$; $Np = 1{,}736$; $f = 23$), кварцем и актинолитом. Одной из самых низкотемпературных в этих породах является минеральная ассоциация скаполита с пренитом (рис. 2). В основной массе взаимоотношения пренита и скаполита реакционные, но там, где в этой породе есть гнезда кальцита, и скаполит, и пренит внедряются в карбонатную среду хорошо ограненными регенерированными кристаллами. Каймы таких кристаллов скаполита несколько более основные по составу — это дипир № 36 ($No = 1{,}564$; $Ne = 1{,}546$), тогда как во внутренней зоне — это дипир № 32 ($No = 1{,}559$; $Ne = 1{,}544$). Состав пренита остается прежним ($N_g = 1{,}648$; $Np = 1{,}618$; $f = 5$).

Весьма своеобразны на Хабалыкском месторождении околорудные породы скарноиды, образованные в результате контактового метаморфизма и метасоматических преобразований карбонатных пород, обогащенных алюмосиликатным (пепловым) материалом,— известковых туфов, туффитов и туфопесчаников. Скарноидам присуще полосчатое строение, отражающее первичную слоистость или направление рассланцевания, причем в некоторых случаях распознать природу полосчатости не удается. В отдельных участках рассланцевание проявлялось неоднократно, что нашло отражение в телескопировании минеральных ассоциаций. Скарноиды образовались в результате диффузионного перераспределения вещества внутри отдельных прослоев, правильная метасоматическая зональность в них отсутствует, а минеральный состав их определяется главным образом исходным составом первичных пород. По минеральному составу среди них нами выделены пироксен-скаполитовые, пироксен-гранатовые и слюдистые разности. В каждой из них обязательно присутству-

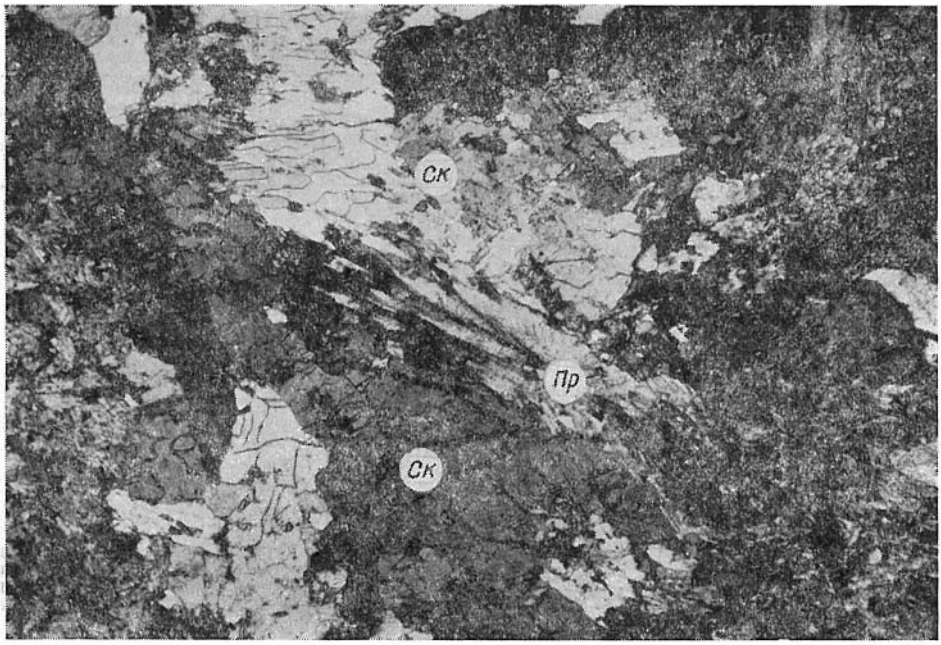


Рис. 2. Пренит (Пр) в пироксен-скаполитовой породе. Обр. 17/193. Ув. 60.

ет кальцит. Все виды скарноидов встречаются на расстоянии не более 50 м от активного контакта. На значительном удалении известковые туфы сохраняются без изменений. Пироксен-скаполитовые скарноиды слагают полосы шириной от 3—5 мм до нескольких сантиметров, чередующиеся с существенно кальцитовыми и, реже, с пироксен-гранатовыми и слюдистыми породами. Иногда они переходят по простиранию друг в друга или в неизмененные участки первичной породы. В этом случае можно наблюдать при изучении в шлифах, что скаполит и пироксен возникают в участках скопления алюмосиликатных обломков. Среди последних встречаются зерна полевых шпатов, кварца, циркона и угловатой формы обломки пемз и эффузивных пород спилитовой структуры: лейсты плагиоклазов № 5—7 беспорядочно размещены в магнетит-пироксеновом базисе. В полигональном агрегате кальцита скаполит образует относительно крупные (до 2—3 мм) метакристаллы, содержащие многочисленные включения зерен кальцита и пироксена (рис. 3), формирует каймы вокруг обломков спилита и венчики вокруг калинатрового полевого шпата и кальцита. По составу скаполит относится к мицциниту №52—55 (No = 1,568—1,574; Ne = 1,548—1,551). Пироксен-диопсид и диопсид-салит (Ng = = 1,705—1,715; Np = 1,674—1,685, f = 11—28) размещаются преимущественно в стыках зерен кальцита. Из минералов поздних наложений встречаются актинолит, хлорит, пренит, эпидот, магнетит и сульфиды.

В переходных от пироксен-скаполитовых к слюдистым скарноидам в парагенезисе находятся мицконит №52, салит (f = 25—28) и флогопит (Ng = 1,598). Флогопит и скаполит образуют удлиненно-пластинчатые агрегаты, ориентированные согласно рассланцеванию породы. В единичных зернах встречается кварц, более железистая слюда — биотит (Ng = = 1,625—1,630), реликты обломков пород, кристаллов полевых шпатов, циркона, магнетита и вторичные минералы — хлорит, пренит, эпидот, сульфиды, флюорит. Среди прослоев мраморов рядом с пироксен-скаполит-флогопитовыми породами присутствуют таблитчатые агрегаты магнезиального хлорита (Nm = 1,58 — 1,59; $Ng - Np$ = 0,009—0,011). Некоторые из кристаллов достигают 3—5 мм в длину и сдвойникованы.

Таблица 3

Химический состав амфиболов Хабалыкского месторождения

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	48,72	50,80	45,60	48,20	45,40	48,90	38,64
TiO_2	0,30	0,28	0,60	0,36	0,78	0,13	1,97
Al_2O_3	6,22	4,88	10,10	6,22	7,55	5,62	11,11
Fe_2O_3	4,12	2,71	4,14	4,08	4,17	3,73	9,70
FeO	8,83	9,17	10,50	15,43	13,82	14,21	11,58
MnO	0,21	0,28	0,28	0,40	0,31	0,14	0,34
MgO	15,66	15,79	12,53	10,29	11,75	11,91	9,22
CaO	11,99	12,41	11,58	11,14	12,41	11,21	13,60
Na_2O	0,90	0,85	1,75	0,85	1,20	0,66	1,18
K_2O	0,25	0,11	0,45	0,43	0,55	0,68	0,61
P_2O_5	—	—	0,09	—	—	0,09	Не обн.
H_2O^+	2,44	2,36	2,13	2,03	1,66	2,78*	1,64*
CO_2	0,16	0,05	—	—	—	Не обн.	Не обн.
Cl	—	—	—	0,05	0,20	»	»
F	0,17	0,12	0,18	0,18	0,12	»	»
Сумма . . .	99,97	99,83	99,93	99,66	99,72	100,06	99,60
$-O_2=Cl,F$	0,07	0,05	0,08	0,11	0,14	—	—
Сумма . . .	99,90	99,78	99,85	99,55	99,58	100,06	99,60

Количество ионов в пересчете на 13(Z+Y)

Si	7,01	7,28	6,68	7,16	6,75	7,21	5,96
Al^{IV}	0,99	0,72	1,32	0,84	1,25	0,79	2,02
Al^{VI}	0,07	0,11	0,42	0,25	0,08	0,19	—
Ti	0,03	0,07	0,07	0,04	0,09	0,01	0,23
Fe^{+3}	0,45	0,30	0,46	0,46	0,47	0,41	1,13
Mg	3,37	3,38	2,73	2,28	2,60	2,62	2,12
Fe^{+2}	1,06	1,11	1,29	1,92	1,72	1,76	1,50
Mn	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,01	0,04
Na	0,27	0,24	0,49	0,25	0,34	0,19	0,35
Ca	1,86	1,91	1,82	1,77	1,97	1,77	2,25
K	0,05	0,03	0,08	0,06	0,10	0,12	0,11
OH	2,28	2,24	2,07	1,98	0,82	—	—
Cl	—	—	—	0,01	0,05	—	—
F	0,08	0,05	0,08	0,08	0,05	—	—

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
				Оптические свойства			
Ng	1,667	1,665	1,682	1,695	1,685	1,669	1,692
Np	1,645	1,643	1,659	1,672	1,665	1,650	1,673
Ng—Np	0,022	0,022	0,023	0,023	0,020	0,019	0,019
—2V	74°	74°	68°	64°	77°	77°	57°
c: *Ng*	16°	16°	17°	20°	15°	16°	22°

Примечание. Звездочками обозначены потери при прокаливании. 1 — актинолит из скаполит-актинолитового метасоматита с апатитом, сфеном и цирконом; скв. 17, глубина 79 м. 2— актинолит из мономинерального крупнозернистого гнезда в биотит-кварц-альбитовом метасоматите скв. 17, глубина 86 м. 3— гастингсит из амфиболизированного пироксен-гранатового скарна с вкрапленностью магнетита; скв. 17, глубина 501 м. 4 — актинолит из апатит-скаполит-актинолитовых жил в диорите; скв. 17, глубина 824 м. 5 — гастингсит из гастингсит-альбитовых метасоматитов с кварцем, апатитом и сфеном; скв. 10, глубина 341 м. 6 — актинолит (роговая обманка) из кварц-актинолит-альбитовых метасоматитов; скв. 18, глубина 294,8, м. 7 — гастингсит (роговая обманка) из амфибол-магнетитовых руд; скв. 1, глубина 234,6 м. Силикатные анализы 1—5 выполнены Е. Н. Жуковой (ИГиГ СО АН СССР), определение хлора на микрозонде MS-46 В. Н. Королюком (ИГиГ СО АН СССР); анализы 6 и 7 из коллекции Г. Б. Князева и В. Е. Хохлова, выполнены в химлаборатории Томского гос. ун-та.

На других участках среди мраморов многочисленны мелкогольчатые скопления тремолита ($Ng = 1{,}630$; $Np = 1{,}610$), частично замещенные чешуйками магнезиального хлорита.

В существенно слюдистых породах, напоминающих по текстуре сланцы, повсеместно присутствует кальцит, составляющий от 25—30 до 70—80%, а слюды представлены либо магнезиальной ($Ng = 1{,}590$—$1{,}600$), либо железистой разностью ($Ng = 1{,}625$—$1{,}640$). В ряде случаев заметно, что железистые разности слюд образованы в участках, где был магнетит или другие железосодержащие минералы, т. е. состав минерала в значительной мере унаследован. Распространение слюдистых сланцев не ограничивается известковыми туфами, они развиваются и по

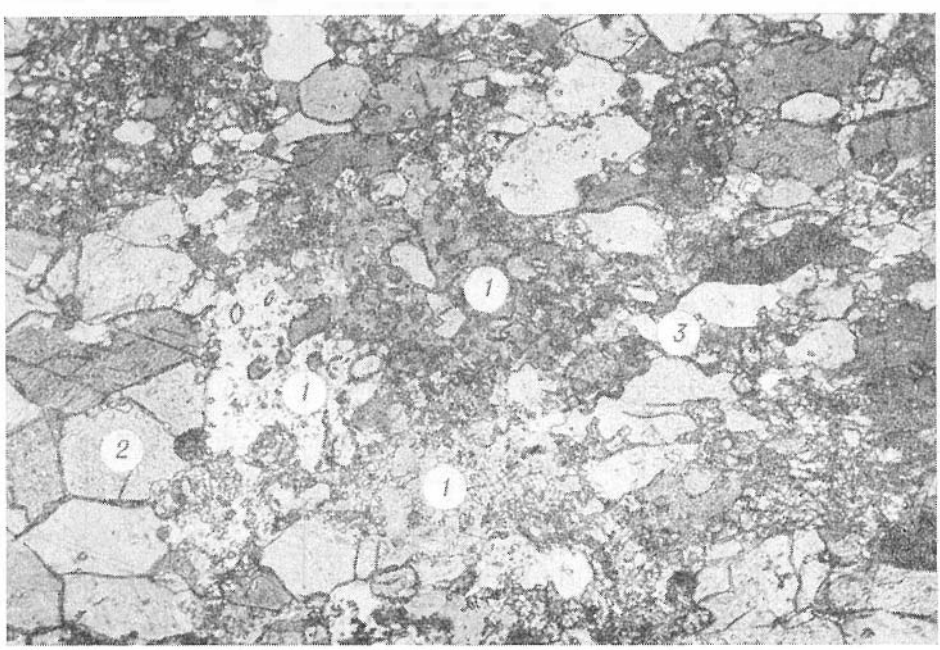


Рис. 3. Скаполит-пироксеновый скарноид. Обр. 13/103. Ув. 70
1 — скаполит; *2* — кальцит; *3* — пироксен.

алюмосиликатным породам, где в парагенезисе с биотитом находятся кварц и альбит. Такие породы фиксируют собой зоны многократного дробления пород и наиболее полно они представлены на рудопроявлении Болотном, расположенном в нескольких километрах от Хабалыкского месторождения.

Более редки среди скарноидов пироксен-гранатовые разности. Кроме полосчатого строения, удаленности от алюмосиликатных пород и отсутствия правильной метасоматической зональности, эти породы отличаются от скарнов также составом минералов. Пироксены здесь представлены высокожелезистыми разностями, содержащими от 50 до 70% геденбергитового минала (Ng = 1,725—1,740). Железистость граната варьирует в широких пределах — от 20—30 до 60—70%. В этих породах встречаются также волластонит, кварц, эпидот, актинолит, хлорит и другие минералы. Пространственно пироксен-гранатовые скарноиды разобщены с пироксен-скаполитовыми и лишь в единичных случаях встречаются совместно, в соседних полосах. Взаимоотношения граната и скаполита реакционные. Как и другие виды скарноидов, эти замещены биметасоматическими известковыми скарнами и более поздними метасоматитами.

Альбитовые метасоматиты преобладают на Хабалыкском месторождении. Альбитизация здесь — ведущий процесс. Начинается она с возникновения пироксен-полевошпатовых пород, синхронных известковым скарнам, и заканчивается с формированием эпидот-хлорит-альбитовых пропилитов. Ареал альбитовых метасоматитов значительно больше, чем скаполитовых пород и скарнов. Они распространены как на верхних, так и на самых глубоких горизонтах месторождения. Высокотемпературные альбит-пироксеновые и альбит-амфиболовые метасоматиты слагают обычно зоны и крупные блоки среди алюмосиликатных пород, составляя вместе широкую полосу «осветленных» пород, окаймляющих рудную зону.

Более всего на месторождении альбитизации подвержены габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты и вулканогенные породы. Лишь минералогический интерес представляет образование существенно альбитовых пород — микроальбититов — по мраморам, отмеченное в ряде мест центральной части месторождения. Пироксен-альбитовые породы также распространены довольно слабо и встречаются они либо в эндоскарновых зонах известковых скарнов, либо в отдельных блоках неравномерно катаклазированных диоритов, габбро-диоритов и порфиритов. Пироксен-альбитовые метасоматиты имеют мелкозернистую структуру, весьма близкую к роговиковой. В переходных к неизмененным участкам видно, что альбитизация начинается с появления мелких лейст альбита в интерстициях гранулированных плагиоклазов. В отдельных местах альбит псевдоморфно замещает соссюритизированные основные и средние плагиоклазы, сохраняя отдельные чешуйки серицита и полностью растворяя клиноцоизит. При интенсивном развитии процесса происходит полное разрушение первичной структуры породы. Темноцветные минералы замещаются мелкозернистым новообразованным пироксеном салитового состава (Ng = 1,715—1,720; Np = 1,685—1,690; $2V$ = 56°; $c : Ng$ = 43°; f = 22—35), либо амфиболами. Амфиболы в альбитизированных породах изменчивы по форме, составу и свойствам (см. табл. 3). Достаточно надежно можно выделить среди них два минеральных вида: актинолит и гастингсит. Последний по свойствам и составу аналогичен гастингситу из амфиболизированных и оруденелых пироксен-гранатовых скарнов. Макроскопически он отличается от актинолита густой темно-зеленой и синевато-зеленой окраской, в шлифах плеохроирует в густых синевато-зеленых тонах и имеет высокие показатели преломления. Пересчеты химических анализов на кристаллохимическую формулу показывают, что количество Al^{IV} превышает 1,00. Содержание Na_2O в гастингсите больше 1%. Для всех амфиболов Хабалыкского месторождения, образованных по алю-

Таблица 4

Химический состав эпидотов Хабалыкского месторождения

Компоненты	1	2
SiO_2	37,80	37,74
TiO_2	0,39	0,20
Al_2O_3	21,41	21,40
Fe_2O_3	13,84	14,57
FeO	0,53	0,47
MnO	0,10	0,14
MgO	—	—
CaO	23,35	23,38
Na_2O	0,28	0,25
K_2O	0,04	0,07
H_2O^+	2,04	1,78
H_2O^-	0,18	0,12
Сумма. . .	99,96	100,12
Количество ионов в пересчете на 8 катионов		
Si	3,03	3,01
Ti	0,02	0,01
Al	2,03	2,02
Fe^{3+}	0,84	0,88
Fe^{2+}	0,03	0,03
Mn	0,01	0,01
Mg	—	—
Ca	2,00	2,01
Na	0,04	0,02
K	—	0,01
OH	1,07	1,09
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+}+Al}$	29,2	30,3
Оптические свойства		
Ng	1,768	1,776
Np	1,728	1,730
$Ng—Np$	0,040	0,046
$-2V$	70°	70°

Примечание. 1 — эпидот из эпидот-кварцевых жил с сульфидами среди пропилитизированных пород, скв. 17, глубина 687 м; 2—эпидот из эпидотизированного пироксен-гранатового скарна, скв. 17, глубина 483 м. Анализы выполнены Е. Н. Жуковой (ИГиГ СО АН СССР).

мосиликатным породам, присуще повышенное содержание Al_2O_3: в 7 анализах, удовлетворяющих кристаллохимическим требованиям, оно не опускается ниже 4,8% (см. табл. 3). В некоторых из них выявлено наличие хлора (до 0,20%), определенное анализами на микрозонде. Во всех амфиболах обнаружен фтор, содержащийся на уровне 0,12—0,18%. Массовые замеры показателей преломления амфиболов показывают, что наиболее железистые разности приурочены к участкам, первично обогащенным титаномагнетитом и затронутым слабыми метасоматическими преобразованиями. В участках активного и длительного протекания альбитизации все минералы маложелезистые.

При кремниево-щелочном метасоматозе кварцевых диоритов образуются кварц-актинолит-альбитовые метасоматиты, в сопряженных участках с которыми встречаются гнезда и линзы существенно биотитовой породы. Первичная порода гранулирована. В плагиоклазах иногда сохраняются элементы первичнозонального строения. Первичная роговая обманка почти нацело замещена биотитом (Ng = 1,630—1,638; f = 40—43), причем можно проследить все ступени процесса: слабо гранулированная роговая обманка псевдоморфно замещается актинолитом, вместе с которым появляется сыпь магнетита и сфена, фиксирующих избыточное железо и титан. Затем все нацело замещается биотитом. В других участках среди биотитового агрегата встречаются как бы выколки по спайности зерен роговой обманки, которые имеют идиоморфные очертания и лишь слегка корродированы чешуйками биотита. В местах, обогащенных акцессорным титаномагнетитом, последний сохраняется, и на нем, как на подложке, формируются венчики биотита. От слюдистых сланцев зон разломов гнездовые скопления кварц-актинолит-альбит-биотитовых метасоматитов отличаются только формой.

На периферии зон альбитизации среди габбро-диоритов и диоритов переходными от альбит-актинолитовых к неизмененным породам являются эпидот-актинолит-альбитовые метасоматиты. Эпидот относится к маложелезистой разности (Ng = 1,730 — 1,745, f = 14 — 19), альбит и актинолит имеют прежний облик и состав, многочисленны зерна сфена и апатита.

Редко среди альбитизированных пород встречаются жилы кварцевых эпидозитов, имеющие отчетливо секущие контакты с остальными породами. Эпидот в них более железистый, чем в предыдущих минеральных ассоциациях, и близок по свойствам к эпидоту, образованному при оруденении пироксен-гранатовых скарнов (табл. 4). Кварцевые эпидо-

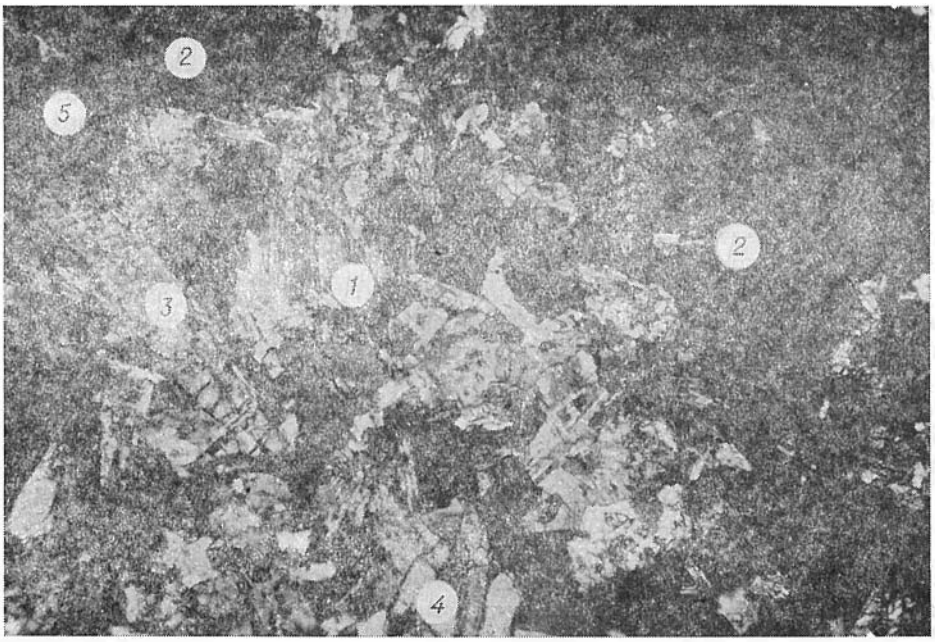


Рис. 4. Гнезда шахматного альбита с эпидотом, хлоритом и сфеном в амфибол-скаполитовой породе. Обр. 17/183. Ув. 70.
1 — альбит; *2* — скаполит; *3* — эпидот; *4* — сфен; *5* — хлорит.

зиты содержат также кальцит, сульфиды, пренит, актинолит и реликтовые минералы.

Одними из более редких на месторождении метасоматитов с альбитом являются кварцевые альбититы и эпидот-хлорит-альбитовые пропилитизированные породы. Типоморфный признак их—наличие «шахматного» альбита. Кварцевые альбититы выполняют неправильной формы обособления среди массивных альбит-актинолитовых метасоматитов, а пропилитизированные породы развиваются как среди ранее альбитизированных, так и неизмененных пород. В скаполит- и альбит-амфиболовых метасоматитах «шахматный» альбит вместе с эпидотом, хлоритом и сфеном образуют либо мелкие гнезда, обнаруживаемые лишь при изучении в шлифах (рис. 4), либо слагают протяженные полосы, приуроченные к подновленным зонам дробления.

Самые низкотемпературные на месторождении кварц-хлорит-кальцитовые жилы с пренитом, сульфидами и цеолитами выполняют зоны послерудных нарушений. Нередко они содержат обильную сульфидную свинцово-цинковую минерализацию, представляющую практический интерес.

Для получения оценок температур кристаллизации различных минеральных парагенезисов метасоматических пород авторами выполнен большой объем опытов по гомогенизации газово-жидких включений в минералах. Применение минералотермометрии позволило уточнить соотношения некоторых групп метасоматитов, остававшиеся недостаточно ясными.

В скаполитах и всех других минералах месторождения газово-жидкие включения содержат жидкую углекислоту и кристаллики галита, растворяющиеся при 320—350°С. Гомогенизация газово-жидких включений даже при самых высоких температурах осуществляется в жидкость и только в единичных случаях — в газ. Наиболее высокотемпературные первичные газово-жидкие включения зафиксированы во внутренних зонах кристаллов скаполита из пироксен-скаполитовых жил среди габбро-диоритов. Максимальная температура составляет 660—680°С, а преобладают включе-

ния, гомогенизированные в интервале 540—660°С. Такие же температуры гомогенизации включений выявлены в пироксене из этого парагенезиса. Гомогенизация включений в скаполите из актинолит-скаполитовых пород происходит в интервале 480—520°С, а в актинолите — 420—500°С. Самые низкотемпературные первичные включения в скаполите зафиксированы в образцах, где скаполит и альбит образуют графические структуры. В зернах скаполита без вростков альбита, газово-жидкие включения гомогенизированы в интервале 400—500°С, а в альбит-скаполитовом агрегате — при 380—430°С. В интервале 390—440°С гомогенизированы включения в актинолите из этого парагенезиса.

Среди амфиболов самые высокие температуры гомогенизации газово-жидких включений зафиксированы в гастингсите из апатит-альбит-гастингситовых метасоматитов, попадающие в интервал 560—620°С. В крупных зернах апатита из этой ассоциации первичные газово-жидкие включения становятся однородными при 540—650°С, т.е. эта минеральная ассоциация образована при температурах, сходных с температурами кристаллизации пироксен-скаполитовых метасоматитов.

В гранатах и пироксенах из биметасоматических скарнов первичные газово-жидкие включения гомогенизированы в жидкость при 560—680°С и в единичных случаях — при 720°С. Первично-вторичные включения, связанные с регенерацией катаклазированных зерен при эпидотизации, амфиболизации и магнетитовом оруденении, гомогенизированы при 360—480°С. В этот же интервал попадают температуры гомогенизации включений в эпидоте и амфиболах (гастингсите и актинолите). Тесная ассоциация магнетита с эпидотом и гастингситом позволяет считать 360—480°С как наиболее вероятный температурный интервал формирования промышленного магнетитового оруденения.

В зональных кристаллах граната из жильных скарнов включения во внутренних зонах гомогенизированы при 480—540°С, а во внешних каймах — при 400—450°С. В кристаллах эпидота из кальцитовой массы среди жильных скарнов максимальные температуры гомогенизации газово-жидких включений составляют 480°С, а в эпидоте и амфиболах, замещающих пироксен и гранат, они составляют 360—400°С.

В кварцевых эпидозитах среди слабо измененных диоритов температуры гомогенизации включений в кварце составляют 490—530°С, а в эпидоте — 500—520°С. Эти данные свидетельствуют, что жильные скарны, кварцевые эпидозиты, альбит- и скаполит-амфиболовые метасоматиты сформированы в близких температурных условиях. Полученные цифры близки к величинам, определенным нами на других железорудных объектах Алтае-Саянской области и Тургая (Дымкин, Мазуров, 1974; Дымкин и др., 1975).

В заключение кратко суммируем главные особенности околорудных метасоматитов Хабалыкского месторождения. Из силикатов в околорудных метасоматитах преобладают альбиты, актинолиты, гастингситы, пироксены, гранаты, эпидоты, скаполиты, хлориты, слюды, пренит, волластонит и некоторые другие минералы, участвующие в составе многих минеральных парагенетических ассоциаций. Самыми первыми из послемагматических пород сформированы пироксен-скаполитовые (миццонитовые), пироксен-гранатовые и слюдистые скарноиды, являющиеся переходными между роговиками и скарнами. Синхронно биметасоматическим известковым скарнам образовались пироксен-альбитовые и пироксен-скаполитовые (дипировые) породы при температурах 540—660°С. Формирование промышленных магнетитовых руд на месторождении осуществлялось метасоматическим путем при температурах 360—480°С. Вместе с магнетитом в рудах образуются эпидот и амфиболы — гастингсит и актинолит. Термометрические данные показали, что жильные скарны, кварцевые эпидозиты, альбит- и скаполит-амфиболовые метасоматиты формируются в близких температурных условиях (в пределах одной температурной сту-

пени), а причина появления того или иного парагенезиса заключена в физической и химической неоднородности исходной среды и гидротермальных растворов.

Ближайшими аналогами Хабалыкского месторождения в Восточном Саяне являются Бурлукское и Мульгинское месторождения, где также содержится весь спектр околорудных метасоматитов, а оруденение совпадает с гидросиликатовой стадией.

ЛИТЕРАТУРА

Дымкин А. М. Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железооруденение.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железооруденение. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 5—30.

Дымкин А. М., Мазуров М. П. Парагенезисы скаполита в магнетитовых месторождениях скарновой формации.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Ч. III. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1974, с. 79—80.

Дымкин А. М., Мазуров М. П., Могилева М. П. Петрохимические особенности железоносных магматических комплексов.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск, 1974, с. 43—50.

Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, «Наука», 1975. 188 с.

Дымкин А. М., Поляков Г. В., Синяков В. И., Мазуров М. П., Николаев С. М. Глубинный магматизм и железооруденение Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I. Новосибирск, 1974, с. 33—43.

Калинин Д. В. Экспериментальные исследования физико-химических условий скарнирования. Новосибирск, «Наука», 1969. 112 с.

Князев Г. Б., Хохлов В. Е. Последовательность процессов минералообразования на Хабалыкском магнетитовом месторождении.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1971, с. 60—61.

Курцерайте Ш. Д. О размещении каледонского магнетитового оруденения области сочленения Западного и Восточного Саяна.— В кн.: Геология и геохимия полезных ископаемых Красноярского края. Красноярск, 1964, с. 54—62.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971. 312 с.

Шешегов Ф. Н. Хабалыкское скарново-магнетитовое месторождение (Восточный Саян).— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 102—109.

Б. Н. Лапин

ГЕОЛОГИЯ ТЕРЛИГХАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ТУВА) И ВОПРОС О ВОЗРАСТЕ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Ртутные месторождения и рудопроявления Тувинской республики, представляющие несомненный практический интерес, изучались и изучаются многими исследователями в различных геологических аспектах. Изучались коренные вопросы тектоники и структуры, закономерности образования и размещения месторождений (Кузнецов, 1958, 1960, 1974; Павлов 1971, 1974), гидротермального изменения вмещающих пород, зональности оруденения на ртутных месторождениях (Анастасиев и др., 1971, 1974; Павлов, 1971; Сотников, 1962; Туркин и др. 1968), проблема возраста, генезиса и источников рудного вещества (Кузнецов, Оболенский, 1969, 1970; Павлов 1969) и многие другие вопросы.

По поводу возраста ртутной минерализации в Туве, в том числе на Терлигхайском месторождении, высказываются по существу две точки зрения. Одна из них, развиваемая В. А. Кузнецовым и его учениками, подтверждаемая полученными ранее и новейшими фактическими данными геологии месторождений и анализом рудоносных структур, утверждает, что ртутное оруденение районов Алтае-Саянской области, в том числе и Тувы, имеет позднегерцинский (послегерцинский) возраст. Вторая точка зрения базируется на представлениях о более древнем возрасте оруденения, связанном с процессами нижне- и среднедевонского вулканизма.

Основной сторонник древнего возраста ртутных месторождений Тувы — А. Н. Павлов, утверждения которого основываются на следующем: «... Восемьдесят процентов месторождений и коренных рудопроявлений ртути находятся в нижнедевонских и эйфельских эффузивно-осадочных образованиях...» (Павлов, 1969, с. 59); шлиховое и литогеохимическое опробование, проведенное в полях развития верхнедевонских, каменноугольных и юрских осадочных отложениях показало почти полное отсутствие знаков киновари и кларковое содержание ртути; дайки основного состава с которыми генетически связывается ртутное оруденение — древние, так как перекрываются нижнекаменноугольными и живетскими отложениями. Приводятся также и другие соображения в пользу древнего возраста оруденения — дизъюнктивная тектоника, характер гидротермальных изменений вмещающих пород, наличие обломочной киновари в шлихах и др.

И. С. Туркин в качестве доказательства палеозойского возраста и связи оруденения с девонским вулканизмом приводит соображения о наличии в Терлигхае девонского жерлового массива и системы опоясывающих этот массив вулканогенно-обломочных туфовых пород, в том числе эксплозивных брекчий. Как будет показано ниже, такая упрощенная аргументация, зачастую неправильно закартированный и диагносцированный фактический материал недостаточны для суждения об истинном возрасте ртутного оруденения.

Учитывая сказанное, большая группа сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР (И. П. Щербань, В. И. Сотников, А. А. Оболенский, Л. А. Михалева, А. С. Борисенко, И. Н. Широких, Б.Н. Лапин

и др.) под общим руководством академика В. А. Кузнецова в течение ряда лет проводила комплексные исследования ртутных месторождений и рудопроявлений Тувы. Особое внимание при этом было обращено на изучение эксплуатирующегося Терлигхайского месторождения, в котором выяснялась тектоническая структура, особенности развития девонского вулканизма, магматизма и гидротермального изменения вулканогенно-осадочных пород. Проведенные исследования не подтвердили мнения о связи ртутного оруденения с девонским вулканизмом. Детальному разбору структурной позиции месторождения, особенностей девонского вулканизма, возраста ртутного оруденения и посвящена настоящая статья.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нижнедевонские вулканогенные образования, среди которых расположено Терлигхайское месторождение, подстилают мощную толщу различных осадков, выполняющих Кызылхашскую грабенсинклиналь. По ряду особенностей строения и состава, хорошо выявляющихся в изученном районе, весь комплекс нижнедевонских образований объединен нами в самостоятельную ортохемскую свиту. Она неплохо картируется в среднем течении рек Орто-Хем, Терлигхая и Баян-Кол. Породы ортохемской свиты — возрастные аналоги кендейской свиты, выделенной в вулканических толщах Таннуольского хребта, но резко отличаются от последней значительным развитием кислых и средних эффузивов. Вся толща имеет здесь выдержанное северо-восточное простирание и устойчивое крутое моноклинальное падение на юго-восток. Обратного падения пластов, брахиантиклинальных и синклинальных структур в пределах развития узкой полосы пород ортохемской свиты не наблюдается. Низы свиты во многих местах сорваны Карасугским взбросом, являющимся ветвью Северо-Пельорукского разлома, по которому песчано-сланцевые отложения ордовика оказались взброшенными на девонские вулканогенные породы.

В качестве самостоятельной и более молодой структуры в юго-западных районах Кызылхашского грабена в кембрийских, ордовикских и девонских образованиях имеются северо-восточные и близширотные сдвиговые и взбросовые нарушения со значительными горизонтальными и вертикальными перемещениями вулканогенных и осадочных пачек. В среднем течении р. Терлигхая такое нарушение именуется Магистральным (Диагональным) разломом, по которому произошло левое перемещение двух блоковых частей на расстояние до 600—650 м, приведшее в одних случаях к сдвоению, в других — к растаскиванию пачек вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Сдвоение эффузивных пачек хорошо наблюдается в Почтовом логу, вдоль которого проходит Магистральный разлом. По обе стороны разлома, по бортам лога, обнажается пачка андезитовых порфиритов с увеличенной мощностью против нормы почти вдвое. Подобное сдвоение фиксируется и в вершине лога Карасуг, где повторяются разрезы пачки дацитовых порфиров, а также подстилающих и перекрывающих их вулканогенно-обломочных и терригенных отложений.

Растаскивание девонских пород можно видеть в Алетуевском логу, где у Магистрального разлома, в его лежачем боку, среди песчаников и гравелитов, находятся клинья андезитовых порфиритов, конгломератов и дацитовых порфиров. Горизонтальные перемещения приводили в отдельных случаях к сближению разнородных, хотя и близких по составу магматических тел (диабазов), ошибочная идентификация которых может привести и к неправильному заниженному представлению о истинных размерах движения по Магистральному разлому. Такое сближение разных диабазовых силлов по обе стороны разлома известно в Алетуевском логу, в северо-восточной части рудного поля Терлигхайского месторождения.

Магистральный разлом имеет северо-восточное простирание и очень крутое падение на юго-восток. Он прослежен нами более чем на 10 км и

фиксируется в долинах рек Орто-Хем, Терлигхая и Ак-Бельдыр (рис. 1). Разлом выражен дроблеными и рассланцованными породами, претерпевшими интенсивную каолинизацию, гидрослюдизацию, пиритизацию и местами окварцевание. В районе рек Терлигхая и Орто-Хем преобладают каолинизированные и пиритизированные породы. Кварциты, в том числе полосчатые, развиты на юго-западном продолжении зоны, на водораздельной части безымянных притоков рек Баян-Кол и Орто-Хем и также на северо-востоке по левому борту долины Карасуг.

Горизонтальные движения по Магистральному разлому привели к образованию двойной системы оперяющих сколовых трещин (типа конского хвоста) с обратными углами падения сместителей. По сколовым трещинам вулканогенно-осадочных пород, представленных дугообразными зонами дробления или смятия, произошли взбросовые подвижки более мелких блоков, создавших кулисную структуру чешуйчатых надвигов. Последние хорошо картируются на поверхности и по скважинам на глубину в пределах Терлигхайского рудного поля (рис. 2). Передокументация многих основных скважин показала, что на глубоких горизонтах месторождения распространены те же гидротермально измененные андезитовые порфириты и дацитовые порфиры, чередующиеся с пластами туфобрекчий, туфопесчаников, пепловых туфов и гравелитов. Последние некоторыми геологами ошибочно были приняты за ордовикские терригенные отложения, что привело к занижению истинной мощности нижнедевонских отложений и к общему неправильному представлению об антиклинальной структуре 6-го участка Терлигхайского месторождения (рис. 3).

Северо-западнее Магистрального разлома находится полоса различно ориентированных блоков осадочных пород, порфиритов среднего и основного состава (карьер, участок 2) и блоков, сложенных чередующимися пачками кислых эффузивов, интрузивных диабазов и диабазовых порфиритов и смешанных туфобрекчий (участки 4, 6). Наиболее характерны тектонический блок эффузивной пачки андезитовых порфиритов (участок 2) и блоки слоистых, косослоистых вулканогенных конгломератов, туфобрекчий и красноцветных песчаников (карьер и Алетуевский лог), повернутых почти вкрест северо-восточного простирания всей слоистой нижнедевонской эффузивно-осадочной толщи. Одно из оперяющих нарушений в Алетуевском логу, по которому соприкасаются блоки осадочных и эффузивно-осадочных пород, получило название Терлигхайского разлома. Он прослеживается всего на 500—600 м, имеет близширотное простирание и меняющееся северное падение. По разлому растащены крупнолейстовые диабазовые порфириты, дацитовые порфиры и песчаники. Почти все оперяющие с северо-запада Магистральный разлом нарушения разорвали сплошность линии Карасугского взброса на отдельные сравнительно короткие ступенчатые части, в которых осадочные пачки ордовикских пород оказались смещенными относительно друг друга на первые десятки метров. Это особенно хорошо видно на водоразделе рек Терлигхая и Орто-Хем (участок 6) и на левом борту Карасугского лога.

Особый интерес может вызвать упоминание о наличии в Терлигхае (участок 6) нижнедевонского жерлового массива. Однако проведенные здесь картировочные работы дали отрицательные результаты. Лавовые потоки и туфобрекчии участка относятся к образованиям, формирование которых проходило вдали от центра извержения. Здесь развиты лишь отдельные смещенные блоки линейно флюидальных дацитовых порфиров, слоистых туфобрекчий и пепловых туфов и интрузивных тел (силлов) диабазовых порфиритов.

Юго-восточнее Магистрального разлома расположена группа смещенных блоков, в строении которых участвуют моноклинально залегающие лавы андезитовых порфиритов, кислых эффузивов (участок 3), пласты туфоконгломератов и красноцветных песчаников. На северо-востоке Магистрального разлома к одному из оперяющих его нарушений и сколовых

Рис. 2. Схема геологического строения Терлигхайского месторождения.

1 — габбро-диабазы, диабазовые порфириты, мелкозернистые диабазы. Девонские образования: *2* — риолито-дацитовые порфиры (многопорфировые); *3* — дацитовые порфиры флюидальные; *4* — андезитовые порфириты (редкопорфировые); *5* — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, пепловые туфы; *6* — туфоконгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; *7* — песчаники, сланцы ордовик-силурийского возраста.

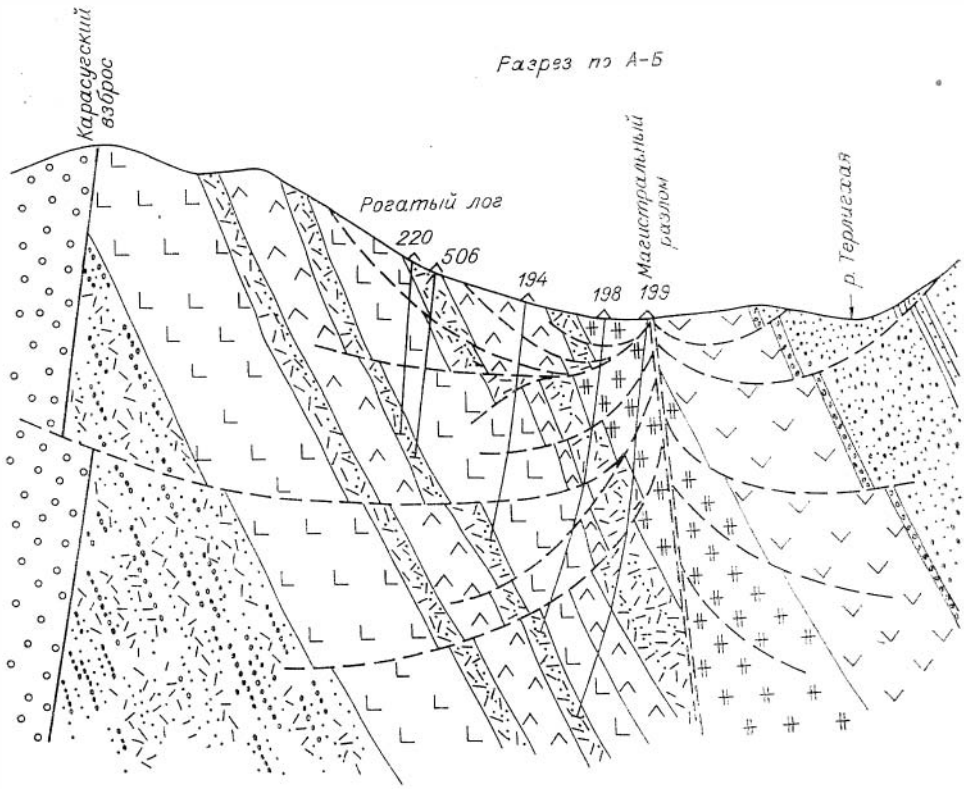


Рис. 3. Геологический разрез Терлигхайского месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 2.

трещин приурочена ртутная минерализация участка Ак-Бельдыр, в геологическом строении которого участвуют туфобрекчии и туфопесчаники, перекрывающие дацитовые порфиры и силловые тела диабазовых порфиритов. В. Н. Ворончихин и П. А. Никитчин отмечали, что эти юго-восточные нарушения затрагивают и смещают также и эйфельские вулканогенные образования. Такое предположение, по-видимому, правильно, хотя и требует дополнительного изучения и уточнения. Разрывные нарушения Арзакского месторождения, имеющие общую широтную ориентировку, вероятно, также связаны с формированием Магистрального разлома и определены как оперяющие его структуры. В строении Арзакского месторождения принимают участие уже не нижнедевонские, а эйфельские эффузивно-осадочные образования.

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Сложная тектоническая обстановка, в которой вулканогенные члены нижнедевонской толщи района оказались разбитыми на отдельные, различно ориентированные блоки, затрудняла составление сводной стратиграфической колонки. Однако беря за основу внутреннее строение блоков и их положение в общей структуре, сопоставляя последовательность наслоения частей вулканогенно-осадочных пачек, учитывая характер структур пород, а также петрографический и петрохимический состав лавовых потоков, оказалось возможным составить следующую стратиграфическую колонку (низы разреза фиксируются по р. Орто-Хем, средние и верхние части — по р. Терлигхая и Ак-Бельдыр):

1. Конгломераты базального горизонта ортохемской свиты с хорошо окатанной галькой пестрого состава; преобладают гальки осадочных по-

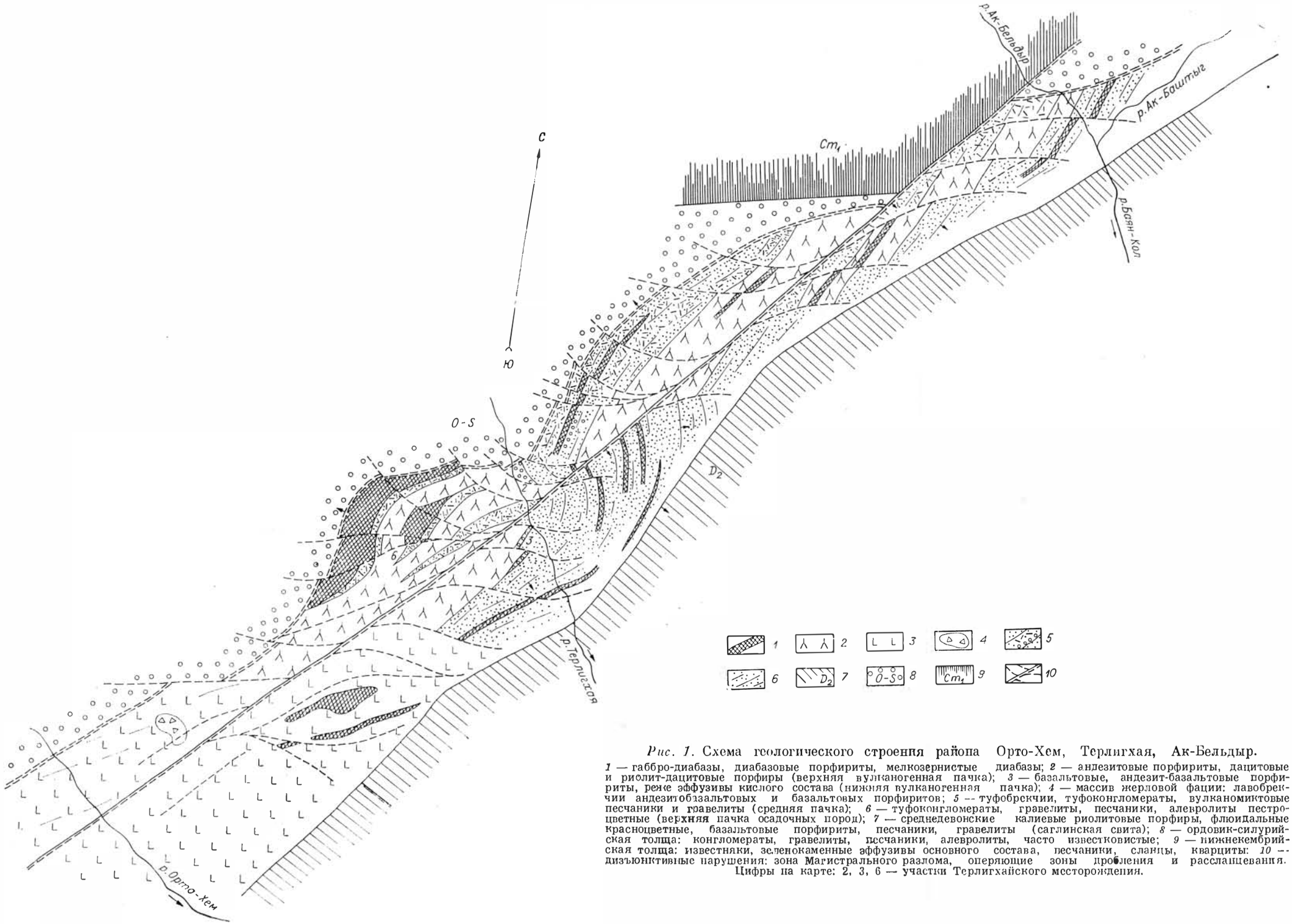


Рис. 1. Схема геологического строения района Орто-Хем, Терлигхая, Ак-Бельдыр.

1 — габбро-диабазы, диабазовые порфириты, мелкозернистые диабазы; *2* — андезитовые порфириты, дацитовые и риолит-дацитовые порфиры (верхняя вулканогенная пачка); *3* — базальтовые, андезит-базальтовые порфириты, реже эффузивы кислого состава (нижняя вулканогенная пачка); *4* — массив жерловой фации: лавобрекчии андезитобазальтовых и базальтовых порфиритов; *5* — туфобрекчии, туфоконгломераты, вулканомиктовые песчаники и гравелиты (средняя пачка); *6* — туфоконгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты пестроцветные (верхняя пачка осадочных пород); *7* — среднедевонские калиевые риолитовые порфиры, флюидальные красноцветные, базальтовые порфириты, песчаники, гравелиты (саглинская свита); *8* — ордовик-силурийская толща: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, часто известковистые; *9* — нижнекембрийская толща: известняки, зеленокаменные эффузивы основного состава, песчаники, сланцы, кварциты: *10* — дизъюнктивные нарушения: зона Магистрального разлома, оперяющие зоны дробления и расслацевания.

Цифры на карте: 2, 3, 6 — участки Терлигхайского месторождения.

род — песчаников и сланцев, встречаются изверженные породы — гранодиориты, граниты, порфириты. Цемент конгломератов песчанистый. Мощность конгломератов . . . . . около 50 м

2. Базальтовые порфириты. Выделяется пачка, слагающаяся из нескольких лавовых потоков базальтов с четко обозначенными нижними, средними и верхними частями лав. Отдельные потоки заметно отличаются друг от друга текстурными особенностями: количеством, размером, распределением порфировых выделений и выполненных миндалин, наличем лавобрекчий и т. д. Мощность . . . . . 180 м

3. Андезитовые порфириты и риолито-дацитовые порфиры. Это также мощная пачка, состоящая из нескольких чередующихся лавовых потоков, сменяемых друг друга по разрезу. Андезитовые лавы преобладают, они характеризуются темной и буроватой окраской, обильными и четкими порфировыми выделениями плагиоклаза. Среди этих эффузивов в 1974 г. Б. Н. Лапиным, А. С. Борисенко и В. Н. Гречищевой был закартирован небольшой некк андезитовых лавобрекчий, представляющий жерловую фацию побочного или латеритного палеовулкана, расположенного, повидимому, вдали от главной вулканической постройки. Общая мощность всей пачки эффузивов в приведенном виде . . . . . 300 м

4. Базальтовые порфириты. Залегают они на андезитовых порфиритах и представлены одним лавовым потоком, части которого известны на правом борту левого притока р. Орто-Хем и в долине р. Терлигхая в Алетуевском логу. Это мелкопорфировые скрыто миндалекаменные образования темно-зеленой и черной окраски. Мощность . . . . . 20 м

5. Конгломераты, гравелиты, песчаники, туфоконгломераты и туфопесчаники. Характерная пачка грубослоистых и косослоистых пород, известных в Аммональном и Алетуевском логах и частично в долине р. Орто-Хем. Конгломераты характеризуются обилием окатанной и слабо окатанной гальки эффузивных пород, среди которых распространены основные, средние и кислые по составу эффузивы. Наиболее характерны гальки красноцветных порфиров (риолито-дацитов), развитых в нижележащих вулканогенных отложениях. Конгломераты чередуются с красноцветными косослоистыми песчаниками и гравелитами. Общая мощность непостоянна, в среднем . . . . . 100—120 м

6. Дацитовые и андезито-дацитовые порфиры, туфы и туфобрекчии. Очень характерна также пачка вулканогенных пород для Терлигхайского месторождения. Она хорошо представлена в логах на участке 6, в Алетуевском и Аммональном логах за Терлигхайским разломом. Породы этой пачки залегают непосредственно на конгломератах и гравелитах пачки 5 и слагаются из двух частей лавовых потоков, разделенных горизонтами туфобрекчий и пепловых туфов. Мощность эффузивных частей составляет более 300 м, а вулканогенно-обломочных — 200 м.

Суммарная мощность всей пачки составляет более 500 м.

7. Андезитовые порфириты. Протягиваются широкой полосой в Почтовом логу Терлигхая по обе стороны Магистрального разлома. Они известны и на левом борту Терлигхая (карьер участка 2), где обособлены в тектоническом блоке, зажатом между туфоконгломератами и гравелитами вышележащих отложений и порфирами и туфобрекчиями пачки 6. Вблизи Магистрального разлома наблюдается сдвоение и растаскивание отдельных частей порфиритовой пачки. Суммарная мощность всех лавовых потоков, без учета участков сдвоения, составляет около 200 м.

8. Риолито-дацитовые порфиры. Последняя вулканогенная пачка в общем разрезе эффузивно-осадочных отложений ортохемской свиты. Они распространены по правому борту Почтового лога юго-восточнее Магистрального разлома. По внешнему виду эффузивы риолито-дацитового состава заметно отличаются от всех других лав светло-серой окраской и многопорфировым сложением. Мощность . . . . . 200 м

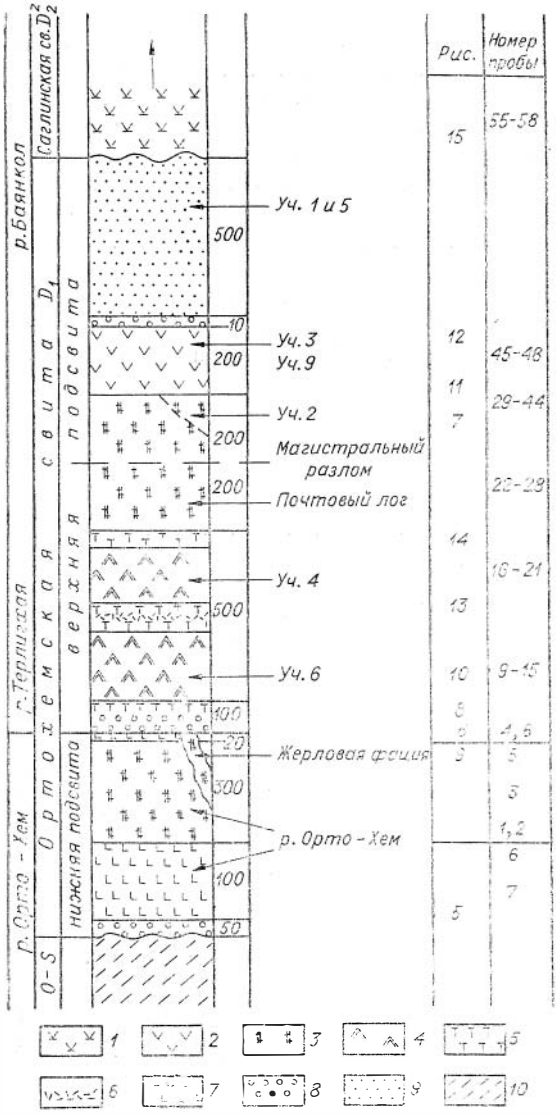


Рис. 4. Стратиграфическая колонка девонских эффузивио-осадочных отложений района Орто-Хем — Терлигхая.

1 — калиевые риолитовые порфиры эйфельского возраста. Нижний девон: *2* — риолито-дацитовые порфиры; *3* — андезитовые порфириты; *4* — дацитовые порфиры; *5* — туфы и туфобрекчии смешанного состава; *6* — туфы мелкообломочные, в том числе пепловые; *7* — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты; *8* — конгломераты, гравелиты и туфоконгломераты; *9* — гравелиты и песчаники. Ордовик: *10* — песчаники, алевролиты, конгломераты.

9. Вулканогенные конгломераты (туфоконгломераты) с плохо окатанной галькой эффузивных пород среднего состава. Мощность горизонта непостоянна и быстро меняется до полного выклинивания. На участке 3 — до 10 м, а в карьере (участок 2) превышает 50 м.

10. Красноцветные песчаники и гравелиты венчают разрез всей толщи ортохемской свиты и имеют мощность не менее . . . . . 500 м

Выше с угловым несогласием залегают красные субщелочные кислые эффузивы саглинской свиты. Они развиты в нижнем течении р. Терлигхая вне пределов рудного поля Терлигхайского месторождения.

Суммарный разрез всех перечисленных нижнедевонских пород составляет 2050 м. Приведенная колонка (рис. 4) ортохемской свиты вулканогенно-осадочных образований разделяется конгломератами и гравелитами пачки 5 на две неравные части, которые по специфике литологического состава осадков и петрографического состава эффузивов при стратиграфических построениях могут выделяться как самостоятельные подсвиты (нижняя и верхняя). При этом пачка 5 конгломератов и гравелитов будет служить хорошим маркирующим горизонтом на всей территории развития ортохемской свиты.

Состав эффузивов нижней и верхней подсвит нижнедевонских вулканогенных отложений показывает на некоторые процессы дифференциации магмы, имевшей в общем средне-кислый гранодиоритовый состав. Новая вспышка вулканизма, прошедшая уже в эйфельское время, характеризуется извержением лав преимущественно кислого состава, обогащенных щелочным калиевым полевым шпатом.

В геологическом строении Терлигхайского месторождения принимают участие многочисленные силловые тела диабазов и диабазовых порфиритов, сосредоточенных как в нижней, так и в верхней подсвитах ортохемской свиты. Подавляющее большинство диабазов относится к доскладча-

тым образованиям и отвечает по составу нормальной габбровой магме. На западном фланге участка 2 месторождения известна разветвленная дайка диабазов, которая унаследует уже молодые, оперяющие Магистральный разлом нарушения. К таким же нарушениям приурочена и другая маломощная дайка, зафиксированная в правом борту Аммонального лога. По составу доскладчатые силловые тела диабазов и наложенные на молодые разрывные структуры дайки диабазов очень близки, хотя и разновозрастны по образованиям. Специфические особенности состава тех и других диабазов, определение абсолютного возраста, петрография, петрохимия и геохимия в настоящее время изучаются.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Многообразие вулканогенных пород нижнего и среднего девона района Терлигхайского месторождения можно свести к следующим разновидностям:

1. Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты.
2. Андезитовые порфириты.
3. Дацитовые порфиры.
4. Риолито-дацитовые порфиры.
5. Пирокластические отложения (туфы, туфобрекчии и др.).
6. Калиевые риолитовые порфиры эйфельского возраста.

Базальтовые и андезито-базальтовые порфириты известны только в нижней подсвите. Они распространены главным образом по р. Орто-Хем, но имеются и в долине р. Терлигхая, среди отложений, подстилающих пачку внутриформационных конгломератов и гравелитов и других вулканогенно-обломочных перемытых пород. Порфириты окрашены в темный и зелено-серый цвет и изобилуют кальцитовыми и хлоритовыми бобовинами, выполняющими многочисленные миндалины. Последние обычно концентрируются в нижней и верхней частях лавовых потоков в виде четко обозначенных струй и лент. Андезито-базальтовые порфириты района — это малопорфировые и афировые породы, фенокристы которых подмечаются только под микроскопом. Во всех известных случаях выделения представлены мелкими разрозненными зернами плагиоклаза, обладающими полисинтетической двойниковой структурой или зонарным строением. Большая часть зерен в различной степени карбонатизирована или замещена серицитом и хлоритом. Редкие зерна, сохранившиеся от разложения, показывают состав лабрадора № 57—58.

Основная масса эффузивов базальтового состава — интерсертальная (рис. 5), реже апогиалопилитовая (рис. 6), или комбинированная интерсертально-пилотакситовая, сложенная из микролитов плагиоклаза, пылевидного рудного вещества и комплекса вторичных минералов — продуктов изменения первичного вулканического стекла. Характерной особенностью нижнедевонских базальтоидов района считается практическое отсутствие пироксена в породах. Единичные порфировые выделения, которые первоначально, возможно, и представляли авгит или другой какой-нибудь пироксен, нацело замещены хлоритом и по остаточным реликтовым формам в настоящем могут приниматься за любой темноцветный минерал. Кроме того, некоторое количество пироксена могло содержаться и в составе стекловатой основной массы. Он также замещен и обезличен совместно с девитрифицированным вулканическим стеклом и забитым вторичными продуктами. Часть пород имеет флюктуационную структуру, которой подчиняются и миндалины, вытянутые по направлению движения потока.

Определено небольшое количество основных лав, их петрографический состав и структурные особенности указывают на то, что они вряд ли представляют собой продукт самостоятельной базальтовой магмы. Скорее всего — это частные дифференцированные разности или контамини-

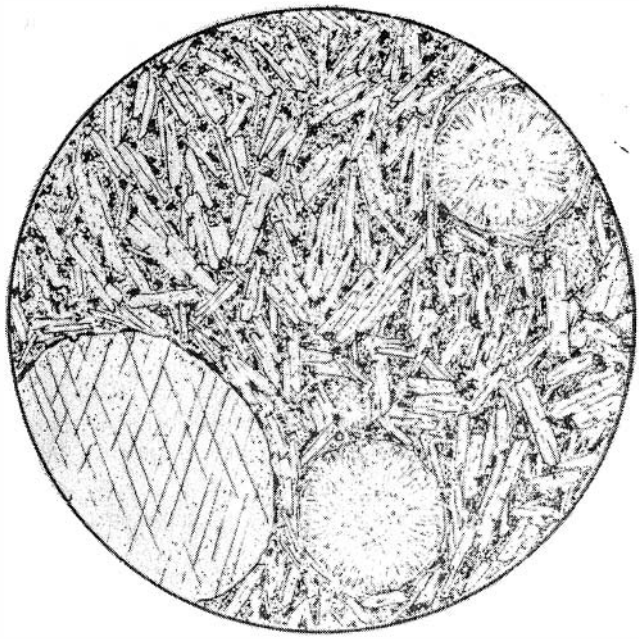


Рис. 5. Базальтовый порфирит, р. Орто-Хем. Без анализатора, $d = 5{,}0$ мм.

Структура афировая, текстура миндалекаменная, основная масса интерсертальная. В интерстициях лейст плагиоклаза развит хлорит и кальцит, которые выполняют также и многочисленные миндалины. Рудный минерал распределен равномерно.

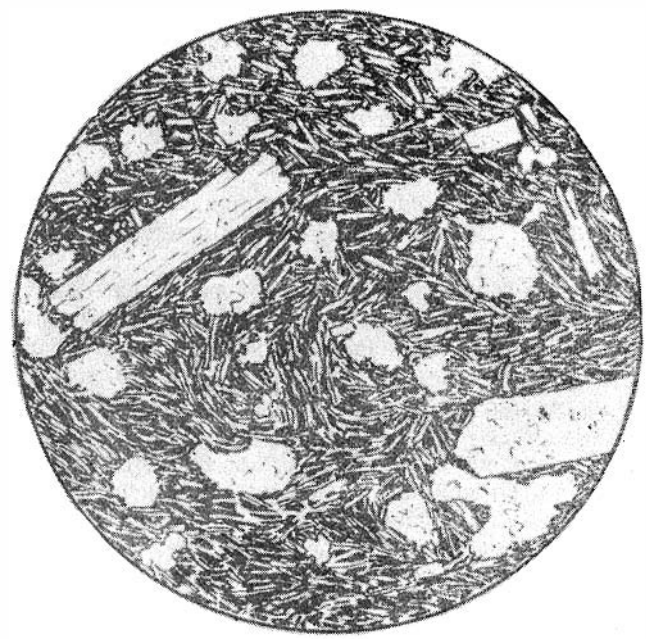


Рис. 6. Андезито-базальтовый порфирит, р. Терлигхая, Алетуевский лог. Без анализатора, $d = 4{,}0$ мм.

Структура порфировая, текстура миндалекаменная. В выделениях зонарный плагиоклаз слегка карбонатизирован. Основная масса апогиалопилитовая. Вулканическое стекло девитрифицировано и представлено рудным минералом и плохо поляризующим пылевидным веществом. Миндалины выполнены хлоритом и каолинитом (?); хлорит в центре.

рованные породы общей магмы для всех нижнедевонских эффузивов изначально андезито-дацитового (гранодиоритового) состава.

Андезитовые порфириты в районе распространены повсеместно, слагая нижние и верхние части разреза нижнедевонской вулканогенно-осадочной толщи. По р. Орто-Хем эффузивы среднего состава чередуются с лавами кислых эффузивов, а в бассейне Терлигхая они занимают центральную часть рудного поля и вмещают около 90% всех разведанных запасов ртути (участок 2). Преобладают более основные члены андезитового ряда, что и подтверждается петрографическим и химическим составом эффузивных пород.

Типичными представителями андезитовых порфиритов служат эффузивы участка 2 и лавы, развитые в бортах Почтового лога. Внешне—это темно-серые, иногда почти черные породы, обладающие плотным сложением. Миндалекаменных текстур не наблюдается. Порфировые выделения, количество которых может заметно варьировать, обычно составляют не более 10—15% объема и выражаются в стандартных для андезитов минералах — плагиоклазах и роговых обманках (рис. 7). Плагиоклаз состава олигоклаз-андезина № 25—30 является основным минералом порфировых выделений; он образует одиночные фенокристы, в различной степени серицитизированные и кальцитизированные. Иногда плагиоклаз разрушен полностью и «забит» соссюритом или темно-серым глинистым плохо поляризующим свет веществом.

Сильное изменение породообразующих минералов наблюдается среди эффузивов участка 2, где породы подверглись наибольшим гидротермальным изменениям. Роговая обманка здесь встречается реже, но она обязательна как составная часть андезитовых порфиритов месторождения Терлигхая. Все зерна роговой обманки (хотя и нацело разложены) опацитизированы и замещены кальцитом, обладают характерными формами (ромбоэдры), наиболее типичными для амфиболовой группы минералов.

Основная масса у большинства пород—пилотакситовая или комбинированная пилотакситово-интерсертальная и даже алломорфно-фельзитовая (рис. 8). Последняя была встречена только среди порфиритов, развитых в гальках и обломках туфоконгломерато-гравелитовой пачки в карьере на участке 2; она, конечно, характеризует особые лавовые потоки более ранних извержений. В сложении основной массы принимают участие частично ориентированные или беспорядочно расположенные лейсты и зерна плагиоклаза и сыпь рудного минерала с переменным количеством серицита и хлорита. В некоторых лавах распространен также и свободный кварц, который в виде тонкозернистого агрегата распределен по породе мелкими участками. В качестве акцессорных минералов присутствуют зернышки апатита и магнетита.

Лавобрекчии андезитовых порфиритов, выполняющие некк (жерловый массив) среди отложений нижней подсвиты на р. Орто-Хем, сложены многочисленными, хаотично расположенными неокатанными обломками различных по составу пород, среди которых встречаются эффузивные, осадочные и магматические образования. Размеры обломков небольшие и редко превышают 10—15 см.

Под микроскопом усматривается брекчиевидно-такситовая текстура (рис. 9), состоящая из обрывков лав андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, обломков измененных зерен породообразующих минералов, сцементированных микрогипидиоморфно-зернистым или фельзитовым агрегатом полевошпат-рудного вещества. Породы изобилуют кальцитом, хлоритом, реже эпидотом. Границы между обломками и лавовым цементом всегда четкие и резкие.

Дацитовые порфиры в районе преобладают. Они известны в развилке Рогатого лога (участок 6), слагают там две сближенные пачки лавовых потоков, распространены в Алетуевском логу за Терлигхайским разломом, обнажены в скальных выходах лога Аммонального, на левом борту долины

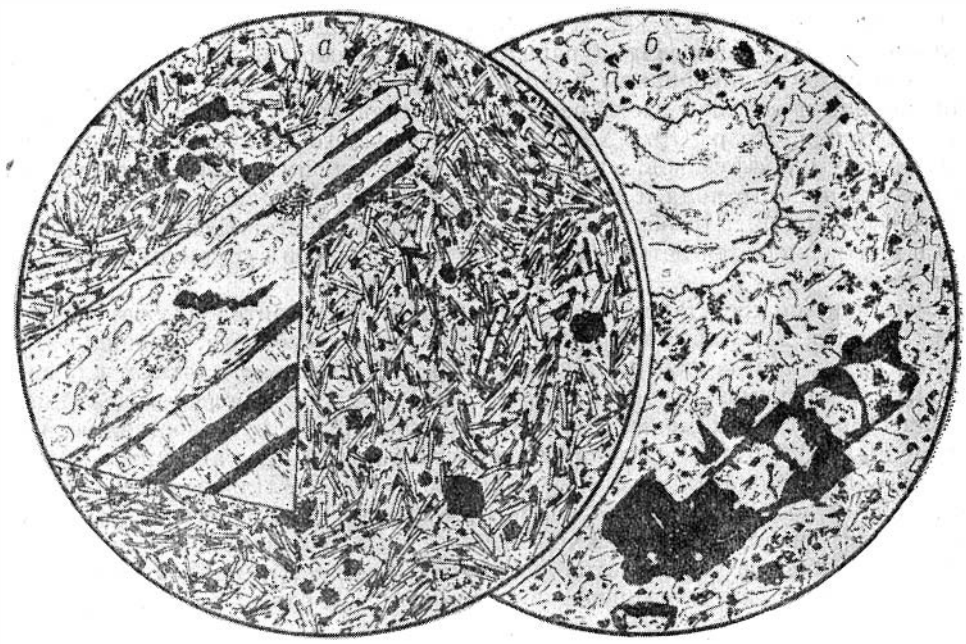


Рис. 7. Андезитовый порфирит.

а) Терлигхая, николи +, d= 4,0 мм. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и амфиболом (роговая обманка ?). Плагиоклаз серицитизирован, амфибол — опацитизирован и замещен кальцитом. Основная масса интерсертально-пилотакситовая, изобилует хлоритом и рудным веществом. Умеренно развит серицит, присутствует апатит. б) Терлигхая, карьер участка 2. Без анализатора, d= 2,1 мм. Выделения плагиоклаза и опацитизированной роговой обманки. Основная масса — лейсты плагиоклаза, хлорит, серицит, рудный минерал.

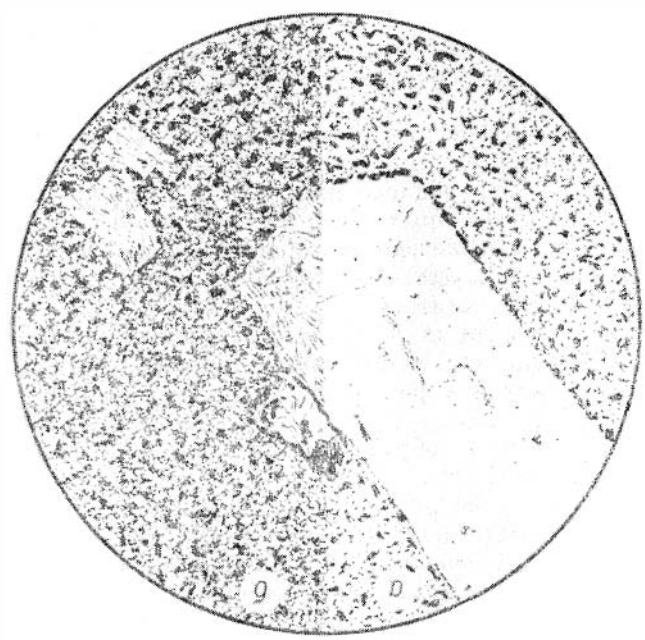


Рис. 8. Андезитовый порфирит, Терлигхая, карьер участка 2, галька в туфоконгломератах, d = 4,0 мм.

Структура порфировая, выделения плагиоклаза и темноцветного минерала (амфибол). а) без анализатора. Основная масса переполнена рудным материалом. б) николи +. Основная масса аллотриоморфная и фельзитовая слагается из полевого шпата, хлорита и пылевидных рудных зерен.

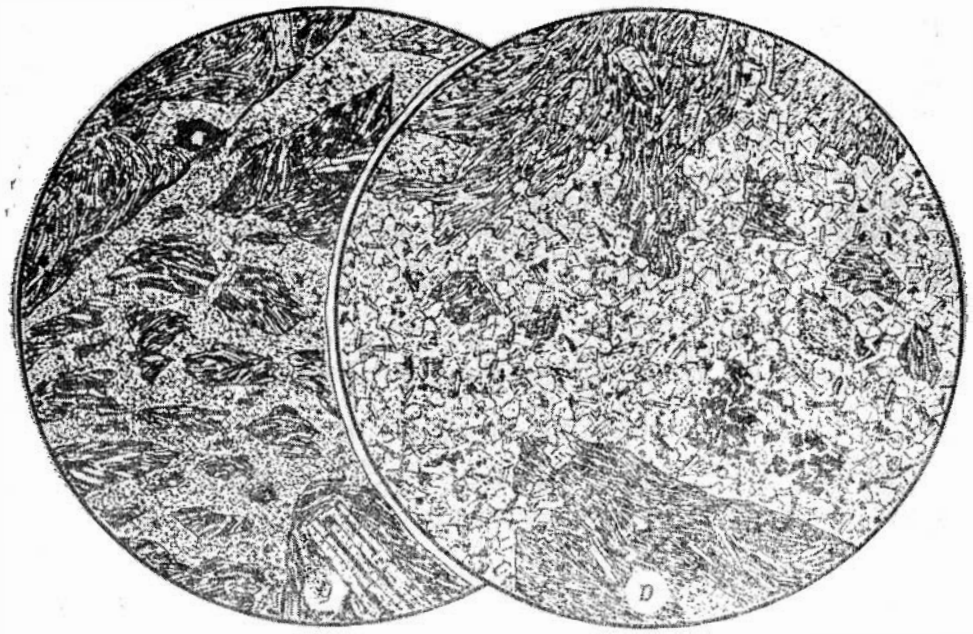


Рис. 9. Лавобрекчия андезитового состава. Орто-Хем, николи +, $d = 4{,}0$ мм.
а) текстура брекчиевидно-таситовая. Хаотично расположенные обрывки лав андезитовых порфиритов сцементированы обломковидным гипидиоморфнозернистым агрегатом зерен основной массы. *б*) порода аналогичного состава и строения. Обломки и обрывки лав андезито-базальтового состава расположены среди серицит-полевошпатовой фельзитовидной массы. Обильно развит хлорит, карбонатный и рудный материал.

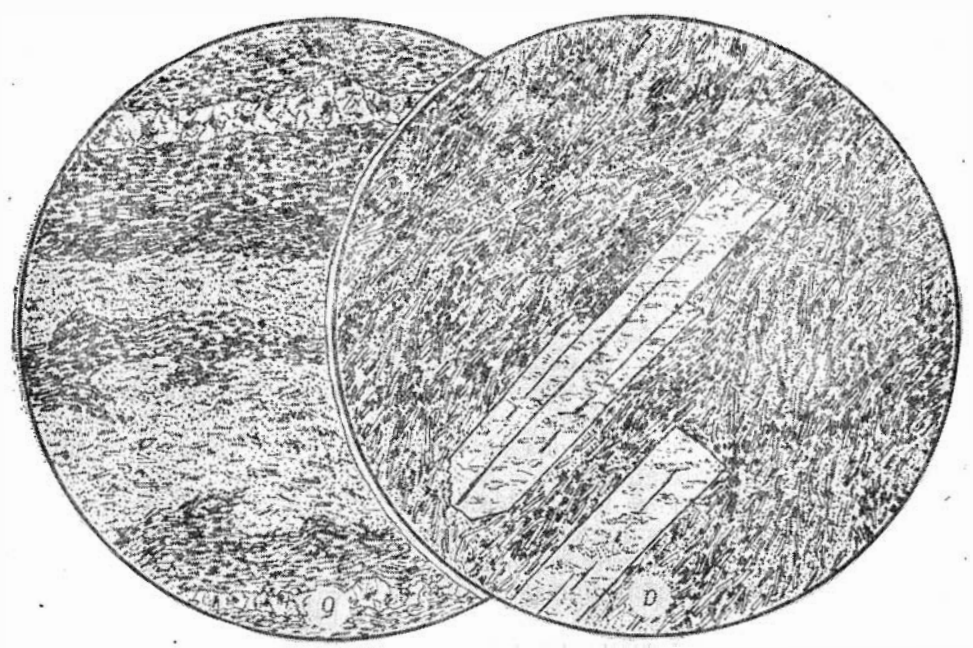


Рис. 10. Дацитовый порфир, р. Терлигхая, лог. Рогатый, район участка 6.
а) николи +, $d = 4{,}0$ мм. Основная масса аллотриоморфно-пилотаситовая, частично микропойкилитовая. Выделения плагиоклаза и роговой обманки (вне поля зрения рисунка), плагиоклаз карбонатизирован, роговая обманка опацитизирована. Рудный минерал распределен пятнами, встречается апатит. *б*) без анализатора, $d = 5{,}7$ мм. Порода аналогична. Пылевидный рудный материал расположен слоями, что придает породе четкую полосчатость или флюидальность.

Карасуг и на участке Ак-Бельдыр. На правобережье Терлигхаи, где расположен западный фланг участка 2 месторождения, дацитовые порфиры содержат промышленную ртутную минерализацию (3 шт. 9 рудное тело).

Внешний облик дацитовых лав достаточно характерен. Они имеют серый и светло-серый цвет, почти лишены порфировых выделений (афировые порфиры) и в отличие от андезитовых порфиритов, во многих случаях обладают очень четкой тонкой флюидальностью (полосчатостью), обусловленной распределением пылевидного рудного вещества. В шлифах породы обнаруживают не совсем типичные структуры, какие обычно характерны для эффузивов дацитового состава. В большинстве случаев они комбинированные аллотриоморфно-пилотакситовые или пилотаксито-микропойкилитовые, сложенные из лейст и зерен полевого шпата, менее кварца, пылевидного рудного материала и набора вторичных минералов — кальцита, хлорита, эпидота, серицита. Наиболее характерно ориентированное расположение лейст полевого шпата — плагиоклаза, собранного в пучки.

Единичные порфировые выделения представлены плагиоклазом и роговой обманкой, в достаточной степени измененных вторичными процессами: плагиоклазы карбонатизированы, роговые обманки — опацитизированы (рис. 10). Среди акцессорных минералов встречаются апатит и магнетит.

Из приведенного описания можно заметить, что минералогический состав пород и структура основной массы дацитовых порфиров и андезитовых порфиритов сравнительно близка. Однако при известном навыке диагностика тех и других может быть проведена достаточно точно. Андезитовые порфириты, в отличие от дацитовых порфиров, заметно обогащены роговой обманкой и рудным веществом и поэтому всегда окрашены в более темные тона. Наличие более крупных фенокристов плагиоклаза придает андезитовым порфиритам облик ясно порфировых пород, а отсутствие ясно видимой флюидальности и интерсертальной и других комбинированных структур оттеняет их однородное строение.

Риолито-дацитовые порфиры встречаются сравнительно редко. Несколько потоков кислых лав было отмечено в нижней подсвите в бассейне р. Орто-Хем, они известны в пределах рудного поля на правом борту р. Терлигхая (участок 3) и встречаются также на левом борту долины Карасуг, возле Магистрального разлома. По цвету порфиры достаточно разнообразны, преобладают темно-серые и зеленовато-серые, а в нижней подсвите даже бурые и красноцветные. Во всех случаях это ясно крупно- и среднепорфировые породы, у которых количество фенокристов, представленных только плагиоклазом, обычно не превышает среднюю норму и не опускается ниже 15—20%. Размер порфировых выделений сильно варьирует от 0,5×0,5 до 5,0×2,0 мм. Преобладают широкотаблитчатые зерна, равномерно, но беспорядочно распределенные в породе; они почти всегда разрозненны и только редко образуют мелкие гломеровые скопления. Плагиоклаз, как правило, соссюритизирован (кальцит, серицит, хлорит, альбит) и двойниковая структура улавливается с трудом. Некоторые более или менее сохранившиеся зерна показывают кислый состав плагиоклаза (альбит или альбит-олигоклаз № 8—15).

Структура основной массы почти всегда выдержана и представлена аллотриоморфным кварц-плагиоклазовым агрегатом (рис. 11), переполненным пятнами чешуйчатого хлорита и тонкозернистого кальцита. Рудный минерал встречается спорадически.

Риолито-дацитовые порфиры 3 участка месторождения сильно изменены. Породы по существу имеют уже бластопорфировую структуру, обусловленную наличием реликтов выделений плагиоклаза в перекристаллизованной основной массе (рис. 12). Последняя обладает псевдоперлитовой и фельзитоподобной текстурой и структурой, сложенных из вторичных продуктов — бледно-зеленого хлорита, кальцита, альбита и кварца. Акцессорные минералы встречаются повсеместно (апатит, циркон, магне-

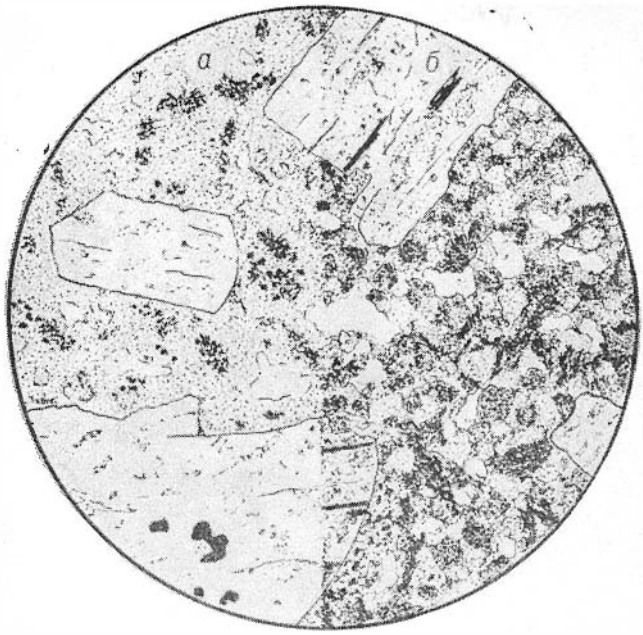


Рис. 11. Риолито-дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 9, $d = 4{,}0$ мм.

а) без анализатора. Структура порфировая, основная масса кварц-полевошпатовая с пятнами хлорита и карбоната. *б)* николи +. Выделения плагиоклаза соссюритизированы и карбонатизированы. Основная масса аллотриоморфная. Тонкозернистый рудный минерал распределен равномерно.

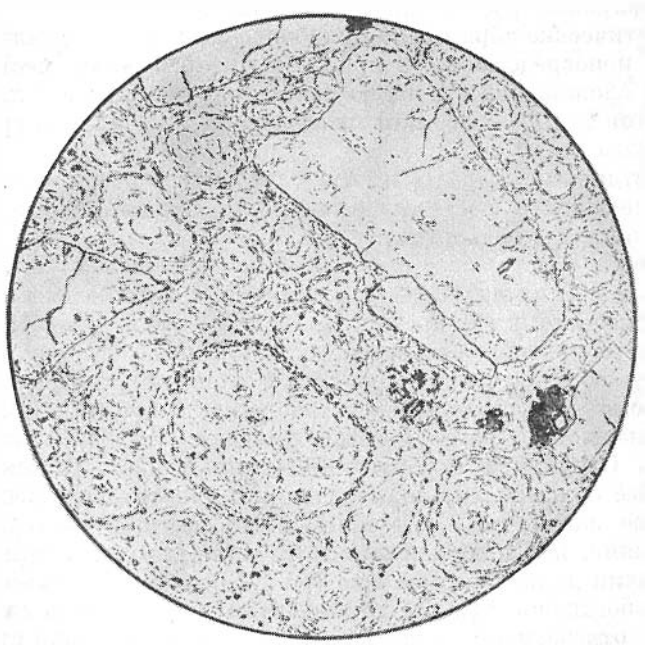


Рис. 12. Риолито-дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 3 у 4-й штольни. Без анализатора, $d = 5{,}0$ мм.

Порода сильно изменена, структура бластопорфировая, основная масса, переполненная бледно-зеленым хлоритом и кальцитом, псевдоперлитовая. Плагиоклаз замещен мелкозернистым кальцитом.

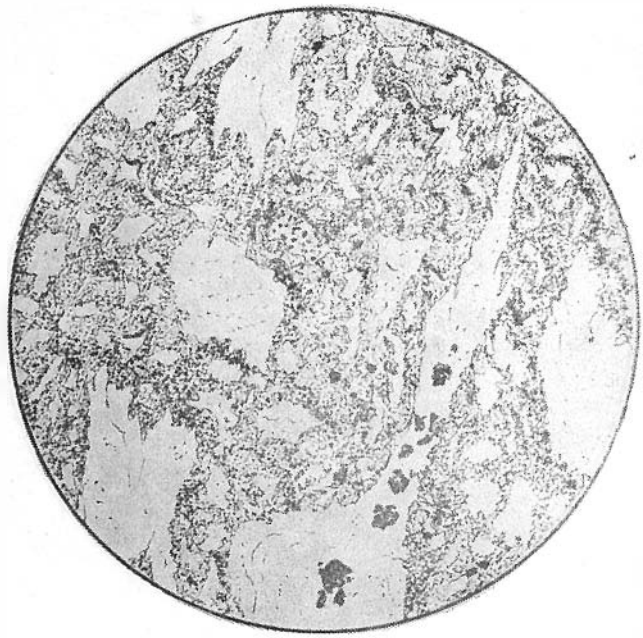


Рис. 13. Туфобрекчия дацитового состава, р. Терлигхая, 9-я штольня. Без анализатора, $d = 4{,}0$ мм.

Структура литокластическая. Обломки имеют фельзитовую структуру, сцементированы пепловым материалом. Порода переполнена серицитом.

тит) и обычно ассоциируют друг с другом или располагаются вблизи некоторых порфировых выделений плагиоклаза.

Пирокластические образования наиболее широко представлены в верхней подсвите непосредственно в пределах рудного поля месторождения, где образуют сложные по строению пачки, чередующиеся с лавовыми потоками (участок 6) или более или менее однородные пласты среди осадочных пород (участки 2 и 3).

Пирокластические породы имеют следующие разновидности: 1) туфобрекчии смешанного состава; 2) пепловые туфы кислых эффузивов; 3) туфопесчаники и туфоконгломераты.

Туфобрекчии обнаружены в Рогатом и Почтовом логах, подсечены штольнями 3, 8 и 9, на правом борту Терлигхаи и встречены в керне многих буровых скважин, в том числе 198, 199, 506—508, 611, 621 и др. Они сложены остроугольными обломками вулканогенных пород и обнаруживают иногда грубою слоистость, чередуясь с пластами частично перемытых пирокластических и вулканомиктовых пород. Различные текстурные особенности (атакситовые, эвтакситовые) придают туфобрекчиям большое разнообразие. Структура туфобрекчий — аповитрокластическая: раскристаллизованные обломки лав дацитового или андезитового состава имеют преобладающее значение. Мелкообломочный цемент, претерпевший заметное изменение, переполнен серицитом, кальцитом и хлоритом.

Туфобрекчии дацитового состава (рис. 13) сцементированы пепловым материалом, обогащены рудным компонентом. Все обломки имеют одинаковый состав, отвечающий дацитовой магме; первоначально стекловатые, они девитрифицированы и представлены кварц-полевошпатовым агрегатом, переполненным чешуйками серицита.

Пепловые туфы развиты среди туфобрекчий и туфопесчаников, в которых они образуют небольшой мощности пласты. Внешне — это светло-серые по окраске, тонкослоистые, сахаровидные по сложению образования,

хорошо выдержанные по простиранию. Во многих случаях представляют собой хорошие маркирующие горизонты, особенно при подземном картировании.

Пепловая структура (рис. 14) сложена осколками раскристаллизованного вулканического стекла, потенциально полевошпатового состава, представленного фельзитовым агрегатом. Пылевидный цемент, совершенно лишенный рудного вещества, заметно обогащен серицитом. Отчетливо наблюдается под микроскопом ритмичная микрослоистость.

Туфопесчаники и туфоконгломераты распространены довольно широко. Частично перемытые и переотложенные вулканогенные обломочные породы известны на всех участках месторождения (участки 2, 3, 6 и др.). По своему строению они довольно разнообразны. Преобладают слабоокатанные разновидности смешанного состава, слагающиеся из обломков различных эффузивных и осадочных пород, но главным образом из лав среднего состава, полимиктовых песчаников и кварца. Роль кварца может быть непостоянна и заметно увеличивается в породах, испытавших более длительную транспортировку и перемыв.

На 2 участке месторождения карьером вскрыты грубо- или скрытослоистые туфоконгломераты, именуемые на месторождении просто брекчиями, в крупных обломках которых изобилуют слабо окатанные куски андезитовых порфиритов (см. рис. 8), отличающихся по внутреннему строению (структура, текстура) от рудовмещающих андезитовых порфиритов месторождения (см. рис. 7). Эти туфоконгломераты переслаиваются с пластами красноцветных слоистых песчаников, темных туфов и туфобрекчий андезитового состава.

Калиевые риолитовые порфиры. Среднедевонские (эйфельские) эффузивы известны только за пределами рудного поля месторождения, в нижнем течении рек Терлигхая и Орто-Хем, а также по долине р. Баян-Кол. По внешнему виду они резко отличаются от нижнедевонских эффузивов. Здесь все породы окрашены в бурые, красные и розовые тона, обладают плотным порфировым сложением и нередко сложной флюидальной текстурой. Сложный текстурный рисунок, указывающий на следы течения лавовых потоков, показывает на большую вязкость извергавшихся кислых эффузивов в момент их затвердевания.

Калиевые риолитовые порфиры под микроскопом обнаруживают микропойкилитовую и сферолитовую структуры (рис.15), сложенные кварцем и щелочным полевым шпатом. В одних случаях мелкие призматические кристаллы калишпата образуют беспорядочные вростки в зерна кварца или обладают некоторым подобием закономерного прорастания (гранофир). Сферолитовые радиально лучистые образования калиевого полевого шпата образуют пятна и ленты, вытянутые согласно общей флюидальности пород. Все порфиры обогащены бурым пелитом — продуктом разложения калишпата и мелкими рудными зернами, равномерно распределенными по всей массе. Редкие порфировые выделения представлены плагиоклазом альбитом, иногда шахматным альбитом.

Среди эйфельских эффузивов некоторое развитие получили и лавы основного состава — базальтовые порфириты; они находятся в самых верхах разреза среднедевонских вулканогенных пород, завершая по существу всю вулканическую активность. В районе устья Терлигхаи имеются два мощных лавовых потока базальтовых порфиритов, разделенных маломощными отложениями красноцветных песчаников и туфопесчаников. Внешне — это темно-зеленые породы с крупными и многочисленными миндалинами, выполненными кальцитом и хлоритом. Обилие миндалин в некоторых случаях придает породам оспенный характер. Миндалины концентрируются у подножий лавовых потоков, встречаются и в центральных частях.

Основная масса типично интерсертальная (рис. 16), сложенная из беспорядочных лейст плагиоклаза, между которыми бывшее вулканиче-

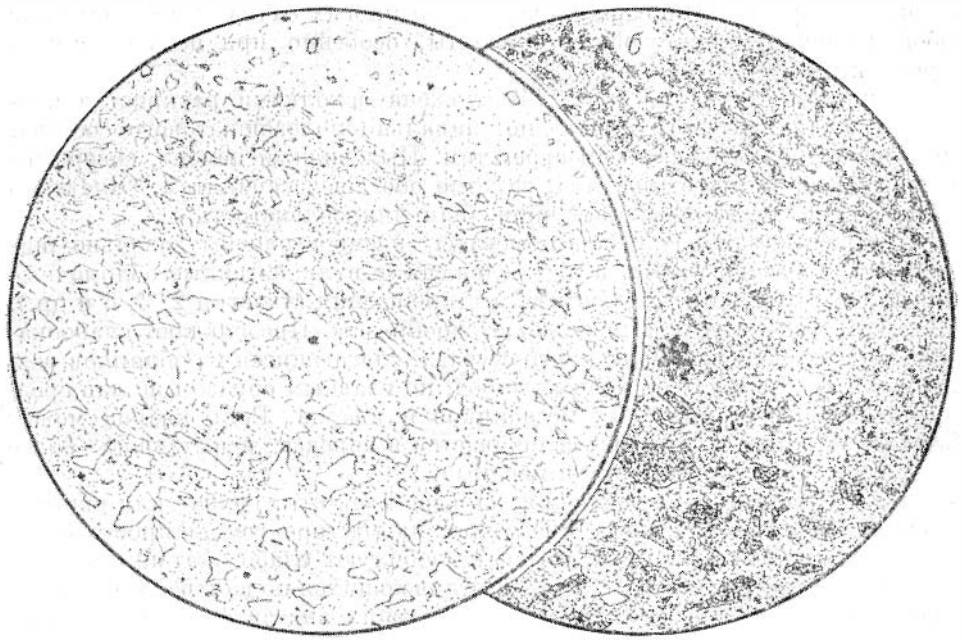


Рис. 14. Пепловый туф, р. Терлигхая, $d = 4{,}0$ мм.
а) штольня 3, штрек 15а. Без анализатора. Остроугольные осколки раскристаллизованы до микрофельзитовой структуры. Пылевидный цемент обогащен серицитом. *б*) штольня 9, николи +. Тонкая слоистость туфа обусловлена расположением пепловых частиц.

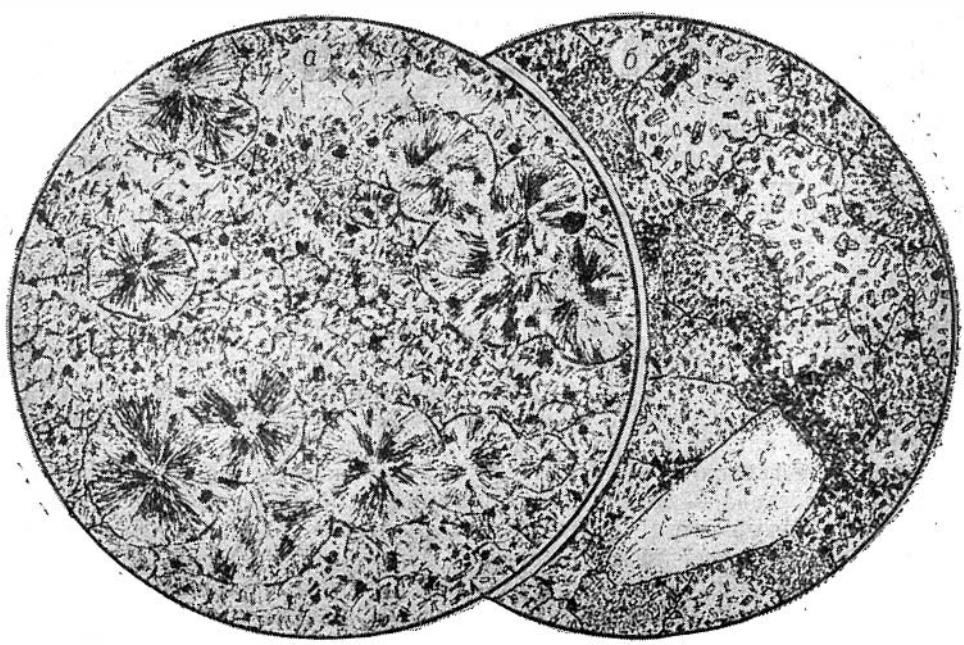


Рис. 15. Калиевый риолитовый порфир, р. Терлигхая, нижнее течение, николи +.
а) $d = 5{,}0$ мм. Структура микропойкилитовая, частично гранофировая и сферолитовая. Порода обогащена бурой пылью пелита. *б*) Структура порфировая, микропойкилитовая, мозаичноподобная. Расположение лейст полевого шпата (щелочного) в кварцевых зернах — беспорядочное и концентрически-радиальное. В выделениях — альбит, иногда шахматный альбит.

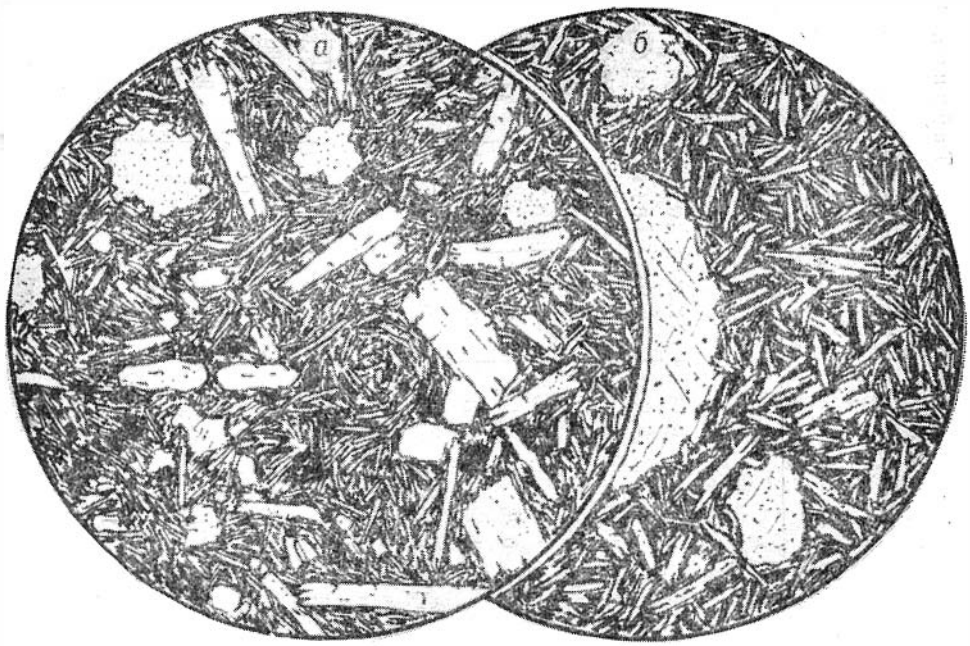


Рис. 16. Базальтовый порфирит, р. Терлигхая, устье. Без анализатора, $d = 5{,}0$ мм. *а*) Структура порфировая, текстура миндалекаменная, основная масса интерсертальная. *б*) Порода аналогичного состава. Тонкая сыпь рудного минерала распределена равномерно.

ское стекло раскристаллизовано и представлено густой сыпью магнетита, хлорита и кальцита. Центральные части потоков базальтовых порфиритов более разнообразны по строению и среди них наблюдаются микроофитовые, пойкилоофитовые и долеритовые структуры, состоящие из плагиоклаза и пироксена. Здесь распространены афировые или сериально-порфировые разности базальтовых порфиритов и такие породы выглядят более свежими. Распространен моноклинный пироксен — авгит, в котором $CaSiO_3$ — 44—46%, $FeSiO_3$— 16, $MgSiO_3$— 37—38%. Плагиоклаз среднего состава—андезин или лабрадор, частично поражен вторичными минералами.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вопросам петрохимии девонских вулканогенных образований района Терлигхайского месторождения уделяли внимание только некоторые исследователи. Первые немногочисленные сведения о химическом составе девонских эффузивов месторождения были приведены в работах А.Н.Павлова, относящихся к 1965г. Дополнительные данные о химсоставе лав появились позже, после исследований И. С. Туркина, Г. С. Симкина, Л. А. Михалевой и Б. Н. Лапина, позволяющие в настоящее время дать дифференцированную петрохимическую характеристику пород девонского вулканизма этого района. После проведенной выбраковки сейчас уже возможно оперировать более чем 50 полными силикатными анализами, характеризующими состав вулканогенных пород почти по всему разрезу девонской толщи (табл. 1).

Сопоставление химических составов эффузивов района Терлигхайского месторождения было выполнено по группам (пачкам) характерных пород, занимающих определенное стратиграфическое положение. Проведенный анализ позволил выявить различие в химизме лав начального и последующих этапов нижнедевонского и эйфельского вулканизма, показал

Таблица 1

Химические анализы девонских вулканогенных пород района Терлигхайского месторождения

Номер п. п.	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П. п. п.	P_2O_5	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
					1. Нижнедевонские эффузивы (ортохемская свита)										
					а) Нижняя подсвита										
1	Б-14/9	71,20	0,15	13,97	3,24	1,70	0,02	—	1,03	4,00	2,76	0,14	1,53	0,01	99,71
2	Б-14/8	68,82	0,12	13,64	2,47	4,72	0,06	0,55	1,03	3,15	2,90	0,12	2,10	0,01	99,57
3	Б-14/4	62,72	0,85	13,49	2,16	4,64	0,04	0,92	4,12	2,40	1,70	0,18	5,79	0,25	99,26
4	Б-8/2	61,40	1,10	15,06	6,94	1,33	0,09	1,29	2,32	5,80	0,42	0,40	3,51	0,22	99,88
5	Б-14/10	62,36	0,95	13,82	5,79	4,35	0,09	1,11	1,23	3,80	1,38	0,26	4,04	0,36	99,54
6	Б-8/1	56,00	1,10	15,27	6,58	1,33	0,12	1,20	5,40	6,80	0,26	0,40	5,41	0,27	100,14
7	Б-14/6	51,80	1,43	15,93	6,12	3,70	0,17	5,74	7,22	2,70	1,42	0,31	3,24	0,10	99,88
8	Б-14/1	50,02	1,20	16,51	5,48	4,12	0,16	6,35	8,30	2,48	1,51	0,30	4,47	—	99,90
					Верхняя подсвита										
					Дацитовые порфиры										
9	Б-8/9	66,30	0,65	16,64	4,03	0,66	0,09	—	1,29	6,50	1,65	0,18	1,23	0,21	100,03
10	Л-999б	64,30	0,66	17,35	4,50	1,55	0,06	—	1,70	6,90	1,50	0,40	1,60	0,14	100,66
11	Б-6/4	65,70	0,60	15,59	5,52	1,62	0,07	—	1,29	5,00	1,65	0,52	1,76	0,18	99,50
12	Б-2/6	66,16	0,60	15,29	6,34	0,88	0,04	0,37	0,77	4,80	2,25	0,30	1,92	0,22	99,94
13	Б-8/10	65,10	0,62	15,57	6,67	1,25	0,01	—	1,29	6,90	6,96	0,26	0,90	0,18	99,71
14	7614	64,92	0,81	15,35	5,29	2,85	—	—	3,41	4,57	1,79	—	2,12	—	101,21
15	675	59,85	0,69	15,78	2,06	3,96	0,11	0,53	3,71	5,45	1,14	—	6,44	0,17	99,81
16	Б-1/8	62,56	0,58	15,17	4,86	2,24	0,13	—	3,48	5,40	1,55	0,30	2,69	0,24	99,17
17	П-14	65,83	0,40	14,32	4,57	3,09	—	—	3,13	4,36	1,83	—	3,25	—	100,78

18	Б-1/5	58,38	0,72	17,89	5,36	3,09	0,13	—	2,06	7,20	1,23	0,46	3,27	0,41	100,70
	Б-676	61,60	0,67	14,91	2,85	1,94	0,07	0,21	4,68	5,59	1,62	—	5,58	0,17	99,89
20	Б-6/10	61,52	0,60	15,26	3,73	1,92	0,13	—	4,60	5,70	1,50	0,46	4,43	0,18	100,03
21	Б-6/6	58,54	0,58	15,39	3,41	1,55	0,15	—	6,43	4,60	2,36	0,40	6,31	0,21	99,93
	Андезитовые порфириты														
22	165	56,35	0,56	16,26	3,56	4,38	0,14	0,41	5,03	6,00	0,96	—	6,54	0,19	100,38
23	7864	64,88	0,83	12,90	6,66	4,02	—	0,06	2,72	4,60	1,89	—	2,33	—	100,89
24	Б-9/1	58,62	1,25	15,17	6,07	3,76	0,12	1,28	3,86	4,90	0,58	0,54	3,06	0,62	100,10
25	676б	51,79	0,65	16,99	3,11	3,96	0,10	0,21	7,32	4,85	2,04	—	8,86	0,19	100,07
26	128	49,41	16,72	15,96	3,78	5,03	0,14	1,07	8,05	2,56	1,14	—	10,27	0,25	99,38
27	129	51,58	1,81	17,26	6,78	2,33	0,11	2,32	7,45	4,00	0,22	0,21	5,33	0,27	99,67
28	Б-6/3	53,74	1,48	14,82	4,09	7,52	0,12	2,77	3,58	4,30	0,75	0,32	5,26	0,79	99,81
	Андезитовые порфириты 2-го участка														
29	268	69,91	0,29	13,67	2,17	1,51	0,12	0,21	2,41	3,43	2,22	0,23	3,55	0,05	99,77
30	Л-952	67,70	0,27	15,00	3,98	1,08	—	—	2,43	4,70	1,90	0,80	2,80	0,90	100,75
31	19	64,81	0,52	16,41	3,69	1,88	0,05	0,30	1,41	5,72	1,56	0,10	2,76	0,12	99,38
32	649	66,70	0,57	15,67	0,94	3,86	0,06	0,63	1,53	2,02	2,16	—	5,66	0,17	99,95
33	Б-4/3	66,50	0,50	14,75	3,80	2,51	0,07	—	2,06	4,80	1,65	0,40	2,98	0,10	99,94
34	Б-11/10	66,51	0,38	14,44	5,20	1,25	0,04	—	2,57	4,00	1,90	0,18	3,02	0,14	99,63
35	601	66,23	0,44	15,95	5,18	1,26	0,02	0,35	0,42	2,08	2,71	—	4,97	0,13	99,74
36	91	66,07	0,45	14,26	1,34	3,91	0,14	0,63	3,14	3,36	1,26	—	4,60	0,15	99,31
37	1078	69,03	0,40	14,16	4,13	1,90	0,08	0,73	0,65	4,17	1,74	0,15	2,57	0,11	99,82
38	Б-4/1	65,70	0,50	15,00	5,43	1,70	0,07	—	2,31	4,90	1,65	0,38	2,53	0,27	100,44
39	4121	64,18	0,52	13,99	4,54	2,48	—	0,82	3,88	4,27	1,36	—	4,20	—	100,24
40	1349б	62,68	0,90	16,27	4,24	2,83	—	1,80	4,67	4,61	0,37	—	1,96	—	100,33
41	4012	60,08	0,95	15,77	4,01	3,93	—	1,45	4,22	5,75	0,68	—	3,12	—	99,96

Окончание табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
42	7853	56,08	1,33	16,54	4,68	4,07	—	0,87	7,51	3,84	0,72	—	5,29	—	100,93
43	7870	61,13	1,25	13,43	8,52	3,84	—	0,27	3,44	6,15	0,18	—	2,91	—	101,12
44	7098	59,03	0,56	14,95	6,61	5,53	—	3,95	3,38	2,86	0,76	—	3,50	—	100,13
						Риолито-дацитовые порфиры									
45	Б-5/6	69,64	0,27	13,64	2,79	2,43	0,07	—	2,19	3,15	2,70	0,22	2,57	0,08	99,75
46	Б-5/5	67,88	0,27	13,00	1,28	2,60	0,12	0,88	3,60	3,25	1,30	0,46	4,89	0,10	99,58
47	Б-5/3	66,70	0,27	12,78	1,08	2,06	0,13	0,65	5,66	2,30	1,67	0,40	5,83	0,36	99,89
48	7008б	71,83	0,16	12,56	4,39	2,29	—	0,62	2,02	4,34	1,16	—	0,76	—	100,13
						Вулканогенно-обломочные и измененные породы									
49	Б-13/5	74,20	—	13,81	2,02	0,81	0,03	—	1,03	0,17	3,15	0,08	4,11	0,19	99,61
50	Б-10/2	55,94	1,60	14,40	8,95	1,84	0,13	0,18	5,40	3,60	1,40	0,32	5,92	0,23	99,91
51	Б-10/6	50,78	2,50	20,42	6,05	3,46	0,10	2,77	1,80	4,60	1,50	0,44	5,16	0,31	99,89
52	Б-13/10	55,20	0,58	22,85	5,84	1,33	0,02	—	2,57	0,07	2,62	0,04	7,99	0,24	99,35
53	1030	67,92	0,71	15,91	6,77	0,50	0,08	0,21	0,58	2,09	1,62	—	3,67	0,02	100,08
54	Б-4/12	66,56	0,20	16,27	3,65	1,33	0,06	—	1,03	8,30	0,64	0,22	1,41	0,35	100,03
						2. Среднедевонские эффузивы (эйфель) (саглинская свита)									
						Калиевые риолитовые порфиры и базальтовые порфириты									
55	Б-3/5	74,72	0,15	12,20	2,76	0,81	0,01	—	0,51	3,55	4,30	0,24	0,63	0,04	99,92
56	Б- 3/3	73,96	0,22	12,38	2,57	0,66	0,01	—	1,28	3,20	5,10	0,16	0,73	—	100,27
57	Б-3/12	73,38	0,17	12,20	2,38	2,14	0,02	0,37	0,77	3,40	4,20	0,32	0,84	—	100,19
58	Б-3/9	45,54	1,12	13,45	7,92	1,70	0,12	2,40	12,86	5,20	0,11	0,20	8,35	0,31	99,58

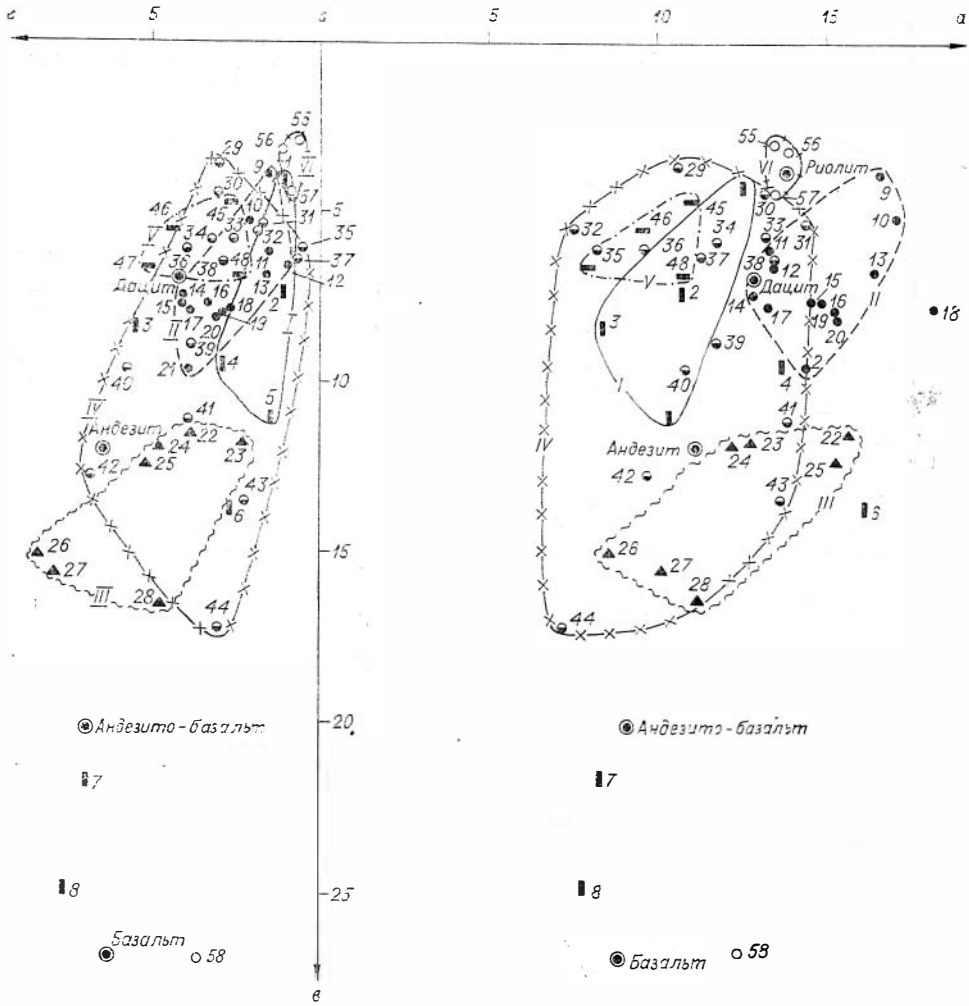


Рис. 17. Диаграмма химических составов девонских вулканогенных пород Терлигхайского рудного поля (по А. Н. Заварицкому).

I — эффузивы нижней подсвиты. Верхняя подсвита: II — дацитовые порфиры, III — андезитовые порфириты, IV — андезитовые порфириты участка 2, V — риолито-дацитовые порфиры участка 3, VI — калиевые риолитовые порфиры и базальтовые порфириты эйфельского возраста.

распространение нормально-щелочно-земельных и субщелочных серий натрового и калиевого уклона извергавшихся эффузивов.

Процентные содержания окислов породообразующих элементов были пересчитаны на числовые характеристики методом А. Н. Заварицкого (табл. 2), по которым составлена диаграмма, наглядно показывающая специфику петрохимии лав отдельных этапов вулканизма. При этом для лав, обогащенных глиноземом, учитывались дополнительные числовые характеристики — b' по Д. С. Штейнбергу, отражающие истинное количество железисто-магнезиальных минералов в измененных палеозойских эффузивах, богатых обычно серицитом и минералами каолинитовой группы.

Нижнедевонские эффузивы довольно разнообразны по своему составу, однако все обнаруживают четкую натровую специализацию. В нижней подсвите ортохемской свиты распространены две группы пород— основная и средняя. По расположению фигуративных точек на щелочной плоскости диаграммы (рис. 17) видно, что эти разные по составу группы обладают некоторыми особенностями, указывающими на общую принадлежность

Таблица 2

Числовые характеристики девонских вулканогенных пород, по А. Н. Заварицкому

Номер п. п.	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*S*	b^1*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*t*	φ	*a*/*c*	*Q*
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
						1. Нижнедевонские эффузивы									
						а) Нижняя подсвита									
1	Б-14/9	12,6	1,2	7,3	78,9	4,2	58,2	0	—	41,8	69	0,1	36,3	10,5	+37,2
2	Б-14/8	10,8	1,0	12,0	76,0	7,4	53,0	7,1	—	39,3	63	0,1	17,5	10,8	+34,2
3	Б-14/4	8,4	5,4	8,7	77,5	8,4	78,0	18,6	—	3,4	72	1,0	23,7	1,5	+33,1
4	Б-8/2	13,7	2,8	10,8	72,7	9,5	67,2	20,6	—	11,6	96	1,3	55,5	4,9	+16,5
5	Б-14/10	10,4	1,4	16,3	71,9	11,0	56,3	11,4	—	32,1	80	1,1	30,4	7,5	+26,9
6	Б-8/1	16,2	2,6	13,6	67,6	13,6	52,7	15,8	31,1	—	97	1,5	43,2	6,2	+0,2
7	Б-14/6	8,4	6,9	21,6	63,1	21,6	42,1	47,0	10,0	—	75	2,0	25,0	1,2	+2,5
8	Б-14/1	7,9	7,5	24,8	59,8	24,8	35,7	52,0	11,9	—	71	1,8	18,4	1,1	—3,7
						б) Верхняя подсвита									
						Дацитовые порфиры									
9	Б-8/9	16,6	1,5	6,3	75,6	4,0	62,8	0	—	36,1	85	0,8	53,3	11,1	+18,8
10	Л-999б	17,1	2,0	7,4	73,5	5,3	71,5	0	—	28,5	88	0,7	51,4	8,5	+12,9
11	Б-6/4	13,4	1,5	10,4	74,7	6,2	58,7	0	—	40,5	82	0,7	44,5	9,0	+25,3
12	Б-8/6	13,5	0,9	11,3	74,3	6,6	53,5	47	—	41,6	76	0,7	46,5	15,0	+25,4
13	Б-8/10	16,5	1,5	8,0	74,0	6,9	86,4	0	—	13,6	91	0,7	71,2	11,0	+14,6
14	7614	12,9	4,0	7,5	75,6	7,5	97,3	0	2,6	—	80	0,9	60,5	3,2	+31,4
15	675	14,6	4,0	7,7	73,7	7,7	77,2	11,4	10,5	—	88	0,9	24,7	3,6	+14,2
16	Б-1/8	14,7	3,2	7,7	74,4	7,7	83,4	0	15,6	—	83	0,6	55,0	4,6	+16,0
17	П-14	13,3	3,8	7,9	75,0	7,9	96,3	0	3,7	—	79	0,5	55,2	3,5	+19,6
18	Б-1/5	18,3	2,6	9,2	69,9	7,9	85,4	0	2	13,8	90	0,9	52,3	7,0	+1,9
19	676	15,3	2,8	8,0	73,9	8,0	55,3	4,5	39,2	—	84	0,9	32,1	5,5	+14,4
20	Б-6/10	15,4	3,0	8,1	73,5	8,1	63,6	0	35,5	—	85	0,8	40,7	5,1	+13,2
21	Б-6/6	14,5	3,8	9,6	72,1	9,6	51,2	0	47,3	—	75	0 7	32,1	3,8	+11,4

Андезитовые порфириты

22	165	15,7	3,8	11,5	69,0	11,5	68,3	6,5	24,2	—	90	0,7	29,3	4,1	+2,8
23	7864	12,8	2,2	11,8	73,2	11,8	88,7	1,2	10,1	—	79	0,9	53,2	5,8	+18,6
24	Б-9/1	12,2	4,6	11,9	71,3	11,9	77,5	18,8	3,0	—	93	1,6	46,0	2,7	+13,6
25	676б	15,3	5,1	12,4	67,2	12,4	57,5	3,1	38,9	—	78	1,0	23,5	3,0	—1,3
26	128	8,8	8,4	15,0	68,0	15,0	63,8	14,0	21,1	—	78	2,5	25,9	1,0	+10,4
27	129	10,1	7,8	15,6	66,5	15,6	574	27,2	14,5	—	97	2,6	41,7	1,3	+5,1
28	Б-6/3	11,3	4,6	17,2	66,9	16,5	66,5	28,9	—	4,2	90	2,1	22,1	2,5	+63

Андезитовые порфириты 2-го участка

29	268	10,7	3,0	5,5	80,8	3,7	60,5	6,1	—	32,2	70	0,3	34,5	3,5	+37,2
30	JI-952	13,2	3,0	5,6	78,2	4,5	80,4	0	—	19,7	80	0,3	61,7	4,4	+28,7
31	19	14,4	1,7	9,3	74,6	5,4	52,9	5,2	—	41,2	85	0,5	33,7	8,5	+22,6
32	649	7,5	1,8	15,2	75,5	5,5	28,9	6,7	—	64,0	58	0,6	5,3	4,2	+43,9
33	Б-4/3	13,7	2,5	7,6	76,8	5,8	75,4	0	—	23,6	81	0,5	43,6	5,2	+26,7
34	Б-11/10	11,8	3,2	7,3	77,7	5,9	80,7	0	—	19,3	77	0,4	63,5	3,6	+30,0
35	601	8,2	0,5	17,8	73,5	6,1	31,2	3,3	—	62,5	53	0,4	24,5	16,4	+41,8
36	91	9,6	3,9	8,5	78,0	6,1	57,7	12,4	—	28,1	79	0,4	13,2	2,5	+35,3
37	1078	11,3	0,6	12,0	76,1	6,3	42,8	9,3	—	47,3	79	0,4	28,6	18,8	+34,7
38	Б-4/1	13,4	2,8	7,7	76,1	6,5	82,8	0	—	16,2	81	0,5	61,3	5,8	+23,8
39	4121	11,8	3,7	8,9	75,6	8,9	71,4	15,9	12,7	—	82	0,5	44,5	3,2	+23,9
40	1349б	10,9	5,7	9,6	73,8	9,6	66,3	32,8	0,9	—	95	1,0	37,8	1,9	+20,1
41	4012	14,0	3,8	11,2	71,0	11,2	65,0	22,5	12,5	—	93	1,2	31,3	3,7	+10,2
42	7853	9,8	6,7	12,7	70,8	12,7	65,4	11,9	22,7	—	90	1,6	32,0	1,5	+15,3
43	7870	13,8	2,1	13,5	70,6	13,5	80,7	3,6	15,7	—	98	1,5	5,4	6,5	+11,5
44	7098	7,2	2,8	24,0	66,0	17,2	44,4	27,3	—	28,4	85	0,7	22,8	2,5	+20,6

Риолито-дацитовые порфиры

45	Б-5/6	11,0	2,7	6,6	79,6	4,7	69,8	0	—	29,2	64	0,3	35,5	4,1	+36,6
46	Б-5/5	9,6	4,2	5,5	80,7	5,5	67,5	26,9	5,2	—	79	0,3	20,8	2,3	+38,0
47	**Б-5/3**	**8,0**	5,0	6,6	80,4	6,6	47,4	17,6	34,2	—	67	0,3	15,4	1,6	**+39,8**

Окончание табл. 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
48	7008б	10,8	2,3	7,6	79,3	6,8	76,6	13,0	—	10,4	84	0,1	48,7	4,7	+34,7
Вулканогенно-обломочные и измененные породы															
49	Б-13/5	4,7	1,2	12,9	81,2	2,3	17,8	0	—	82,2	5	0	12,2	3,9	+52,4
50	Б-10/12	11,0	5,0	12,8	72,2	12,8	80,2	2,3	17,0	—	80	2,1	65,5	2,2	+15,4
51	Б-10/6	12,5	2,2	24,3	61,0	13,5	35,5	19,5	—	44,7	82	3,5	21,8	5,7	+5,6
52	Б-13/10	4,1	3,2	27,5	65,2	6,4	23,1	0	—	76,9	3	0,8	18,5	1,3	+40,1
53	1030	6,6	0,6	18,8	74,0	6,5	32,2	1,7	—	65,7	67	0,8	29,7	11,0	+46,5
54	Б-4/12	19,0	1,2	4,6	75,2	4,3	92,7	0	—	5,8	96	0,2	66,7	15,8	+11,5
Среднедевонские эффузивы (эйвель)															
Калиевые риолитовые порфиры и базальтовые порфириты															
55	Б-3/5	13,5	0,6	4,0	81,9	3,0	73,8	0	—	26,2	55	0,1	55,8	22,5	+37,2
56	Б-3/3	14,0	1,0	3,2	81,8	3,2	85,4	0	14,6	—	49	0,2	66,7	14,0	+34,6
57	Б-3/12	13,2	0,9	5,3	80,6	4,5	75,0	10,0	—	15,0	55	0,1	37,5	14,7	+34,7
58	Б-3/9	12,5	3,5	26,9	57,1	26,9	33,5	17,3	50,0	—	99	1,8	26,9	3,6	—14,3

* σ^1—числовая характеристика по Д. С. Штейнбергу.

Примечание. Здесь и в табл. 1 : 1 — риолито-дацитовый порфир (многопорфировый), р. Орто-Хем (4); 2 и 3 — дацитовый порфир, р. Орто-Хем (4);4 —андезито-дацитовый порфир, р. Терлигхая, Алетуевский лог (4); 5 — лавобрекчия андезитового состава, р. Орто-Хем, некк, жерловая фация (4); 6 — андезитовый порфирит, р. Терлигхая, Алетуевский лог (4); 7 — андезито-базальтовый порфирит миндалекаменный, р. Орто-Хем (4); 8— базальтовый порфирит миндалекаменный, р. Орто-Хем (4); 9 — дацитовый порфир, р. Терлигхая, Алетуевский лог (4); 10—дацитовый порфир, р. Терлигхая, лог Рогатый, участок 6 (3); 11 —дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 4 (4); 12 — дацитовый порфир, р. Терлигхая, водораздел между участками 2 и 6 (4); 13 — дацитовый порфир, р. Терлигхая, Алетуевский лог (4); 14 — дацитовый порфир, р. Терлигхая (1); 15 — дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 6 (2); 16 — дацитовый порфир, р. Терлигхая, лог Рогатый (4); 17— дацитовый порфир, р. Терлигхая (1); 18 — дацитовый порфир субщелочной, натровый, р. Терлигхая, лог Рогатый (4); 19 — дацитовый порфир (афировый), р. Терлигхая, участок 6 (2); 20 и 21 — дацитовый порфир флюидальный, р. Терлигхая, между участками 2 и 6 (4); 22 — андезитовый порфирит субщелочной натровый, р. Терлигхая, участок 6 у Магистрального разлома (2); 23 — андезитовый порфирит, р. Терлигхая (1); 24 — андезитовый порфирит, р. Терлигхая, лог Почтовый (4); 25 — андезитовый порфирит, р. Терлигхая, участок 6 (2); 26 — андезитовый порфирит, частично измененный, р. Терлигхая, участок 6(2); 27 — андезитовый (плагиоклазовый) порфирит р. Терлигхая, участок 6 (2); 28 — андезитовый порфирит, р. Терлигхая, лог Почтовый, у Магистрального разлома (4); 29— плагиопорфирит (андезитовый) частично измененный, р. Терлигхая, участок 2 (2); 30 — порфирит андезитовый, р. Терлигхая, участок 2, карьер (3); 31 — порфир (андезитовый) измененный, р. Терлигхая, участок 2(2); 32—порфирит (андезитовый) измененный, р. Терлигхая, участок 2 (2); 33 — андезитовый порфирит, измененный, р. Терлигхая, участок 2, карьер (4); 34 — андезитовый порфирит (рядовой), измененный, р. Терлигхая, участок 2, карьер (4); 35 — порфирит (андезитовый) измененный, р. Терлигхая, участок 2, штольня 2, рассечка 2 (2); 36— порфирит (андезитовый) измененный, р. Терлигхая, участок 2 (2); 37—порфирит (андезитовый) измененный, р. Терлигхая, участок 2, скв. 225, глубина 213 м (2); 38— андезитовый порфирит, измененный, р. Терлигхая, участок 2, карьер (4); 39 — порфирит измененный, р. Терлигхая, участок 2 (1); 40 — андезитовый порфирит, слабо измененный, р. Терлигхая, участок 2 (1); 41 —порфирит андезитовый, р. Терлигхая, участок 2 (1); 42— порфирит андезитовый, р. Терлигхая, участок 2 (1); 43 — порфирит андезитовый, р. Терлигхая, участок 2 (1); 44 — андезито-базальтовый порфирит, р. Терлигхая (1); 45 — плагиоклазовый риолитовый порфир, р. Терлигхая, участок 9 (4); 46 — риолито-дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 3, выемка на дороге к штольне 5 (4); 47—риолито-дацитовый порфир, р. Терлигхая, участок 3, выемка на дороге к штольне 6 (4); 48 — порфир кварцевый (дацитовый), слабо измененный: р. Терлигхая, участок 3 (1); 50 — туф андезит-базальтового состава среди красноцветных песчаников (измененный), р. Терлигхая, участок 2, карьер (4); 51 — туфобрекчия андезито-базальтового состава, там же (4); 52 — дацитовый порфир, измененный, р. Терлигхая, андезитовый порфирит, измененный (галька среди туфоконгломератов, гравелитов и песчаников), р. Терлигхая, участок 2, карьер (4); 55 — риолитовый порфир калиевый, р. Терлигхая, ниже завода (4); 56 — риолитовый порфир калиевый, р. Терлигхая, ниже завода (4); 57 — риолитовый порфир калиевый, устье, у моста (4); 58 — базальтовый порфирит, субщелочной миндалекаменный, р. Терлигхая, устье у моста (4).

Цифры в скобках: (1) — анализы заимствованы из работ А. Н. Павлова; (2) — анализы заимствованы из приложения к отчету И. С. Туркина, 1969; (3) — анализы пород из коллекции Л. А. Михалевой, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, 1973 г.; (4)—сборы Б. Н. Лапина по полевым работам 1974 г.; химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, анализы 1975 г.; аналитик П. А. Сердюкова.

различных дифференцированных разностей эффузивов к одной и той же магме. Обе группы пород относятся к нормальному ряду щелочноземельных эффузивов, содержащих заниженное количество щелочных металлов (главным образом калия). Породы андезито-дацитового состава резко обогащены глиноземом, а основные — андезито-базальты — содержат почти норму. Соотношение щелочей, выраженное числовой характеристикой n, показывает, что натрий в среднем превышает калий на 80%. Индекс щелочности непостоянен и возрастает почти в 10 раз у более кислых пород.

Содержание магния не превышает нормы и выражается в 15—20% для средних и около 50% для основных пород в пересчете к общей железомагнезиальной группе элементов в породообразующих минералах. В пределах нормы отмечается и содержание полевошпатовой извести. Относительное число атомов закисного и окисного железа f' возрастает от основных пород к более кислым, несколько уменьшаясь при этом в абсолютном значении. Числовые характеристики t очень низкие и даже для основных пород не превышают 2. Таким образом, в начальный период вулканическая деятельность характеризовалась извержениями дифференцированных андезито-базальтовых лав натровой специализации, несколько обедненных щелочными металлами.

Верхняя подсвита характеризуется более сложным строением, и здесь известны дацитовые, андезитовые и риолито-дацитовые лавы и пирокластические отложения главным образом смешанного состава. Дацитовые порфиры, залегающие на внутриформационных конгломератах, слагают самые низы верхней подсвиты. На щелочной плоскости диаграммы А.Н. Заварицкого они дают сближенный рой фигуративных точек, большинство которых расположено по правую сторону средней линии дифференциации нормального щелочноземельного ряда по Дэли, показывая на некоторый избыток щелочей в породах. Этот избыток в основном приходится на натрий, превышающий калий более чем на 80%. Крайние члены дацитовых порфиров имеют заметно увеличенную числовую характеристику щелочных металлов a, равную 16,5—17,1 и даже 18,3. В связи с этим наблюдается и высокий индекс щелочности a/c, колеблющийся от 3,2 до 15,0 (в среднем 7,0). Наиболее отличительная черта петрохимии дацитовых порфиров района — почти полное отсутствие магния: 10 проб из 13 показали нулевые значения и три — минимальные. Остальные параметры — кремнекислота, титан, железо — находятся в пределах нормы.

Андезитовые порфириты слагают вышележащую вулканогенную пачку нижнедевонских пород. Они повторяют все особенности петрохимии дацитовых порфиров и обладают лишь повышенным значением относительного числа атомов тяжелых металлов f' — железа и магния. Породы имеют повышенную щелочность, которая для крайних членов андезитового ряда отклоняется на три-четыре единицы от нормы; они содержат избыток кремнекислоты и ее значения, всегда положительные, составляют Q от $+$ 2,8 до $+$ 18,6. Содержание титана в андезитовых порфиритах следует считать нормальным. Параметры значений t, выраженные в процентах, колеблются от 0,7 до 2,6, составляя в среднем 1,6. Полевошпатовая известь близка к нормальному ряду и даже несколько занижена. Большинство фигуративных точек на известковой плоскости диаграммы занимают правое положение от щелочноземельного ряда, у которых значения c составляют всего 2,2; 3,8; 4,6 и 5,1. Таким образом, андезитовые порфириты обнаруживают натровый субщелочной характер с пониженным содержанием полевошпатовой извести.

Андезитовые порфириты участка 2 (карьер, штольни, скважины), в которых сосредоточены основные запасы ртутных руд месторождения, рассмотрены отдельно. По этим породам проведено 16 полных силикатных анализов, составляющих более 30% всего их числа. Рой фигуративных точек на обеих плоскостях диаграммы А.Н. Заварицкого показывает боль-

шой разброс и объединяет поля развития риолитов, дацитов, андезитов и даже андезито-базальтов с неустойчивым содержанием щелочных металлов (обедненных или обогащенных щелочами). Такое большое различие химического состава сравнительно однородных по петрографическим признакам вулканогенных пород, о чем писалось выше, объясняется вторичными гидротермальными изменениями, прошедшими при формировании месторождения. Большинство приводимых здесь анализов по андезитовым порфиритам участка 2 (см. табл. 1 и 2) может быть использовано при пересчете привноса-выноса отдельных элементов и оценке метасоматических изменений боковых пород Терлигхайского ртутного месторождения.

Исключение могут составить только пробы 40, 41, 42, 43 (все анализы А. Н. Павлова), характеризующие андезитовые порфириты, слабо затронутые процессами гидротермальных изменений. Эти породы по своим параметрам значений числовых характеристик близки к андезитовым порфиритам района, у которых наблюдается некоторый избыток кремнекислоты, частично щелочей и железа, а глинозем, полевошпатовая известь, магний и титан приближаются к норме щелочноземельного ряда.

Риолито-дацитовые порфиры, завершающие этап вулканической деятельности в нижнем девоне, образуют компактную вулканогенную пачку по правому борту Почтового лога (участок 3) и встречаются в долине Карасуг у Магистрального разлома, где участвуют в сложении отдельных блоков, выкроенных при тектонических движениях. Они охарактеризованы пока небольшим количеством анализов, значения которых имеют очень близкие показатели. Фигуративные точки составов пород занимают на диаграмме поле риолито-дацитовых порфиров с некоторым дефицитом щелочей и со средним индексом щелочности a/c, равным 3,2. Соотношение щелочей здесь ниже, чем в других эффузивных образованиях свиты, это отношение выражено в 71%, что указывает на возросшую роль калия. Содержание магнезии и титана в породах умеренное, полевошпатовая известь и кремнекислота не превышают нормы.

Среднедевонские эффузивы кислого и основного состава, распространенные за пределами рудного поля месторождения, охарактеризованы пока только 4 анализами. По своим петрохимическим свойствам они заметно отличаются от эффузивов нижнедевонского возраста. Числовые характеристики кислых пород кучно группируются возле риолитов по Дэли, у которых щелочные металлы имеют либо одинаковые соотношения, либо калий несколько преобладает над натрием. Это подтверждается широким развитием щелочного полевого шпата (ортоклаз), играющим среди породообразующих минералов основной массы эффузивов ведущую роль. Заметно завышено содержание суммы окислов щелочных металлов, достигающей в отдельных пробах до 8,3%. Индекс щелочности высок, и для отдельных пород $a/c = 22{,}5$. Все анализированные образцы пород отличаются низким или нулевым содержанием магния, низким содержанием титана, железа и кальция. Замечается только пересыщение глиноземом и кремнекислотой, значения Q положительны и достигают почти 40%, в весовых количествах окись кремния превышает 74%.

Породы основного состава эйфельского возраста представлены базальтоидами. По одному анализу можно предварительно судить, что они имеют субщелочной характер, обусловленный содержанием главным образом кальций-натровых минералов (плагиоклазов). Фигуративная точка этого анализа на щелочной плоскости диаграммы отклонена от среднеарифметического поля базальтов по Дэли на 3,5 единицы вправо и имеет значение $a = 12{,}5$. Все остальные окислы не превышают нормативных показателей.

Оценивая петрохимические особенности нижнедевонских вулканогенных образований, можно заметить, что несмотря на имеющие место различия отдельных групп, все они относятся к нормальному щелочноземельному типу. Преобладающим распространением здесь пользуются ан-

дезитовые порфириты и дацитовые порфиры повышенной щелочности натрового уклона.

Начальные и конечные вспышки вулканизма характеризуются извержением средне-основных и кислых лав, у которых наблюдается недостаток щелочей и магния. Для всех групп пород наиболее типично пониженное содержание полевошпатовой извести. Подавляющее большинство характеристик относительного числа атомов кальция в породах имеет заниженные значения и располагается на известковой плоскости диаграммы правее линии дифференциации средних щелочноземельных эффузивов.

Проведенный анализ петрохимических особенностей нижнедевонских эффузивов показывает принадлежность всех их к одной магме андезито-дацитового (гранодиоритового) состава, крайние дифференцированные разности которой имели незначительное распространение и проявились только в начальный и конечный этапы вулканизма.

Вулканогенные породы эйфельского возраста — производные иной кислой магмы, обогащенной калием и кремнеземом. В ней почти отсутствовали процессы дифференциации и поэтому кислые калиевые эффузивы на всей территории Кызылхашской грабенсинклинали характеризуются удивительным постоянством состава. Спорадические извержения базальтовых лав натровой специализации были приурочены к последнему периоду эйфельского вулканизма и их магматическая принадлежность осталась пока невыясненной.

ВЫВОДЫ

Проведенные работы по структурному картированию рудного поля Терлигхайского месторождения и изучению особенностей нижнедевонского вулканизма, а также выяснения связи вулканизма и ртутного оруденения позволяют нам сделать следующие обоснованные выводы.

Весь комплекс нижнедевонских вулканогенных пород по особенностям строения и состава заслуживает объединения в ортохемскую свиту, которая на северо-западе Кызылхашской грабенсинклинали подстилает более молодые вулканогенные (эйфельские) образования и терригенные отложения. Приведенный фактический материал показывает, что ортохемская свита в районах развития ртутного оруденения (Орто-Хем, Терлигхая, Карасуг, Ак-Бельдыр) сложена пестрыми по составу эффузивами и пирокластическими отложениями, укладывающимися в широкий диапазон от базальтов до риолито-дацитов включительно с явным преобладанием пород андезитового и дацитового составов.

Нижнедевонская вулканическая деятельность четко разделяется здесь на два активных периода. В начальный и, по-видимому, непродолжительный и спокойный период вулканизма, изливались главным образом андезито-базальтовые и андезитовые лавы с редкими вспышками извержений лав более кислого состава, формировались полигенные вулканические аппараты центрального типа, сопровождавшиеся образованием сателлитов (паразитических вулканов) — вулканических конусов одноактного действия. Мощные эксплозивные извержения в этот период были не характерны.

После кратковременного перерыва, фиксируемого пачкой грубокластических пород (вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники пачки 5), возобновившаяся вулканическая деятельность проявилась в извержениях главным образом андезитовых, дацитовых и более кислых лав с периодическими выбросами различных пирокластов, в том числе пепловых туфов. Ослабление нижнедевонского вулканизма знаменуется формированием довольно мощной толщи осадочных пород, завершающих разрез ортохемской свиты.

Новая вспышка вулканизма приходится уже на эйфельское время, в которое извергались преимущественно лавы кислого состава с преобла-

данием в них щелочного полевого шпата. Некоторую роль среди них играли и основные эффузивы, но уже натровой специализации. Кроме эффузивов при извержениях формировались и различные вулканогенно-обломочные породы — лавобрекчии, туфолавы (спекшиеся туфы или игнимбриты), туфобрекчии и мелкообломочные туфы. Их образование имеет определенную последовательность, закономерности проявления которой пока еще точно не выяснены. В живетское и, вероятно, в верхнедевонское время (а возможно, и карбоновое) сначала активная вулканическая, а затем остаточная магматическая деятельность сформировала в девонских и более древних толщах многочисленные силловые и дайковые внедрения габбро-диабазов, диабазов и диабазовых порфиритов.

Тектоническая активизация позднепалеозойского времени усложнила складчатую структуру, подновила более древние нарушения и создала новые, по которым ордовикские и силурийские осадки оказались взброшенными на смятые девонские вулканогенные и осадочные образования. Эти нарушения не были использованы гидротермальными растворами, так как нигде не несут следы наложенной минерализации, которая была приурочена к другим более молодым разрывным структурам.

Формирование Магистрального разлома, как и серии других кулисообразных нарушений, означает следующий этап перестройки тектонических структур района и относится, скорее всего, к концу палеозоя — началу мезозоя. В этот период прошли сдвигово-взбросовые движения наиболее жестких некомпетентных масс по широким зонам глубокого заложения.

После такой многократной перестройки тектонических структур в Терлигхайском районе сохранились лишь фрагменты былых вулканических сооружений, сложенных уже обрывками лавовых потоков, туфобрекчий и вулканомиктовых пород, вмещающих силловые и дайковые тела диабазов. Наши исследования девонского вулканизма со всей очевидностью показали несостоятельность представлений о наличии в Терлигхае жерлового массива (участок 6) и субвулканической интрузии порфиритов (участок 2 и Почтовый лог), которые являются различно ориентированными частями дацитовых и андезитовых лав в тектонических блоках.

Последние, наиболее молодые нарушения, раскроившие нижнедевонские вулканогенно-осадочные образования и создавшие блоковую структуру месторождения, послужили путями проникновения для небольших порций основной магмы и интенсивной гидротермальной деятельности. Процессы гидротермального изменения пород и связанная с ними ртутная минерализация четко следуют этой наложенной разрывной тектонике, не имеющей уже никакой связи с закончившимся девонским вулканизмом и разрушенными девонскими вулканическими структурами. Вывод о молодом, вероятнее всего позднегерцинском или мезозойском возрасте ртутного оруденения, неоднократно высказанный В. А. Кузнецовым (Кузнецов и др., 1958, 1960, 1969, 1974), согласуется и полностью подтверждается на материалах Терлигхайского месторождения, которое стоит в общем ряду с другими ртутными месторождениями и рудопроявлениями всей Алтае-Саянской области.

ЛИТЕРАТУРА

Анастасиев Н. С., Гречищев О. К. Морфогенетические особенности брекчиевых текстур руд Терлигхайского ртутного месторождения.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 3. Кызыл, 1974, с. 106—118.

Анастасиев Н. С., Павлов А. Н. О признаках зональности в размещении ртутных месторождений Терлигхайского рудного узла.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971, с. 142—149.

Каптель-Каменщиков В. А., Ростов В. Г., Симкин Г. С. Структура Терлигхайского ртутного месторождения и история ее формирования.— «Известия высш. уч. заведений. Серия геол.», 1970, № 5, с. 85—90.

Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Кузнецов В. А. Некоторые вопросы геологии ртутных месторождений Тувы и закономерности их размещения.— В кн.: Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области. Новосибирск, 1960.

Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. М., «Недра», 1974, с. 274—318.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области.— «Геол. и геофиз.», № 5, 1969, с. 3—10.

Павлов А. Н. О возрасте ртутных месторождений Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 1. Кызыл, 1969, с. 58—63.

Павлов А. Н. О гидротермально измененных породах на ртутных месторождениях центральной Тувы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971_1, с. 115—120.

Павлов А. Н. О металлогении ртути в Туве.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 2. Кызыл, 1971_2, с. 138—141.

Павлов А. Н. Основные черты структурной позиции и строения Терлигхайского месторождения ртути (Тува).— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. 3. Кызыл, 1974, с. 71—80.

Сотников В. И. О метаколлоидных образованиях киновари в рудах Терлигхайского ртутного месторождения Тувы и возможном состоянии ртутьсодержащих гидротермальных растворов.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 1, с. 78—87.

Туркин И. С., Лидин Н. С., Буй Е. Г., Казанков В. И. К вопросу о рудной зональности на Терлигхайском ртутном месторождении Тувы.— В кн.: Морфогенезис и зональность интрузивов и связанных с ними золоторудных, железорудных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск, 1968, с. 145—147 (Труды СНИИГГиМС, вып. 74).

А. С. Борисенко

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛИСТВЕНИТОВ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ

PT-условия формирования лиственитов

Представления о генезисе апосерпентинитовых кварц-карбонатных пород (лиственитов) за более чем столетний период их изучения претерпели значительную эволюцию. На заре их изучения одни исследователи принимали эти породы за разновидность мраморов и кристаллических сланцев, другие считали их продуктами контактового воздействия гипербазитовой магмы на вмещающие породы (Карпинский, 1883), автометаморфизма гипербазитов (Кашкай, Аллахвердиев, 1965) и т. д. Основы современных представлений о генезисе лиственитов были заложены А. Н. Заварицким (1927) и в дальнейшем развивались в работах А. Г. Бетехтина (1937, 1953), М. Б. Бородаевской (1944), Н. И. и М. Б. Бородаевских (1947) и др., доказавших гидротермально-метасоматическую породу этих образований. Источник углекислых растворов, производящих лиственитизацию серпентинита многие исследователи понимали по-разному. Н. И. и М. Б. Бородаевские (1947) генетически связывали их с гранитоидами, Н. И. Бок (1956) считал их моффетами эффузивного магматизма, М. А. Кашкай, М. Ш. Аллахвердиев (1965) — производными основных или ультраосновных магм и термами метаморфогенного происхождения.

Итак, современное представление о процессе лиственитизации, основанное работами А. Н. Заварицкого (1927) и А. Г. Бетехтина (1937) и в дальнейшем развитое и конкретизированное в работах С. А. Коренбаума (1966), Н. И. Бородаевского (1959, 1960), И. П. Щербаня (1968, 1969, 1971), А. Л. Павлова, А. А. Оболенского (1972) и др., таково: лиственитизация гипербазитов происходит при воздействии на них углекислых растворов различного происхождения (постмагматических, метаморфогенных и т. д.) в условиях средних и малых глубин. Интенсивность развития процесса лиственитизации функционально зависит от многих факторов (температура, P_{CO_2}, pH раствора), во многом определяющих все многообразие минеральных разновидностей апосерпентинитовых лиственитов.

До последнего времени наши представления о параметрах среды минералообразования этих пород базировались в основном на данных экспериментальных исследований и термодинамических расчетов, моделирующих процесс превращения серпентинита в лиственит (Weeks, 1956; Щербань, 1968, 1971; Щербань, Боровикова, 1970; Павлов, Оболенский, 1972; и др.). Непосредственного исследования физико-химической обстановки образования этих пород, основывающегося на изучении газово-жидких включений в минералах, до настоящего времени практически не проводилось. И лишь в трех вышедших в последнее время работах (Коробейников и др., 1969; Ермаков, 1970; Колтун, 1956) косвенно затрагивается этот вопрос. Для анализа физико-химических параметров превращения серпентинита в лиственит автором было проведено детальное изучение газово-жидких включений в минералах лиственитов и лиственитизированных пород из различных районов Горного Алтая, Тувы и Монголии.

Исследование минерального состава лиственитов этого региона показало гетерогенность этой группы пород и позволило выделить среди них ряд минеральных разновидностей (минеральных типов) (Борисенко, Оболенский, 1976). Каждая из этих разновидностей характеризуется парагенезисом: кварц + карбонат (магнезит, доломит, брейнерит) и один из преобладающих силикатных минералов, определяющий ту или иную разновидность лиственитов, именем которого эта разновидность может быть названа. В Алтае-Саянской складчатой области установлены следующие разновидности лиственитов: турмалиновые, слюдистые, хлоритовые, тальковые, альбитовые, гидрослюдистые, каолинитовые, галлуазитовые. Изучение газово-жидких включений в минералах этих пород проводилось методами гомогенизации, криометрии, водных вытяжек и индивидуального газового анализа, позволивших охарактеризовать PT-условия образования лиственитов, состав концентрацию и pH лиственитизирующих растворов.

PT-условия формирования лиственитов

Изучение температур образования лиственитов и лиственитизированных пород проводилось методом гомогенизации газово-жидких включений в минералах. Для этого специально были изготовлены приполированные пластинки или препарированы соответствующим образом кристаллы отдельных минералов (спайные выколки карбонатов, барита, киновари, идиоморфные кристаллы кварца). Определение температур гомогенизации проводилось в среднетемпературной камере конструкции Ю. А. Долгова, Л. Ш. Базарова (1965), в соответствии с общепринятыми методиками (Ермаков, 1950, 1972; Лесняк, 1964).

Минералотермометрически были изучены лиственитты большинства выделенных минеральных типов (слюдистые, турмалиновые, гидрослюдистые, хлоритовые, каолинитовые, галлуазитовые) и в некоторых случаях отдельные разности лиственитизированных пород. Изучались первичные включения в кварце, магнезите, доломите, брейнерите, кальците, барите и киновари, причем исследовались включения не только в минералах жильного выполнения, но и из агрегатов основной массы породы (кварц, магнезит, брейнерит, доломит).

Первичные включения в кварце обычно имеют форму негативных кристаллов, реже овальную или трубчатую. Располагаются они преимущественно у основания кристаллов кварца или закономерно по зонам роста кристаллов или вкрапленников в основной массе породы. Вторичное включение в кварце чаще располагается в различно ориентированных залеченных трещинах. Для них характерны явления расшнуровывания. В кварце лиственитов отмечаются двух-($Ж_{H_2O}$+Г), трех-($Ж_{H_2O}$+$Ж_{CO_2}$+Г или $Ж_{H_2O}$+ +галит + Г) и четырехфазовые ($Ж_{H_2O}$+галит + сильвин + Г) включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу.

Первичные включения в карбонатах (магнезит, брейнерит, доломит, кальцит) имеют также преимущественно облик негативных кристаллов этих минералов (уплощенные ромбоэдры), реже встречаются трубчатые или более сложной формы включения. Они, в отличие от вторичных, располагаются вне зависимости от спайности карбонатов по зонам роста кристаллов (идиоморфные кристаллы в прожилках) или вкрапленников (метакристаллы из агрегата основной массы породы). В карбонатах отмечаются обычно двух- или трехфазовые включения, гомогенизирующиеся в жидкую фазу.

Включения в киновари имеют также преимущественно облик негативных кристаллов минерала-хозяина, они обычно двух- ($Ж_{H_2O}$+ Г), реже трех-($Ж_{H_2O}$ + $Ж_{CO_2}$+Г) и четырехфазовые ($Ж_{H_2O}$+ галит + сильвин + Г).

Замеры температур гомогенизации производились на группах первичных включений (не менее двух), располагающихся в одном поле зрения и гомогенизирующихся при одной температуре.

Наиболее благоприятны для изучения физико-химических условий процесса лиственитизации лиственниты Цаган-Гольской зоны (МНР), где крупнозернистость лиственитов и разностей лиственитизированных пород позволяет исследовать включения в любой точке метасоматической колонки гидротермально измененных пород.

Изменение серпентинита начинается с его отальковання и слабой карбонатизации, развивающихся вокруг прожилков доломита. В последнем присутствуют обильные газово-жидкие, двухфазовые (Ж + Г) включения, гомогенизирующиеся при 115—160°С. Отальк0ванные серпентиниты сменяются далее тальково-карбонатными породами. В них иногда присутствуют находящиеся в тесном срастании с тальком вкрапленники доломита, содержащего довольно крупные (до 0,5 мм), плоские, негативной формы включения, гомогенизирующиеся при 160—220°С. При несколько более высоких температурах гомогенизируются включения в брейнерите— 180—230°С.

Более высокотемпературные разности гидротермально измененных пород—лиственниты. В кварце хлоритовых лиственитов присутствуют двухфазовые включения, становящиеся однородными при 155—245°С. В слюдистых лиственитах кварц и магнезит (основная масса породы) содержат трехфазные включения, состоящие из раствора, газа и жидкой углекислоты. Количество последней, измеренное в плоских или трубчатых включениях (метод Долгова и др., 1968) достигает 25—30 вес. % (см. таблицу). Наиболее высокотемпературные (325—280°С) углекисло-водные включения имеют негативную форму дипирамидальных кристаллов кварца. Включения, законсервированные при более низких температурах 280—220°С, чаще изометричные, овальные или тручбатые. Плоские негативной формы включения в магнезите содержат до 25—30 вес. % CO_2 и гомогенизируются при 180—270°С.

В кварце из прожилков, секущих лиственит, обнаружены также углекисло-водные включения (CO_2 до 5—10 вес.%), становящиеся гомогенными при 240—285°С. В кварце из наиболее ранних жил и прожилков установлены включения, гомогенизирующиеся при 260—355°С. Таким образом, температуры гидротермального процесса в Цаган-Гольской зоне (Монгольский Алтай) достигали 355°С, но образование лиственитов (кварц и магнезит основной массы породы) произошло при 325—160°С, а талько-карбонатных пород — при еще более низких температурах (230—115°С).

Близки Цагангольским по составу и условиям образования лиственниты р. Курумду-Айра (Горный Алтай), описанные ранее В. В. Кузнецовым и др. (1962). Температуры их образования, определенные по газово-жидким включениям в кварце и карбонатах (магнезит, доломит, брейнерит) из прожилков и агрегата основной массы породы, равны 290—150°С (см. таблицу). Образование тальк-карбонатных пород происходило при температуре 180—130°С, о чем свидетельствуют включения в доломите из тальк-доломитовых прожилков. Слюдистые (марипозитовые) лиственниты, отмечающиеся в районе ртутного рудопроявления Нижний Талды-Дюргун, образовались в интервале температур 290—160°С.

К довольно высокотемпературному типу относятся турмалиновые лиственниты (Эдыгейский гипербазит. массив, Тува). В кварце из кварц-турмалин-доломитовых прожилков 2-й генерации присутствуют многочисленные, довольно крупные включения, гомогенизирующиеся при 135—275°С. При близких температурах (150—275°С) гомогенизируются включения в кварце из основной массы лиственита. Характерно, что включения в кварцевых вкрапленниках в листвените располагаются обычно по зонам роста этого минерала.

Температуры образования каолинитовых лиственитов изучались на примере лиственитов р. Гурбан-Улясин-Гол (МНР). Несмотря на то, что температуры гидротермального процесса и достигали 270°С (газово-жидкие включения в кварце из прожилков), образование кварц-карбонатных пород (лиственитов) произошло при 220—120°.

Наиболее детально минералотермометрически были изучены ртутно-рудные гидрослюдистые лиственитты, широко распространенные в Горном Алтае (месторождения Чаган-Узун, Красная Горка, рудопроявление Нижний и Верхний Талды-Дюргун, Кыз-Хыш-Тубек). Особенно благоприятными для изучения включений явились лиственитты Чаган-Узунского ртутного месторождения, где минералотермометрически удалось охарактеризовать условия образования почти всех разностей гидротермально измененных пород: тальково-карбонатных пород, хлоритовых лиственитов, гидрослюдистых лиственитов и контактирующих с ними аргиллизированных песчаников и доломитизированных, окварцованных известняков (см. таблицу). Изменение серпентинита, как и в Цаган-Гольской зоне, начиналось с его отальковання и карбонатизации, которые привели к образованию тальково-карбонатных пород. В последних присутствуют иногда доломитовые или доломит-тальковые прожилки, в доломите которых отмечаются редкие газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся при 100—120°С. В кварце хлоритовых лиственитов, сменяющих далее тальково-карбонатные породы, установлены включения, законсервированные при несколько более высоких температурах — 160—100°С

В гидрослюдистых лиственитах на контакте с хлоритовыми лиственитами кварц 1-й генерации образуется при 160—100°С, а ассоциирующий с ним доломит — при 125—100°С. По мере приближения к контакту с доломитизированными, окварцованными известняками в гидрослюдистых лиственитах появляются все более высокотемпературные генерации минералов (кварца, доломита, киновари и др.) и температурный интервал образования этих пород таким образом расширяется до 200—100°С. В наиболее ранних генерациях кварца ($t^{\circ}_{обр} = 190 - 150°С$) и доломита ($t^{\circ}_{обр} = 200 - 140°С$) присутствуют углекисло-водные включения, содержание углекислоты в которых колеблется от 1—2 (кварц) до 10 вес. % (доломит). Включения в киновари, по данным В. И. Васильева и др. (1974), гомогенизируются при 100—140°С. В более позднем жильном кварце 2-й генерации, ассоциирующем с киноварью-II и диккитом, установлены включения, захваченные при температуре 155—105°С, включения в киновари-II возникли при 135—95°С.

При близких температурах (200—90°С) происходила доломитизация и окварцевание известняка, где установлены наиболее высокотемпературные генерации кварца ($t^{\circ}_{обр} = 200—110°С$) и киновари ($t^{\circ}_{обр} = 170—135°С$). Включения в кварце и киновари часто содержат жидкую углекислоту, количество которой достигает 8—10 вес. %. Аргиллизация песчаника, располагающегося на контакте с гидрослюдистыми лиственитами, происходила в интервале температур 175—100°С.

Таким образом, метасоматическое преобразование серпентинита в гидрослюдистый лиственит происходит при участии углекислых растворов в интервале температур 200—90°С.

При близких температурах образовались гидрослюдистые лиственитты рудопроявления Сейсмостанция. Ранняя кварц-карбонат-гидрослюдистая ассоциация возникла при температуре 190—130°С (кварц 190—165°, доломит —145—130°С), а более поздняя кварц-карбонат-диккитовая с киноварью ассоциация образовалась при 150—100°С (кварц 125—100°С, доломит 150—110°С). При несколько более низких температурах (145—100°) идет образование гидрослюдистых лиственитов рудопроявления Нижний Талды-Дюргун.

Ртутнорудные гидрослюдистые лиственитты известны на месторождении Чазадыр (Тува). Формирование их происходило при воздействии на

Результаты исследования газово-жидких включений в минералах лиственитов

Местонахождение	Гидротермально измененная порода	Минерал	Температура гомогенизации, °С	Давление, бар	Состав раствора включений, вес. %					
					NaCl	Na_2CO_3	$NaHCO_3$	CO_2	концентрация в NaCl-экв.	$\Sigma_{конц.}$
Эдыгейский гипербазитовый массив (Тува)	Турмалиновый лиственит Березит	Кварц-2 (ж) Кварц (о. м.) Кварц (ж)	135—275 150—275 170—260					5—10 5	6—8	11—18 5
р. Цаган-Гол (МНР)	Слюдистый лиственит	Кварц-1 (ж) Кварц-2 (ж) Кварц (о. м.). Магнезит (о. м.)	260—355 240—285 220—325 180—270	400—450 — — 950				25—30 5—10 5 25—30		25—30 5—10 5 25—30
	Хлоритовый лиственит	Кварц (о. м.)	155—245				10,5	5		15,5
	Тальково-карбонатная порода	Кварц (ж) Доломит (о. м.) Брейнерит (о. м.)	170—215 150—190 180—230			5,9	9,1			15,0
	Карбонатно-тальковая порода	Доломит (о. м.)	160—220			17,3				17,3
	Отталькованный доломитизированный серпентинит	Доломит (о. м.)	115—150			11,3				11,3
р. Курумду-Айры (Горный Алтай)	Слюдистый лиственит	Кварц (ж) Кварц (о. м.) Магнезит (о. м.)	240—290 180—255 150—210	900	15,0	13,0		10—15	 12,0	10—15 28,0 12,0
	Тальково-карбонатная порода	Доломит (ж)	130—180						16—18	16—18
Ур. Талды-Дюргун (Горный Алтай)	Слюдистый лиственит	Кварц (ж) Доломит (ж)	160—290 160—190							
р. Гурбан-Улясин-Гол (МНР)	Каолинитовый лиственит	Кварц (ж) Доломит (о. м.)	170—270 120—200						3,5—5	3,5—5

	Доломитизированный окварцованный известняк	Кварц-1 (ж) Доломит-1 (ж) Киноварь-1 (ж)	110—200 90—160 135—170	1050 900				8—10 8—10	4,5—6,4	12,5 — —16,4 8—10
	Аргиллизированный песчаник	Доломит (ж) Кварц-2 (ж)	130—175 100—140		3,3	4,9				8,2
Месторождение Чаган-Узун (Горный Алтай)	Гидрослюдистый лиственит	Кварц-1 (ж) Доломит-1 (ж) Киноварь-1 (ж)	150—190 140—200 100—140		3,0		6,8	1—2 10,0	10,8—11,8	
	Хлоритовый лиственит	Кварц (ж+о. м.)	100—160						6,4	6,4
	Тальково-карбонатная порода	Доломит (ж)	100—120						3,4—5,5	3,4—5,5
Участок Сейсмостанция (Чаган-Узунский гипербазитовый массив)	Гидрослюдистый лиственит	Кварц-1 (ж) Доломит (о. м.) Кварц-2 (ж) Доломит-2 (ж)	165—190 130—145 100—125 110—150					5,0	4,5	9,5
Рудопроявл. Н. Талды-Дюргун (Чаган-Узунский гипербазитовый массив	Гидрослюдистый лиственит	Кварц (ж) Доломит (ж)	110—150 120—145						2,5—5	2,5—5
Рч. Пай-Бюре (Чаган-Узунский гипербазитовый массив)	Гидрослюдистый лиственит	Кварц (ж) Доломит (ж) Брейнерит (ж)	150—190 130—160 120—150					2—3	6,4—9 8—8,5	8,4—12 8—8,5
Месторождение Чазадыр (Тува)	Гидрослюдистый лиственит	Кварц (ж+о. м.) Анкерит (ж) Барит (ж) Киноварь (ж) Кальцит (ж)	130—180 130—140 130—140 90—155 70	250—550	24,2+KCl—12,7 23,0+KCl—12,7			 3,0 	 2,5	36,9 3,0 35,7 2,5
Манлайская зона (МНР)	Галлуазитовый лиственит	Кварц (ж) Доломит (ж)	75—90 100—110						1—1,8	1—1,8

Примечание. (ж) — минерал жильного выполнения, (о. м.) — минерал из агрегата основной массы породы.

серпентиниты высококонцентрированных хлоридно-углекислых растворов, о чем свидетельствуют газово-жидкие включения в минералах. В жильном кварце из лиственитов присутствуют трех- и четырехфазовые включения ($Ж_{H_2O}$ + Г + галит или $Ж_{H_2O}$ + Г + галит + сильвин), в которых сильвин растворяется при 32—65°С, газовая фаза исчезает при 110—150°С, а галит при 120—180°С, что на 30—50° превышает в каждом конкретном случае температуру гомогенизации газово-жидкой составляющей включений. Таким образом, вероятная температура образования кварца равна 180—120°С. Двухфазовые включения в анкерите из кварц-анкеритовых прожилков с гидрослюдой гомогенизируются при 125—145°С, а трехфазовые включения ($Ж_{H_2O}$ + $Ж_{CO_2}$ + Г) в барите при 130—140°С.

Трех- и четырехфазовые ($Ж_{H_2O}$ + Г + галит + сильвин) включения установлены в киновари из прожилков в листвените. Гомогенизация газово-жидкой составляющей таких включений происходит при 120—155°С, но температуры их полной гомогенизации не были установлены из-за взрывания включений. Кроме того, в киновари присутствуют группы трубчатых двухфазных включений, гомогенизирующихся при 90—145°С. Таким образом, общий интервал образования киновари равен 155—90°С.

Зоны безрудных (бессульфидных) гидрослюдистых лиственитов широко распространены в пределах Чаган-Узунского гипербазитового массива (район р. Пай-Бюре, горы Пай-Бюре, рудопроявления Сейсмостанция и др.). Их образование происходит при участии слабоконцентрированных хлоридно-углекислых растворов в интервале температур 180—100°С (175—100°С — гора Пай-Бюре, 180—100°С — рудопроявления Сейсмостанция).

Наиболее низкотемпературны из изученных нами галлуазитовые и хлоритовые лиственитыМанлайской зоны (МНР). В кварце хлоритового лиственита присутствуют редкие двухфазовые включения, становящиеся гомогенными при 100—110°С. В доломите из прожилков в галлуазитовом листвените включения были законсервированы при температуре 90—75°С.

Общий температурный интервал образования лиственитов, установленный при их минералотермометрическом изучении, равен 325—75°С. К наиболее высокотемпературным разностям лиственитов относятся слюдистые и турмалиновые лиственитыы, образование которых происходило в интервале температур 325—150°С. При более низких температурах (220—100°С) формировались гидрослюдистые и каолинитовые лиственитыы, еще ниже температуры образования галлуазитовых лиственитов (120—75°С). Хлоритовые и тальковые кварц-карбонатные породы образуются, вероятно, в более широком диапазоне температур (300—100°С). При изучении температур образования отдельных зон лиственитизированных пород метасоматических колонок с синхронной зональностью, установлено, что наиболее высокие температуры образования (в каждом конкретном случае) имеют лиственитыы (кремнисто-карбонатные породы), а более низкие — тальково-карбонатные породы и отальк ованные карбонатизированные серпентиниты. Особенно четко это установлено на примере Цаган-Гольской зоны лиственитов в Монгольском Алтае, где кварц-карбонатные породы Центральной зоны образовались в интервале температур 325—150°С, тальково-карбонатные породы — в интервале 230—160°С, а наиболее удаленные от подводящего канала отальк ованные карбонатизированные серпентиниты — в интервале 160—115°С.

По литературным данным известны температуры образования лишь слюдистых лиственитов некоторых золоторудных месторождений. И. Г. Колтун (1955), изучая физико-химические условия формирования руд Березовского месторождения (Урал), установил, что минеральные ассоциации (с карбонатами) на этом месторождении возникают ниже 315°С при давлении порядка 600 атм, гидротермальный процесс развивался на фоне падения температур от 490°С до 150—100°С. Близкие температуры

(320—200°С) образования лиственитов установлены и на золоторудных месторождениях Кузнецкого Алатау (Коробейников и др., 1969).

До настоящего времени представления о температурах образования лиственитов базируются в основном на экспериментальных исследованиях, и единого мнения на этот счет пока нет. М. А. Кашкай, Ш. М. Аллахвердиев (1965) считают, что эти температуры составляют 400—500°С, И. П. Щербань (1971) ограничивает их интервалом 300—200°С. Максимально возможная температура образования лиственита определяется температурой устойчивости кварц-магнезитовой ассоциации, возрастающей с повышением давления и содержания CO_2 в газовой фазе гидротермального раствора. Следовательно, чтобы правильно вычислить максимально возможную температуру образования лиственитов, необходимо знать концентрацию углекислоты в природных гидротермальных растворах и общее давление, существовавшее в момент образования лиственита. Исследованиями газово-жидких включений в минералах лиственитов установлено, что содержание CO_2 в газовой фазе достигает 95,8%, а содержание ее в гомогенном растворе включений—25—30 вес. %, причем кроме нее в последнем присутствуют еще и бикарбонаты натрия. Давление, существовавшее в момент образования лиственита, достигало 1000 атм (см. ниже). На основании этого и используя расчетные данные И. П. Щербаня (1971), нетрудно показать, что кварц + магнезит были бы устойчивы с таким раствором до температуры 320—330°С. А поскольку в условиях умеренных глубин давления могут достигать 2000 атм, а содержание CO_2 в гидротермальном растворе — 50—60 и более вес. %, то и температура этого равновесия поднимается до 400—420°С. Эти температуры, очевидно, максимально возможны при образовании лиственитов. Наивысшие температуры образования этих пород, полученные при изучении газово-жидких включений, несколько ниже и не превышают 325°С. Следовательно, максимально возможные температуры их образования не были достигнуты.

Важным, хотя и недостаточно изученным, параметром процесса лиственитизации является давление. Исследование газово-жидких включений дает возможность определить этот параметр среды минералообразования. Причем в случае анализированных нами лиственитов давление можно определить двумя способами: а) по включениям, содержащим углекислоту (метод Ю. А. Долгова, И. Т. Бакуменко, Л. Ш. Базарова, 1968) и б) по включениям, содержащим минералы-узники (галит), растворяющиеся после гомогенизации газово-жидкой составляющей включений (Бакуменко, 1968). Следует сразу заметить, что в обоих случаях мы определяем минимальные (минимально измеряемые) давления, а истинные будут равны или несколько выше.

Включения с углекислотой встречаются практически в минералах всех лиственитов, однако достаточно точно определить ее содержание в сложных по форме включениях не всегда удается. В плоских же и трубчатых включениях где это сделать удалось можно определить давление, существовавшее в момент их захвата, если знать содержание углекислоты во включении и температуру их гомогенизации. Для расчета давлений используются экспериментальные данные по растворимости CO_2 в воде и растворимости CO_2 в растворе NaCl (Такеноучи, Кеннеди, 1965). В кварце из лиственитов Цаган-Гольской зоны присутствуют включения, содержащие до 25—30 вес. % CO_2 и гомогенизирующиеся при 325°С, в магнезите включения с таким же содержанием углекислоты становятся гомогенными при температуре 270°С. Давление, развиваемое в момент гомогенизации таких включений, равно 400 атм — кварц, 950 атм — магнезит.

В кварце из лиственитов р. Курумду-Айра присутствуют включения, содержащие до 15 вес. % CO_2 и до 15 — NaCl, гомогенизирующиеся при 270°С. Давления в момент гомогенизации в них достигают 900 атм. Таким же образом мы можем вычислить давления, существовавшие при образовании кварца ($t°_{обр}$ — 200°С) из лиственитов Чаган-Узунского ртутного

месторождения, где раствор, содержащий до 3 вес. % NaCl и 10 —CO_2, был законсервирован при давлении 1050 атм.

В кварце месторождения Чазадыр (Тува) отмечаются трех- и четырехфазовые включения, в которых кристалл галита растворяется при 180°С, что на 30—50° превышает температуру гомогенизации газово-жидкой составляющей. Это дает возможность определить давление из диаграммы поправок на давление для 30%-ного раствора NaCl (Лемлейн, Клевцов, 1955), которое равно 255—550 атм.

Однако существуют и лиственитты, образовавшиеся при низких температурах и давлениях из разбавленных растворов с низким содержанием углекислоты. К ним следует отнести лиственитты Манлайской зоны и района месторождения Ханги-Обо (МНР), а также лиственитты, образующиеся в областях современного и недавнего вулканизма (США, Калифорния; о. Сахалин, Чукотка, Корякское нагорье).

Таким образом, проведенные минералотермометрические исследования лиственитов позволяют на конкретном геологическом материале рассмотреть РТ-условия процесса лиственитизации и оценить температуры и давления, существовавшие при образовании различных минеральных разновидностей этих пород.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА ЛИСТВЕНИТИЗИРУЮЩЕГО РАСТВОРА

Изучение состава и концентрации гидротермальных растворов, воздействие которых на ультраосновные породы привело к образованию лиственитов, до настоящего времени не проводилось. Вместе с тем очевидна важность этого физико-химического параметра минералообразующей среды для правильного понимания процесса лиственитизации. Изучение состава раствора газово-жидких включений в минералах лиственитов было проведено методами криометрии (метод замораживания), водных вытяжек и индивидуального газового анализа. Кроме того, применялась разработанная автором методика определения карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газово-жидких включений при замораживании (Борисенко, 1974).

Наиболее благоприятным объектом для изучения лиственитизирующего раствора явились лиственитты и лиственитизированные породы р. Цаган-Гол (МНР), в минералах которых были установлены включения, содержащие карбонатно-натриевые, карбонатно-бикарбонатно-натриевые и углекислые растворы. Причем при изучении растворов включений из минералов различных зон метасоматической колонки гидротермально измененных пород была установлена определенная закономерность в изменении его химического состава.

Двухфазовые (Ж + Г) включения из прожилков в отальк ованном серпентините (зона начального изменения породы) замерзали в метастабильной области при —47°С. Включения при этом темнели, а газовая фаза заметно уменьшалась в объеме. Последующее медленное повышение температуры вызывало вначале интенсивную перекристаллизацию замерзшего материала включений, а в интервале температур — 3,0 ÷ —2,7°С — интенсивное его протаивание. При температуре —2,7°С оставались маленький кристаллик льда и явно анизотропная твердая фаза. Последующее охлаждение включения на 0,1—0,2° ниже —2,7°С вызывает практически полную раскристаллизацию его содержимого, а при повышении температуры на такую же величину приводит к мгновенному таянию льда. Перекристаллизация оставшейся анизотропной твердой фазы приводит к образованию ее крупных индивидов, выделяющихся в виде ромбовидных пластинчатых кристаллов. При величине зерен 0,003—0,001 мм они обладают хорошо различимой серой интерференционной окраской. При дальней-

шем повышении температуры твердая фаза, обладая высоким температурным коэффициентом растворимости, резко уменьшается в объеме от 20—25% (от объема включения) при —2,7°С до ее полного исчезновения при +10,7°С. Таким образом, поведение раствора при замораживании, температура его эвтектики (—2,7°С), а также морфология и свойства выделившейся при охлаждении твердой фазы позволяют отнести его к раствору Na_2CO_3, а анизотропную твердую фазу считать содой $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Концентрация такого раствора, определенная по температуре растворения твердой фазы, равна 11,3%.

Аналогичным образом был определен подобный состав раствора включений в доломите из тальково-карбонатной породы. Концентрация его, определенная по температуре растворения соды (+18,2°С), равна 17,3% Na_2CO_3.

Во включениях в кварце из кварцевых жил в тальково-карбонатной породе и хлоритовом листвените содержатся растворы, несколько отличающиеся от выше описанных. Они также имеют довольно высокую температуру замерзания эвтектики, которая при повышении температуры протаивает в предварительно замороженных включениях при —3,4÷ —3,5°С. Выше этой температуры во включении остаются раствор и анизотропные твердые фазы. Первая выделяется в виде ромбовидных пластинчатых кристалликов с заметной анизотропией. Эта фаза, обладая высоким коэффициентом растворимости, исчезает при +1,5°С. Вторая твердая фаза образует игольчатые и удлиненные призматические кристаллики с очень сильной анизотропией, отчетливо заметной даже в мельчайших зернах (до 0,005 мм). Она обладает температурным коэффициентом растворимости и тает при +23,5°С. Свойства такого раствора и твердых фаз указывают на то, что во включении законсервирован раствор Na_2CO_3+ $NaHCO_3$, а анизотропные твердые фазы представлены содой $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Концентрация солей, определенная по точкам растворения фаз, составляет 9,1% $NaHCO_3$ и 5,9% Na_2CO_3.

В кварце и брейнерите из слюдистых лиственитов (центральная часть метасоматической колонки) содержатся трехфазовые ($Г + Ж + Ж_{CO_2}$) включения со значительным количеством углекислоты. Ее содержание, определенное в плоских и трубчатых включениях методом Ю. А. Долгова, И. Т. Бакуменко, Л. Ш. Базарова (1968), достигает 25—30 вес. %. Наибольшие содержания углекислоты установлены во включениях в жильном кварце ($t^{\circ}_{гом}$ — 325 — 250°С) и магнезите из основной массы породы ($t^{\circ}_{гом}$— 180—260°С) (см. таблицу). В несколько меньших количествах (5—10 вес %) она установлена в кварце из прожилков 2-й генерации и вкрапленников из агрегата основной массы породы. В составе раствора включений главную роль, очевидно, играли бикарбонаты, но их концентрации гораздо ниже, чем в предыдущих случаях.

Высокие концентрации растворов, но уже хлоридно-карбонатного состава, установлены во включениях в минералах апосерпентинитовых лиственитов р. Курумду-Айра (Горный Алтай). В наиболее высокотемпературном ($t^{\circ}_{гом}$ — 240 — 290°С) кварце из прожилков установлены трехфазовые включения, состоящие из газа, жидкой углекислоты и раствора. Количество последней, измеренное в плоских и трубчатых включениях, колеблется от 10 до 15 вес. %. В кварце, образовавшемся в интервале температур 255—180°С, присутствуют двухфазовые включения (Ж+ Г), которые после глубокого переохлаждения замерзали при —51°С. Дальнейшее медленное повышение температуры приводит к перекристаллизации содержимого включений, а при температуре — 23,6°С происходит протаивание эвтектики и вскоре полное исчезновение льда. После чего во включениях остаются лишь анизотропные ромбовидные пластинки соды. Дальнейшее медленное повышение температуры вызывает исчезновение и этой фазы при +18 +20°С. Концентрация NaCl и Na_2CO_3 равна 15 и 13 вес. % соответственно.

Гораздо менее концентрированные растворы обнаружены во включениях в брейнерите из прожилков среди тальк-карбонатных пород.

Интересные результаты дало изучение растворов включений в минералах лиственитов и лиственитизированных пород Чаган-Узунского ртутного месторождения. В кварце из прожилков среди аргиллизированных песчаников, на контакте с лиственитами установлены включения, содержащие хлоридно-карбонатные растворы, диагностика и определение концентрации которых производится, как и в предыдущих случаях, по точкам плавления фаз (эвтектика —23,4°С, лед —3,2°, сода —2,0). Содержания NaCl и Na_2CO_3 в таком растворе равны 3,3 и 4,9 вес. % соответственно. В кварце-I из оруденелого гидрослюдистого лиственита присутствуют включения растворов, замерзающих при охлаждении их до —49°С. Протаивание эвтектики происходит с повышением температуры, при —24,2°С, после чего во включении остаются очень мелкие (до 0,005 мм), с сильной анизотропией, игольчатые кристаллы нахколита. При дальнейшем повышении температуры кристаллы льда медленно уменьшаются в размерах и резко тают при —3,0°С. Кристаллы $NaHCO_3$ исчезают при +29°С, концентрация такого раствора равна 3% NaCl и 6,8% $NaHCO_3$. Кроме того, в таких включениях отмечаются незначительные количества жидкой углекислоты около 1—2 вес.%.

В кварце из окварцованного доломитизированного известняка, в контакте с лиственитами, обнаружены трехфазовые ($Ж_{H_2O} + Ж_{CO_2} + Г$) включения, содержание углекислоты в которых достигает 8—10 вес.%. Такие концентрации углекислоты обнаружены здесь же во включениях в киновари. Высокие концентрации углекислоты (до 10 вес.%) установлены и во включениях в доломите из кварц-доломит-Cr-гидрослюдистых прожилков в листвените. Концентрация растворов включений из жильного кварца хлоритового лиственита и доломита из тальк-карбонатной породы гораздо ниже.

В минералах лиственитов ртутного месторождения Чазыдар (Тува) обнаружены высококонцентрированные существенно хлоридные растворы. В кварце из прожилков присутствуют четырехфазовые включения, состоящие из раствора, газа и двух минералов-узников. Один из них выделяется в виде изотропных кристалликов кубической формы с показателем преломления, близким к кварцу (n=1,544). Он обладает малым температурным коэффициентом растворимости и определяется как галит. Второй минерал-узник также кубической формы, изотропный с более высоким температурным коэффициентом растворимости и определяется как сильвин (KCl). Концентрация раствора, определенная по точкам растворения солей (180°С — NaCl, +35°С — KCl), равна 24,2% NaCl и 12,7% KCl. Близкий состав раствора установлен во включениях в киновари из этого месторождения, в которых также присутствуют сильвин и галит. В кристаллах барита из кварц-карбонат-киноварных прожилков установлены включения, содержащие до 3 вес.% CO_2.

Изучение состава лиственитизирующего раствора методом криометрии производилось и для других зон лиственитов (Эдыгей, Манлай, Пай-Бюре и др.), но в большинстве из них установлены слабоконцентрированные растворы во включениях (см. таблицу).

Кроме криометрических исследований газово-жидких включений, изучение лиственитизирующих растворов производилось методом водных вытяжек (аналитик Л.А. Непеина), результаты которого хорошо согласуются с результатами криометрических исследований. Особенно хорошая сходимость результатов обоих анализов отмечается для кварца лиственитов р. Цаган-Гол, где установлены карбонатно-натриевые растворы и для кварца из лиственитов р. Курумду-Айра и месторождения Чаган-Узун, содержащего включения хлоридно-карбонатно-натриевых растворов.

Анализ водных вытяжек, дополняя результаты криометрических исследований, показал постоянное присутствие K^+ в растворе включений.

Отношение Na^+:K^+ колеблется от 5:1 до 15:1 и в среднем составляет 10:1. Истинное содержание K^+ в растворах включений колеблется от 6,7 до 0,1—0,5 вес. %. Кроме Na^+ и K^+ в растворе включений установлены Ca^{++} и Mg^{++}, но их содержания, вероятно, несколько завышены из-за присутствия в кварце минеральных примесей (кальций, доломит, магнезит).

Изучение газовой составляющей включений проводилось методом индивидуального газового анализа (аналитик Н. А. Шугурова), которым было установлено, что газовая фаза включений состоит преимущественно из углекислоты (от 52,2 до 95,0 %), в меньших количествах присутствуют азот, кислород и группа кислых газов (HCl, HF, H_2S, NH_3). Устанавливаемая во включениях в карбонатах или кварце, образующемся одновременно с ними, группа кислых газов представлена, вероятно, одним лишь сероводородом, поскольку HCl, HF и SO_2, являясь ангидридами более сильных кислот, чем угольная, в равновесии с карбонатами существовать не могут. Существование NH_3 маловероятно из-за примеси углекислоты, с которой он образует растворимые в воде карбонаты аммония. Характерно, что для кварца из лиственитов ртутных месторождений в газовой фазе обнаруживается сероводород, а во включениях в кварце из безрудных лиственитов он отсутствует, но его заменяет там кислород.

РЕЖИМ КИСЛОТНОСТИ-ЩЕЛОЧНОСТИ

Кислотность-щелочность гидротермального раствора определяется составом и концентрацией растворенных компонентов. Поэтому, зная состав лиственитизирующих растворов по данным изучения газово-жидких включений, можно оценить их pH расчетным путем или же экспериментально измерив pH раствора соответствующего состава. Особенно благоприятны для этой цели растворы включений,содержащих углекислоту, карбонаты и бикарбонаты. Общий интервал изменения значений pH лиственитизирующего раствора, установленный расчетным путем, охватывает область значений от 4 до 10,5. Причем в некоторых случаях четко определяется направленная эволюция гидротермальных растворов, как в пространстве, так и во времени. Изменение pH при его фильтрации в стороны от подводящего канала (от зоны разлома) устанавливается по включениям в минералах различных метасоматических зон лиственитизированных пород Цаган-Гольской зоны. Смена форм существования углекислоты в лиственитизирующем растворе $CO_2 \rightarrow CO_2 + HCO_3^- \rightarrow CO_3^{--}$ показывает, что pH менялся при этом от 4—6,5 (зона разлома) до 10,5 (зона начального изменения серпентинита).

Изменение кислотности-щелочности лиственитизирующих растворов во времени установлено при изучении включений в минералах зоны лиственитов р. Курумду-Айра, где в ранних генерациях кварца содержатся включения кислых существенно углекислых растворов (CO_2—10—15 %), а в более поздних — слабощелочных углекисло-хлоридно-бикарбонатно-натриевых (CO_2+ NaCl + $NaHCO_3$) и щелочных карбонатно-хлоридно-натриевых (Na_2CO_3+ NaCl + $NaHCO_3$) и щелочных карбонатно-хлоридно-натриевых (Na_2CO_3+ NaCl) растворов. Направленное изменение кислотности-щелочности гидротермального раствора установлено при изучении включений в минералах лиственитов и руд Чаган-Узунского ртутного месторождения, где выделяется три стадии минерализации. Для ранней стадии характерны кислые растворы (CO_2+ NaCl), которые в начале второй стадии сменились щелочными ($NaHCO_3$+ NaCl) с последующим возрастанием кислотности и к третьей стадии (CO_2+H_2O). Такая направленность изменения кислотности-щелочности гидротермального раствора согласуется с последовательностью отложения в лиственитах силикатных минералов: Na—гидрослюда → смешаннослойный слюдисто-монтмориллонитовый минерал → альбит → диккит-I → диккит-II.

Изучение кислотности-щелочности растворов, образующих те или иные разности лиственитов и лиственитизированных пород, показало, что наиболее низкими значениями pH характеризуются растворы, принимавшие участие в образовании слюдистых, турмалиновых и каолинитовых лиственитов, при несколько более высоких значениях pH образуются хлоритовые и тальковые лиственитты. Образование тальк-карбонатных пород и зон начального изменения серпентинита происходило при участии щелочных растворов, содержащих зачастую Na_2CO_3, $NaHCO_3$.

Таким образом, изучение методами минералотермометрии физико-химических условий образования лиственитов позволило охарактеризовать термодинамические параметры процесса лиственитизации, а также состав и концентрацию pH лиственитизирующих растворов. Установлено, что лиственитты образуются в интервале температур 350—50°С и давлениях от 0 до 1000 атм и более при воздействии на гипербазиты гидротермальных растворов, содержащих углекислоту. Главные компоненты лиственитизирующих растворов — CO_2, Na_2CO_3, $NaHCO_3$, NaCl, KCl, H_2S. Концентрация растворенных компонентов может достигать 30—40 вес. %, а в среднем составляет 5—10 вес. %, pH таких растворов колеблется от 4 до 10,5.

Формирование метасоматических колонок при лиственитизации происходит в результате фильтрации лиственитизирующего раствора в стороны от подводящего канала, на фоне падения температуры раствора, его общей концентрации и повышения pH. Аналогичную эволюцию претерпевают лиственитизирующие растворы и во времени (снижение температуры, повышение pH).

Лиственитизирующие растворы, законсервированные в минералах лиственитов из различных гипербазитовых поясов, иногда довольно резко отличаются по химическому составу, что указывает на различие их источников и горных пород, по которым они двигались и из которых заимствовали те или иные компоненты. Так, например, в Курайской зоне лиственитизирующими были хлоридно-карбонатные растворы умеренных концентраций, в Цаган-Гольской зоне (Монгольский Алтай) — высококонцентрированные существенно углекислые растворы, в Манлайской зоне — хлоридно-карбонатные растворы весьма низких концентраций. По всей вероятности, лиственитизирующие растворы могут быть различимыми по генезису — ювенильными, метаморфогенными, нагретыми минерализованными вадозовыми водами глубинной циркуляции и др. Именно этим, по-видимому, прежде всего обусловливаются особенности минерального состава той или иной зоны лиственитов.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив (в Забайкалье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.— В кн.: Хромиты СССР, Т. 1. М., Изд-во Ломон. ин-та АН СССР, 1937, с. 7—156.

Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1953, с. 58—80.

Бок И. И. Лиственитты, их особенности, разновидности и условия образования.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1956, вып. 22, с. 3—23.

Борисенко А. С. О возможном определении карбонатов и бикарбонатов натрия в растворах газово-жидких включений в минералах.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 4, с. 917—920.

Борисенко А. С., Оболенский А. А. Минеральные типы лиственитов Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 193—206.

Борисенко А. С., Оболенский А. А., Васильев В. И. Состав газово-жидких включений в минералах ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 1, с. 673—676.

Бородаевская М. Б. О происхождении березитов и некоторых других метасоматических пород Березовского золоторудного месторождения на Среднем Урале.— «Записки Всес. минералог. об-ва», 1944, ч. 75, вып. 2-3, с. 123—142.

Бородаевский И. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947. 265 с.

Бородаевский Н. И. О генезисе ртутных месторождений Курайской зоны в Горном Алтае.— «Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 31, с. 105—117.

Бородаевский Н. И. Лиственитизация как генетический комплекс гидротермальных месторождений.— В кн.: Труды Междунар. геол. конгресса. XXI сессия. М., Госгеолиздат, 1960, с. 118—128.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 203—205.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. II. М., «Наука», 1968, с. 9—17.

Ермаков Н. П. Исследование минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1950. 150 с.

Ермаков Н. П. Стадийность рудообразования, изменения пород и явление березитизации.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., «Наука», 1970, с. 152—163.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М., «Недра», 1972. 175 с.

Заварицкий А. Н. Месторождения медных руд на Урале.— «Труды Геол. комитета. Нов. серия», 1927, ч. I; 1929. ч. II, 151 с.

Карпинский А. Геологические исследования, произведенные в Южном Урале летом 1884 г.— «Изв. геол. комитета», 1885, т. IV, № 7, с. 28—80.

Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. М. Лиственитты, их генезис и классификация. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1965. 153 с.

Колтун Л. И. Применение минералотермометрического метода для изучения генезиса некоторых месторождений золота на Урале.— «Труды Всес. НИИ пьезооптического сырья». 1955, т. 1, вып. 2, с. 35—50.

Коренбаум С. А. Минеральные парагенезисы апогипербазитовых лиственитов и их генетические особенности.— В кн.: Материалы ко II конференции по околорудному метасоматозу. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1966, с. 314—315.

Коробейников А. Ф., Баженов В. И., Кучеренко И. В., Осипов Л. Г. Гидротермально измененные породы основных золоторудных полей Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Критерии рудоносности метасоматитов (материалы к симпозиуму). Алма-Ата, 1969, с. 248—249.

Кузнецов В. А., Тычинский А. А., Щербань И. П. Гетерогенность кварцево-карбонатных пород лиственитового облика и связь с ними ртутного оруденения.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10, с. 132—146.

Леммлейн Г. Ш., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащем кристаллики галита и сильвина.— «Записки Всес. Минералог. об-ва», 1955, вып. 84, № 1, с. 215—220.

Лесняк В. Ф. Основы физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Львов, 1964. 122 с.

Павлов А. Л., Оболенский А. А. Роль взаимодействия гидротермальных растворов и вмещающих их пород в образовании ртутных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М., «Наука», 1972, с. 158—197.

Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Бинарная система H_2O—CO_2 при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968, с. 42—65.

Такеноучи С., Кеннеди Дж. К. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968, с. 65—75.

Щербань И. П. О температурах образования кварцево-доломитовых и кварцево-магнетитовых пород.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1968, с. 118—122.

Щербань И. П., Широких И. Н. Экспериментальные данные об устойчивости кремнисто-магнезитовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 116—118.

Щербань И. П. Некоторые черты минералогии и генезиса лиственитов и лиственитизированных пород.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 142—175.

Щербань И. П., Боровикова Г. А. Термодинамические данные об условиях образования лиственитов и лиственитизированных пород.— «Докл. СССР», 1970, т. 191, № 6, с. 1389—1392.

Weeks W. K. A Thermochemical Study of Equilibrium Relations during, metamorphism of Silicons Carbonate Rocks.— «J. Geology», 1956, v. 64, № 3, p. 245—270.

А. М. Дымкин, И. А. Калугин

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД ТУРГАЯ И АЛТАЯ

В последние годы особое внимание исследователей привлекают железорудные месторождения вулканогенно-осадочного типа. По структурно-геологическому положению, времени формирования и характеру вулканических процессов месторождения значительно различаются. Вместе с тем имеется ряд характерных признаков, который указывает на некоторые общие черты их формирования.

В Тургае вулканогенно-осадочные руды описаны О. М. Чугуевской и др. (1968), П. Н. Кобзарем и др. (1968), А. М. Дымкиным и др. (1973), Н. М. Беляшовым, Г. М. Тетеревым и др. Наиболее полно эти руды сохранились в Елтайско-Куржункульском рудном районе, расположенном в средней части Валерьяновского трогового прогиба. В структурном отношении описываемый район представляется как крупный тектонический блок, ограниченный с запада и востока Ливановским и Апановским глубинными разломами. Северная граница его менее четкая, она проходит по линии Аятского субширотного разлома, а южная оконтуривается серией магнитных аномалий. В пределах блока выделяется ряд субмеридионально ориентированных и чередующихся между собой синклиналей и антиклиналей (Дымкин, Щербак, 1973), осложненных разрывными нарушениями трех направлений: север-северо-восточного, запад-юго-западного и северо-западного (рис. 1). В совокупности эти нарушения создают тип тектонической решетки, к узлам пересечений которой приурочены габбро-диориты, диориты, диоритовые порфириты и практически все железорудные месторождения.

Седиментогенные признаки железных руд хорошо сохранились в Елтайских месторождениях, расположенных в северной части района (см. рис. 1). Все эти месторождения локализованы в контактовом ореоле габбро-диоритов и диоритов. Несмотря на близость интрузивных тел, руды сохранили, правда в разной степени, первичный структурно-текстурный рисунок и позволяют воссоздать историю их формирования. Характерно, что вулканогенно-осадочные породы и залегающие в них магнетитовые руды месторождений Елтай-I, Елтай-II, Елтай-IV и Елтай-VII оконтуривают с юго-запада, юга и востока интрузивное тело и погружаются все в сторону габбро-диоритов. Штокообразная форма массива, а также отчетливо кольцевое погружение вмещающих его толщ позволяют говорить о кальдерном типе структуры этого рудного поля. Подобную идею для рудных полей Тургая высказал Г. М. Тетерев, но использовал он для доказательства наличия таких структур более общие материалы.

Вмещающие породы представлены в основной своей массе вулканитами среднего и основного состава, среди которых повсеместно присутствуют в различной степени раскристаллизованные известняки, а местами и доломиты. Среди рудовмещающих толщ преобладают лито- и кристаллокластические туфы, иногда грубообломочные, чередующиеся в разрезе с покровами порфиритов и туффитов. Судя по составу вулканических продуктов и частой смене их в разрезе, можно считать, что периоды эксплo-

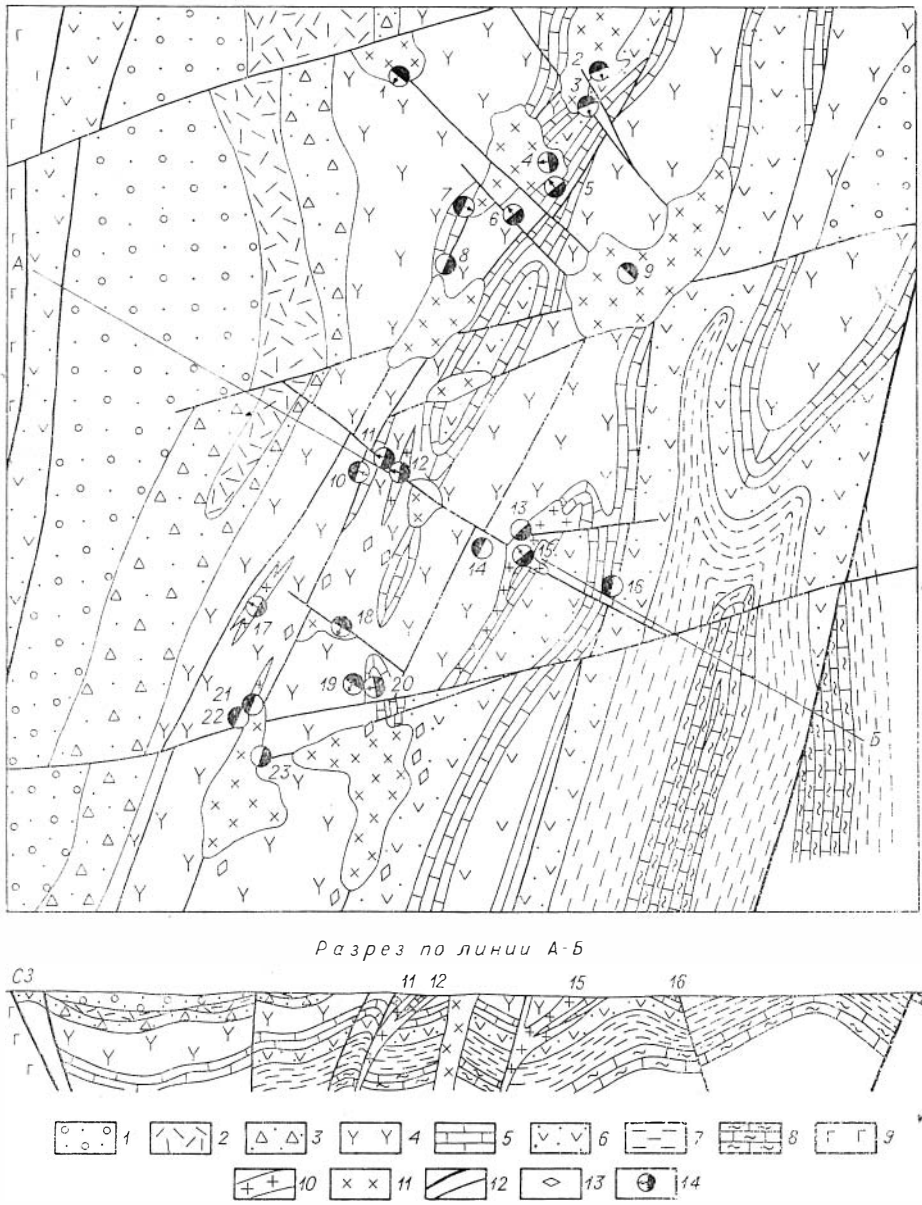


Рис. 1. Геолого-структурная схема палеозойского фундамента Елтайско-Куржункульского рудного района.

1 — красноцветные конгломераты и песчаники (C_2—$_3$ или Pz_3 (?)); *2* — пироксен-плагиоклазовые порфириты (C_1V_3 — *n*); *3* — агломератовые и лапиллиевые туфы (C_1V_3 — *n*); *4* — туфы андезитовых порфиритов, туффиты с прослоями известняков и порфиритов, туфы смешанного состава и андезито-базальтовые порфириты (вверху) (C_1V_3 — *n*); *5* — известняки, часто мраморизованные, известковистые туфы и туффиты (C_1V_2—$_3$); *6* — туфы андезитовых порфиритов с прослоями туффитов, известняков и андезитовых порфиритов, песчаники с примесью пирокластов (C_1V_2—$_3$); *7* — аргиллиты с прослоями алевролитов и глинистых известняков, кварц-полевошпатовые песчаники (C_1t_2 — V_1); *8* — темно-серые органогенные известняки с прослоями аргиллитов (C_1t_1); *9* — диабазы и спилиты (S_2 — D_1); *10* — диоритовые порфириты; *11* — диориты и габбро-диориты (δPz_3); *12* — линии разломов; *13* — магнитные аномалии; *14* — магнетитовые месторождения и рудопроявления (1— Воронинское; 2, 3 — Елтай-III; 4 — Елтай-I; 5 — Елтай-IV; 6 — Елтай-II; 7 — Елтай-VII; 8 — Елтай-VIII; 9 — Увальненское; 10 — Козыревка; 11 — Козыревка-III; 12 — Козыревка-II; 13 — Северо-Куржункульское; 14 — Кужайское; 15 — Куржункульское; 16 — Низинное; 17 — Лисаковское; 18 — Степное; 19, 20 — Копоткинские; 21, 22, 23 — Карасорские).

зивной деятельности быстро сменялись периодами спокойного излияния лав, а нередко и частичным разрушением вулканических построек, переносом и отложением материала в более удаленных от вулкана участках.

Существенной особенностью вулканитов Тургая является слабо проявленный региональный метаморфизм (Дымкин, 1970; Дымкин, Щербак, 1973). В эффузивах и туфах достаточно хорошо сохранились первичные минералы, а иногда в них удается видеть даже вулканическое стекло. Из вторичных процессов наиболее распространен щелочной (натриевый) метасоматоз, обусловивший неравномерную альбитизацию полевошпатовых вулканитов. Для Елтайского рудного поля, как и для Тургая в целом, совсем не характерен динамометаморфизм. Вмещающие оруденение породы сохранили первичные структуры и текстуры и не обнаруживают рассланцевания. Только в сравнительно узких зонах разломов они оказываются катаклазированными. По первичным минералам в таких зонах развивается ассоциация хлорит-серицит-кварцевого состава, соответствующая условиям фации зеленых сланцев. Однако участки преобразованных вулканитов столь невелики, что по ним ни в коей мере нельзя судить о региональном метаморфизме. Для рудного пояса Тургая степень преобразования вулканогенно-осадочных пород не превышает стадии регионального катагенеза. Именно в таких малоизмененных пирокластических отложениях среднего визе — намюра и размещены вулканогенно-осадочные руды. Вмещающая оруденение толща мощностью свыше 400 м представлена туфами и туффитами андезито-базальтового состава и только небольшими покровами среди них встречаются порфириты. В южной части рудного поля в верхах этой толщи залегают метаморфизованные и доломитизированные известняки. В слоистой толще выделяется несколько кремнисто-железистых горизонтов, прослеженных по простиранию не более чем на 1,5—2 км (Дымкин, Щербак, 1973). Какова истинная их протяженность, остается пока не ясным.

Вулканогенно-осадочные руды пространственно совмещены с рудами метасоматическими, их взаимоотношения подробно описаны ранее (Дымкин и др., 1973) и повторять это нет необходимости. Лучше всего седиментогенный характер руд сохранился в месторождении Елтай-II. Здесь выделены два горизонта, залегающие над рудами метасоматического типа. Оба горизонта характеризуются ясно выраженным ритмично-слоистым строением, причем мощность отдельных слоев колеблется от 1 мм до 20 см. Выделяются трех- и четырехчленные ритмы, реже более высокого порядка. Каждый из ритмов отличается от других — соседних, мощностью слойков, их составом и количественным содержанием рудного вещества. Вместе с тем установлена и общая последовательность ритмонаслоения. Обычно ритмослой начинается с псефито-псаммитовых лито- и кристаллокластических туфов среднего или основного состава. Кластический материал в них составляет около 80% объема породы. Обломки не сортированы, размер их колеблется от 0,1 до 3 мм и более. В цементе преобладает кремнисто-карбонатный материал, подчиненно представлен он пепловыми частицами. Вверх по разрезу величина обломков в туфах уменьшается, и они постепенно, но довольно быстро сменяются псаммито-алевритовыми туфами. Последние, в свою очередь, сменяются туффитами, отличительный признак которых — тонкослоистое строение. Мощность отдельных слойков измеряется миллиметрами. Обломочный материал в туффитах тот же, что и в туфах. В основном это мелкие остроугольные обломки эффузивов, осколки кристаллов плагиоклаза, реже кварца, пироксена и роговой обманки. Довольно много здесь пепловых частиц (до 15%). Отдельные слойки бывают насыщены кремнистым веществом с остатками радиолярий. Не вызывает сомнений, что кремний здесь имеет органическое происхождение, так же, впрочем, как и слойки существенно известкового состава, развитые в верхней части туффитовой толщи.

Местами среди серых и зеленовато-серых туффитов встречаются прослои черных туффитов с резкими или нечеткими границами. Темная окраска этих слойков обязана присутствию тонкозернистого (сажистого) магнетита, составляющего 50—80% объема породы. Магнетит здесь мелкозернистый (0,01—0,05 мм), изометричный и не несет каких-либо признаков динамометаморфизма. Помимо магнетита рудные прослои содержат гематит, лепидокрокит и гидрогетит. В ассоциации с окислами и гидроокислами железа постоянно встречается кремнистое вещество, играющее в данном случае роль цемента. В менее измененных участках кремнистая масса опаловидная, характеризуется агрегатным погасанием и весьма низким двупреломлением. И только в приконтактовой части с диоритами, а также в зонах развития вторичных минералов: актинолита, хлорита, эпидота, альбита, происходит раскристаллизация кремнистого вещества и образование гранобластовых агрегатов кварца.

Существенно магнетитовые и гематит-магнетитовые слойки резко отделяются от силикатных прослоев и достаточно выдержаны по простиранию. Вместе с нерудными слойками они местами обнаруживают сложную плойчатость, которая, скорее всего, отражает оползневые явления рыхлого, еще не литифицированного осадка, и отнюдь не связывается с метаморфическим преобразованием. В рудных туффитах заключены многочисленные прослойки магнетит-гематитовых руд мощностью от 1 мм до 10 см. Количество таких прослоев в каждом ритме неодинаково, колеблется от 5—6 до 25.

Химический состав вулканогенно-осадочных руд мало чем отличается от руд метасоматического типа. По данным 13 анализов, заимствованных из работы А. М. Дымкина, В. М. Шербака (1973), содержание (вес. %) в них окислов изменяется: SiO_2— 1,42—53,60; TiO_2— 0,06—0,73; Al_2O_3— — 0,22—8,52; Fe_2O_3— 18,39—62,93; FeO — 11,31—30,06; MnO — 0,02— — 0,07; CaO — 0,62—3,84; MgO — 0,81—6,22; Na_2O — 0,14—3,16; K_2O — 0,08—1,60; V_2O_5— 0,014—0,03.

По содержанию железа это руды бедные, они соответствуют вкрапленным рудам метасоматического типа. Резко колеблющееся соотношение окисного и закисного железа обусловлено различным количеством в слойках магнетита и гематита. Присутствие этих минералов в слоистых рудах свидетельствует о различной степени восстановленности железистого вещества, которое первоначально осаждалось, по-видимому, в форме гидроокисных соединений.

Аналогичные руды седиментогенного типа давно известны на Алтае (Калугин, 1970). Среди них прежде всего следует отметить неметаморфизованные кремнисто-гематитовые слоистые руды Юго-Восточного Алтая (месторождение Калгутинское и др.). Близкие по составу и формационной принадлежности руды, но уже метаморфизованные в условиях эпидот-хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев, распространены и в западной части Горного Алтая (Коксинско-Холзунский район). Они сохранили основные черты вулканогенно-осадочных образований — стратификацию, слоистость, фациальные и текстурные признаки отложения в водном бассейне. На характеристике последних мы и остановимся.

Коксинско-Холзунский район расположен в пределах шовной структурно-фациальной зоны (Белоубинско-Южноалтайской, по Д. Г. Ажгирею, 1973), на стыке каледонид и герцинид Западного Алтая. Вследствие господствовавшего режима тектонического сжатия (Нехорошев, 1956), интрузивный магматизм на данном уровне проявлен в виде поясов синкинематических порфировых (D_2) и габбро-диабазовых интрузий (D_3—C_1). Метаморфические изменения пород и руд в районе обычно локализованы вдоль узких ветвящихся разломов или зон рассланцевания и резко затухают вкрест их простирания. Рудоносный горизонт, прослеженный в районе на 25—30 км (Кассандров, 1974), вмещает на южном фланге крупное Холзунское месторождение метаморфизованных магнетитовых руд с гидросили-

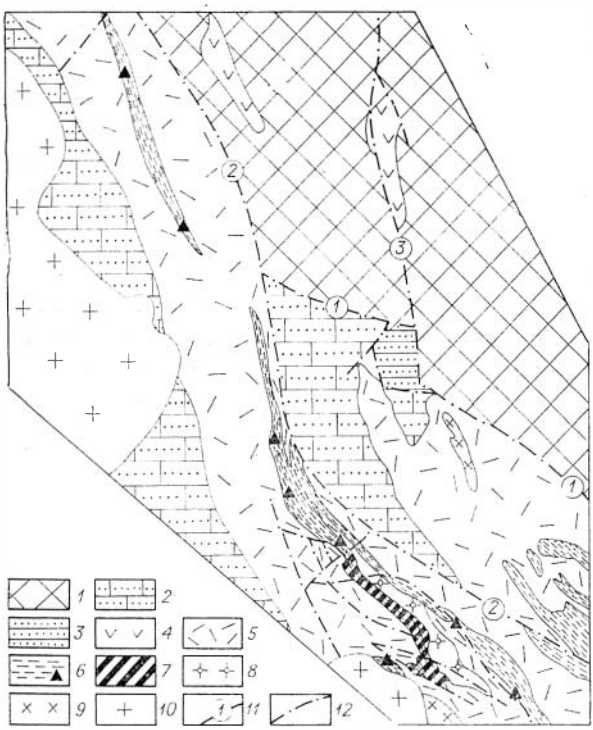


Рис. 2. Схема геологического строения Холзунско-Коксинского района (по Б. А. Снежко, с дополнениями).

1 — метаморфические зеленые сланцы (нижний палеозой (?); *2, 3* — терригенно-карбонатные породы (D_2e_1); *4* — порфириты (D_2e_1); *5* — вулканогенные породы кварц-кератофировой формации (D_2e_2); *6* — вулканогенно-осадочные породы с гематитовыми рудопроявлениями (D_2e_2); *7* — рудовмещающий горизонт Холзунского месторождения; *8* — альбититы Холзунского месторождения (C_2–$_3$(?)); *9* — порфировые субвулканические интрузии (D_2); *10* — граниты Калбинского комплекса (P); *11* — главные разломы и их номера; *12* — второстепенные дизъюнктивы и зоны рассланцевания.

катным сорудным комплексом. Слабо измененные руды залегают на разных стратиграфических уровнях в разрезах осадочно-вулканогенных свит D_2e_2 мощностью до 3 км, сложенных эффузивами и пирокластами преимущественно кислого состава (рис. 2). В Тургае, как было описано выше, кислые вулканиты отсутствуют вообще, а руды залегают в пирокластах среднего и основного состава.

Проявления кремнисто-гематитовых руд (Коксинские, Кульдинские) приурочены к горизонтам туффитов, а наиболее мощный в районе рудный горизонт Холзунского месторождения содержит в основании карбонатно-туфогенные сланцы, известняки и доломиты. Характерно также присутствие рассеянной рудной вкрапленности в рудовмещающих вулканитах. Описанные в литературе и изученные нами гидротермальные и гидротермально-осадочные гематитовые рудопроявления не имеют практического значения, но вместе с тем, вследствие достаточной сохранности при метаморфизме, представляют хороший объект для генетических суждений. На Холзунском месторождении отмечены проявления гематитизации в подрудной части горизонта в 100—500 м ниже по разрезу на протяжении 4 км.

Выделяются породы с равномерно вкрапленным гематитом, с жильно-метасоматическими формами гематитизации, а также отдельные линзы слоисто-полосчатых гематитовых кварцитов и туффитов. Различные формы оруденения нередко совмещены в пределах одного скального обнажения. Сохранность текстур и структур почти полная, несмотря на высокотемпературную метасоматическую калишпатизацию пород. Окатанные обломки упомянутых пород и руд встречаются в рудоносном разрезе в составе туфобрекчии и туфоконгломератов, что подтверждает сингенетичный с вмещающими вулканогенными толщами характер оруденения.

Вкрапленная гематитизация характерна для трахиандезитовых порфиритов, менее — трахитовых порфиров, кератофиров и кварцевых порфиров. Породы с высоким содержанием гематита в цементе отличаются темно-лиловым цветом и большим удельным весом. Гематит в виде тонкодисперсной вкрапленности равномерно распределен в слюдисто-полевошпатовой основной массе, или же образует пятнистые, нерезко ограниченные сгущения величиной в десятые доли миллиметра (рис.3). За счет гематита в первично микролитовых породах структура видна особенно отчет-

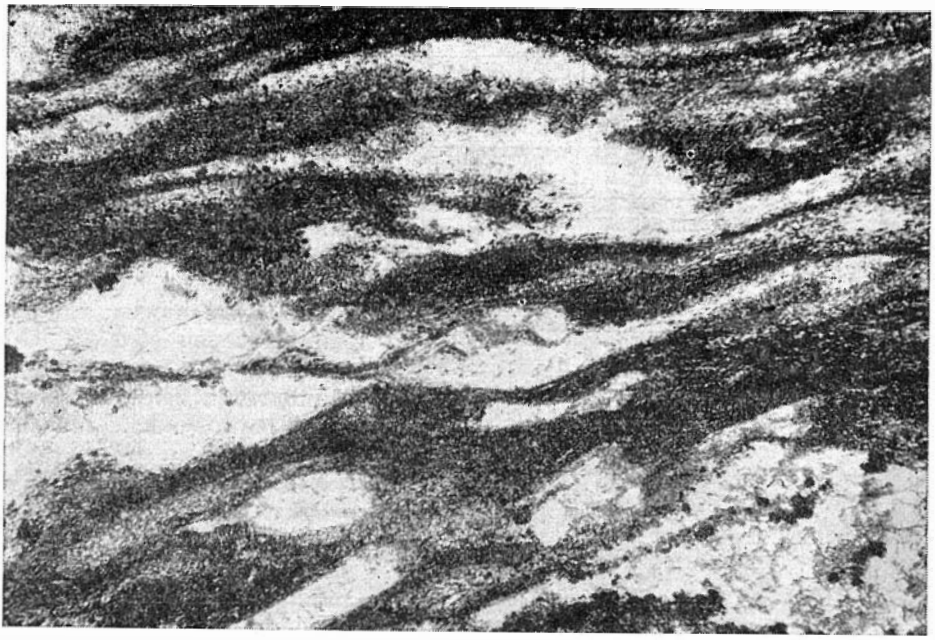


Рис. 3. Рудный порфирит. Темное — тонкозернистый гематит. Шлиф. Без анализатора. Ув. 40.

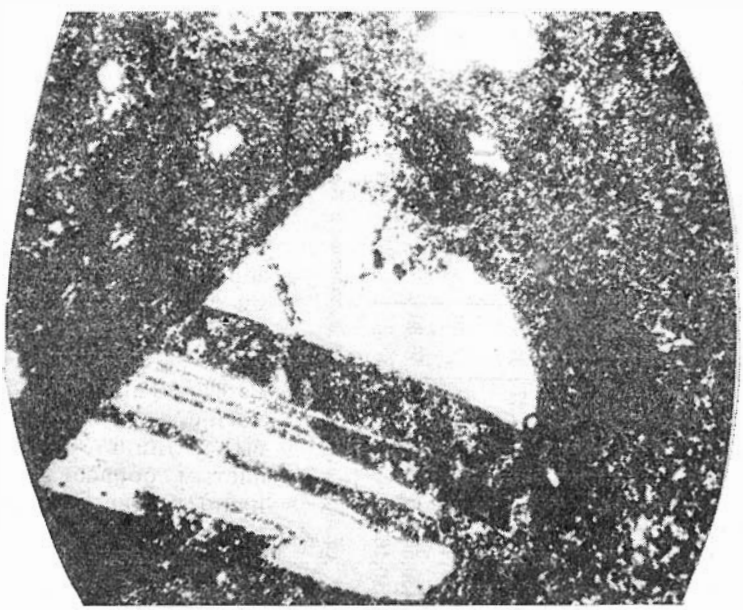


Рис. 4. Избирательное замещение двойниковых индивидов альбита основной массой с гематитом (черное). Шлиф. Без анализатора. Ув. 80.

Химический состав гематитизированных порфиритов и рудных прослоев в них (Холзунское месторождение)

Номер п. п.	Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	П. п. п.	Сумма	Примечание
1	Х-100а	49,62	1,73	9,14	26,06	1,99	0,37	1,00	2,24	0,15	7,40	0,65	Сл.		100,35	Рудные афириты, калишпатизированные
2	Х-100в	47,30	2,05	13,82	20,59	2,18	0,28	0,40	1,96	0,20	10,66	0,88	0,02	0,21	100,42	То же
3	Х-76б	38,00	1,70	13,40	35,00	(об.щ.)	0,07	0,50	0,55	0,38	8,64			1,54	99,78	»
4	Х-37а	54,65	0,42	5,56	24,96	3,09	0,04	1,04	4,19	0,13	4,9	0,12	0,01	1,16	100,27	Гематитовый туффит
5	2024в	40,96	0,79	2,20	38,56	10,20	0,20	0,92	0,91	0,24	3,79	0,56		0,36	99,69	Рудный порфирит
6	Х-37б	60,13	0,04	0,27	31,44	6,53	0,09	1,2	0,28	0,06	0,08	0,02	0,02	—	100,16	Магнетит-гематитовые кварциты
7	Х-26а	23,47	0,03	0,27	71,68	2,96	0,08	Сл.	0,84	0,09	0,10	0,61	Сл.	0,33	100,46	То же
8	Х-26б	50,56	0,05	0,17	46,39	0,87	0,2	»	0,84	0,07	0,11	0,38	0,01	0,1	99,75	»
9	Х-195	10,16	0,46	5,02	78,21	0,59	0,07	0,61	1,97	0,38	2,00	0,84	Сл.	0,51	101,04	(с прослоем туффита)

Примечание. Анализы 1, 2, 4, 6 — 9 выполнены в Центральной лаборатории ЗСГУ; 3 — на квантометре ИГиГ СО АН СССР; 5 — приводится по Э. Г. Кассандрову (1972г.).

ливо. Концентрированные скопления минерала отмечены в виде каемок около порфировых вкрапленников и миндалин, а также вдоль контактов более поздних кварцевых жилок. Нередко основная масса, насыщенная гематитом, внедряется по трещинкам протоклаза внутрь вкрапленников, замещает отдельные индивиды сдвойникованных зерен (рис. 4). С гематитом ассоциируются обильный лейкоксен и мелковкрапленный идиобластический магнетит, который местами замещает более половины рудной массы. Рудное вещество тесно связано с основной массой и имеет, очевидно, магматический источник. Подобные «рудные порфириты» известны во многих рудных полях Сибири, Урала, Казахстана и других районов развития железоносного магматизма (Поспелов, 1958; Дымкин, Щербак, 1973; Николаев, 1961; Формозова, 1965). Химический состав калишпатизированных рудных порфиритов Холзунского месторождения приведен в таблице. Следует отметить повышенное содержание в них титана.

Колломорфные выделения гематита наблюдались в миндалекаменных порфиритах. Они образуют мелкие линзовидные ветвящиеся скопления криптозернистого кварца с вытянутыми ритмическими зональными, в том числе и концентрическими, агрегатами гематита. По морфологии эти выделения аналогичны линзовидно-прожилковым глинисто-кремнисто-железистым образованиям в измененных современных туфах андезито-базальтов (Калугин, 1967).

Жилы гематита и красной яшмы имеют обычно небольшую мощность (до 30 см), не выдержаны по простиранию, быстро выклиниваются или разветвляются. Они не подчинены какой-либо определенной системе трещиноватости и, в свою очередь, пересекаются сланцеватостью.

Жилы сложены тонкозернистым кварцем и чешуйчатым гематитом при средней величине зерен около 0,05 мм. Сплошные гематитовые прожилки редки. Встречаются участки слабо раскристаллизованного криптозернистого кварца с пылеватым гематитом. Пятнистые обособления красной яшмы, достигающие в поперечнике 50 см, в отличие от жил не имеют резких границ, характеризуются неравномерным распределением гематита. Зачастую рудным минералом обогащены краевые зоны пятен.

«Кольца Лизеганга» встречаются в блоках пород с сечением в несколько квадратных метров. В сериях колец с максимальным внешним диаметром 20—30 см ритмически чередуются тонкие (1—3 мм) зоны с различным содержанием вкрапленного гематита. Менее распространены широкие (до 5 см) элементы ритма, они имеют нечеткие границы и слабо выделяются на фоне породы (рис. 5).

Подобные жильно-метасоматические формы гематитизации вообще широко представлены в девонских железоносных толщах Алтая, особенно в подрудных пачках стратифицированных руд (Калугин, 1970; Лапин, 1963; Попов, 1967). Их образование связывают с выносом железа к поверхности ювенильными газо-гидротермами, а также с процессами поствулканического изменения пород, сопровождавшимися переотложением кремнисто-железистого вещества.

Слоисто-полосчатые гематитовые руды слагают прослои и линзы,мощность которых на Холзунском месторождении достигает первых метров. В данной группе различаются гематитовые кварциты и гематитизированные туффиты.

Гематитовые кварциты приурочены к рудным порфиритам, трахитовым порфирам и ассоциируются с прожилково-пятнистыми формами оруденения. Руды обладают темно-вишневым, стально-серым или лиловым цветом в штуфах. В них распространены седиментогенные текстуры: тонкополосчатые — слоистые и линзовидные, осложненные сланцеватостью, плойчатостью и секущими жилками (рис. 6). Чередуются линзочки-слойки стально-серого сплошного гематита и красного гематит-кварцевого материала. Наиболее выдержаны по простиранию слойки мощностью около 1 см, а более тонкие быстро выклиниваются.

Гематит в рудах тонкочешуйчатый (менее 0,01 мм), нерудная масса тоже тонкозернистая, состоит из кварца, слюдистого материала и полевого шпата с величиной зерен не более 0,03 мм. Редкие обломочные частицы имеют алевро-псаммитовую размерность, округлую форму и представлены калишпатом, кварцем, фельзитом, отчасти альбитом. Кварц также встречается в виде остроугольных обломков и изредка — дипирамидальных кристаллов, характерных вообще для высокотемпературного кварца из эффузивов. В слабо деформированных рудных слоях наблюдались скопления силикатных частиц, сложенных тонкозернистым кварцем. Они по своей оскольчатой форме и кучно-послойному типу распределения напоминают пепловые частицы из неметаморфизованных руд Алтая (Калугин, 1970).

Примесь в рудах составляют кальцит,вкрапленные идиобласты магнетита с каемками биотита, хлорит, апатит, а в единичных зернах — турмалин и циркон. Магнетит образует идиоморфные кристаллики, причем наиболее крупные из них (около 1 мм) обычно рассеяны, а мелкие (0,01—0,1 мм) обособлены в виде линзочек.

В секущих жилках и согласных линзах расположены перекристаллизованные агрегаты гранобластового кварца, реже микроклина, с железной слюдкой. В наиболее мощных жилах (до 3 см) метаморфического этапа встречены также актинолит, эпидот и гранат.

Гематитизированные туфы и туффиты не образуют определенного стратиграфического горизонта, хотя выдержаны по простиранию лучше, чем линзы гематитовых кварцитов,прослеживаясь непрерывно на сотни метров при мощности до 10 м. В грубообломочных и псаммитовых породах пылеватый и тонкочешуйчатый гематит образует неравномерно распределен-

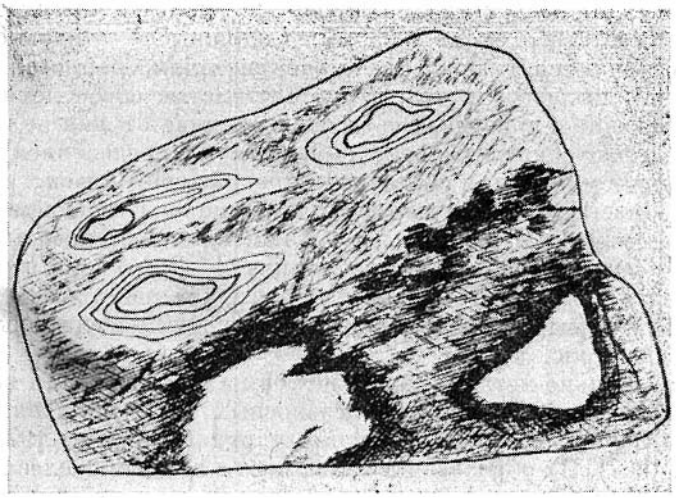


Рис. 5. Пятнистые и концентрически-зональные гематитовые выделения (темное) в порфиритах. 1/10 натур. вел.

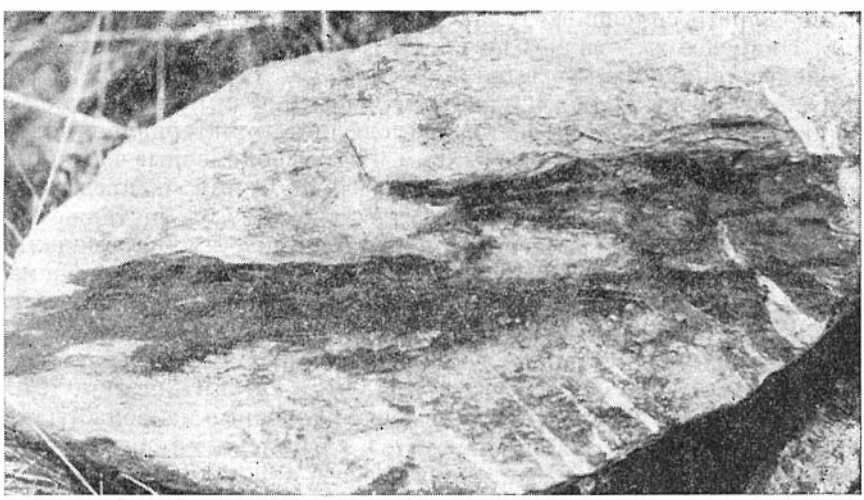


Рис. 6. Линзы гематитового кварцита (черное) в порфирите. Секущие жилки кварца с железной слюдкой. 1/2 натур. вел.

ную вкрапленность, а в отсортированных слоистых туффитах — слагает однородные и тонкополосчатые линзы, блуждающие слойки. Крупнообломочная фракция не сортирована и представлена окатанными и остроугольными обломками порфиритов, фельзитов и редко — красных яшмоидов и слоистых гематитовых руд. Мелкие обломки (до 1—2 мм) сложены кварцем, полевым шпатом и частицами пород. В цементе, кроме тонкочешуйчатого гематита, развит агрегат кварца, серицита и полевого шпата, примесь турмалина, барита. В участках метаморфического рассланцевания и слабой перекристаллизации чешуйки гематита укрупняются до размеров в десятые доли миллиметра, появляются новообразования гранобластового кварца, идиобластического магнетита и сопутствующего ему биотита.

Встречаются ритмично-слоистые туффиты с гематитом, в которых насчитывается до четырех ритмов, мощностью около сантиметра каждый. В основании ритма с размывом на нижележащем пелитовом слойке залегает псаммитовый туффит с обломками зерен полевого шпата и гематитового пелита. Выше следует алевро-пелитовый слой лилово-серого цвета, а завершается ритм темно-лиловым гематитсодержащим пелитовым туффитом. К тонкозернистым слойкам тяготеют пятнистые сегрегации карбоната (с кварцем, калишпатом). Границы слойков внутри ритма постепенные, а между ритмами — резкие. Химический состав гематитовых кварцитов несложен (см. таблицу). В оруденелых полиминеральных туффитах кроме железа и кремнезема содержатся еще глинозем, известь, магнезия и окись калия.

Приведенный материал по Алтаю показывает, что в условиях неоднородного «приразломного» метаморфизма (типа зон смятия) в тесной пространственной и парагенетической связи с метаморфогенно-метасоматическим гидросиликатно-магнетитовым оруденением сосуществуют слабо измененные разнообразные по генезису железорудопроявления. Это первично магматические концентрации металла в эффузивах, сопряженные с ними поствулканические жильно-метасоматические образования, хемогенно-обломочные и хемогенные железисто-кремнистые осадки.

Таким образом, на примере Тургая и Алтая отчетливо устанавливается потенциальная железоносность вулканитов не только базальтоидного состава, но и кислого — риолито-кератофирового. По условиям рудонакопления эти районы во многом сходны, хотя степень последующего преобразования руд в них совершенно различная.

ЛИТЕРАТУРА

Ажгирей Д. Г., Ажгирей Р. М. Особенности металлогении Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны (Рудный Алтай) и направление поисково-разведочных работ.— В кн.: Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 19—27.

Дымкин А. М. Вулкано-плутонический магматизм и эндогенное железоруденение.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железооруденение. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 5—30.

Дымкин А. М., Шербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая. Новосибирск, «Наука», 1973. 187 с.

Дымкин А. М., Шадрина В. А., Шербак В. М. Вулканогенно-осадочный тип железооруденения в Тургайском прогибе.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 10, с. 37—48.

Калугин А. С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л., «Недра», 1970. 176 с.

Калугин И. А. Отложения соединений железа на вулканах Курильских островов.— «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 20—27.

Кассандров Э. Г. Взаимоотношения и условия образования апатит-магнетитовых и гематитовых руд Коксинско-Холзунской железоносной зоны на Алтае.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области, ч. 2. Новосибирск, изд. ИГиГ, 1974, с. 63—72.

Кобзарь П.Н., Комиссаров Б.И., Милецкий Б. Е., Дорошкевич Г. И., Якубовский В. И., Тычкова Т. В., Куба А. П., Вайс М. Ш., Каймаков А. К., Плехова К. Р., Колотилов Л. И., Горяев С. М., Крутилин И. М., Прищепчик В. П. Закономерности размещения и образования магнетитовых и хромитовых месторождений Мугоджар и Тургайского прогиба. Алма-Ата, изд. КазИМСа, 1968, с. 175—178.

Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, 1963, с. 71—155 (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 13).

Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение.— «Информ. сборник ВСЕГЕИ», 1956, № 3, с. 50—61.

Николаев С. М. Геология Изых-Гольского железорудного месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 6, с. 74—82.

Попов В. Е. Девонские осадочно-вулканогенные толщи Западной части Горного Алтая и их металлогения. Л., «Недра», 1967. 151 с.

Поспелов Г. Л. Генетические типы железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 1. М., изд. АН СССР, 1958, с. 93—124.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции. М., «Наука», 1965, с. 7—46 (Труды ГИН АН СССР, вып. 141).

Чугуевская О. М., Новохатский И. П., Трофимов Н. А. О новом типе руд в магнетитовых месторождениях Тургайского прогиба.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 1, с. 185—186.

И. А. Калугин

МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЕ ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЕ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ РОДИОНОВ ЛОГ

Месторождение Родионов Лог находится в юго-восточной части Рудного Алтая в среднем течении р. Бухтарма. Это наиболее разведанное месторождение в алтайской части Восточного Казахстана, которое по запасам (25—50 млн. т) и качеству руд не отличается от небольших эксплуатируемых объектов Западной Сибири.

Район месторождения расположен на юго-восточной окраине Белоубинско-Южноалтайского синклинория (Геология СССР, т. 41, 1967) вблизи глубинного шва, разделяющего каледониды Горного Алтая и герциниды Рудного. Данная пограничная область — составная часть Северо-Восточной зоны смятия, что обусловливает специфику геологического строения региона и накладывает отпечаток на характер железооруденения. В силу относительной незавершенности процессов регионального метаморфизма в этой зоне и слабой «проницаемости» ее для интрузивного магматизма из-за господствовавшего режима тектонического сжатия (Нехорошев, 1956) здесь возрастала роль локальных проявлений метасоматоза, определивших особенности железооруденения.

Рудовмещающие толщи относятся к риолито-кератофировой (по составу вулканитов) и карбонатно-туфогенной (по составу осадочных членов) железоносной субформации Алтая с преобладанием вулканогенных пород (Калугин и др., 1967). Существенное отличие Родионова Лога от других скарновых и гидросиликатных месторождений Алтае-Саянской области, Казахстана, Урала и др., залегающих в средне-основных вулканогенных толщах, заключается в кремнекислом составе вмещающих вулканитов. Возраст пород по фауне в известняках определяется как среднедевонский (Геология СССР, т. 41, 1967).

Интрузивные породы занимают не более 5% площади района. Они представлены субщелочными кварцевыми порфирами (среднедевонский комплекс субвулканических интрузий), а также средне-основными породами типа диабазов (позднедевонский— раннекаменноугольный комплекс). Названные интрузии расположены несколько в стороне от месторождения, не ближе 5 км в плане. На самом участке известны мелкие тела диоритов предположительно средне- и позднекаменноугольного комплекса гранитоидов Южного Алтая (Геология СССР, т. 41, 1967).

Рудные залежи Родионова Лога, как и близлежащих Коробихинского, Печинского и Медведского рудопроявлений, приурочены к низам средней толщи верхней подсвиты култабарской свиты. Вмещающие оруденение породы представлены порфироидами по кварцевым порфирам и кератофирам, карбонатно-туфогенными сланцами и перекристаллизованными известняками. Для всех этих пород характерны сланцеватые, плойчатые и будинаж-текстуры, тонкозернистые кристаллобластические структуры и минеральные новообразования, свидетельствующие о метаморфизме эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев (по Н. Л. Добрецову, В. С. Соболеву, 1970).

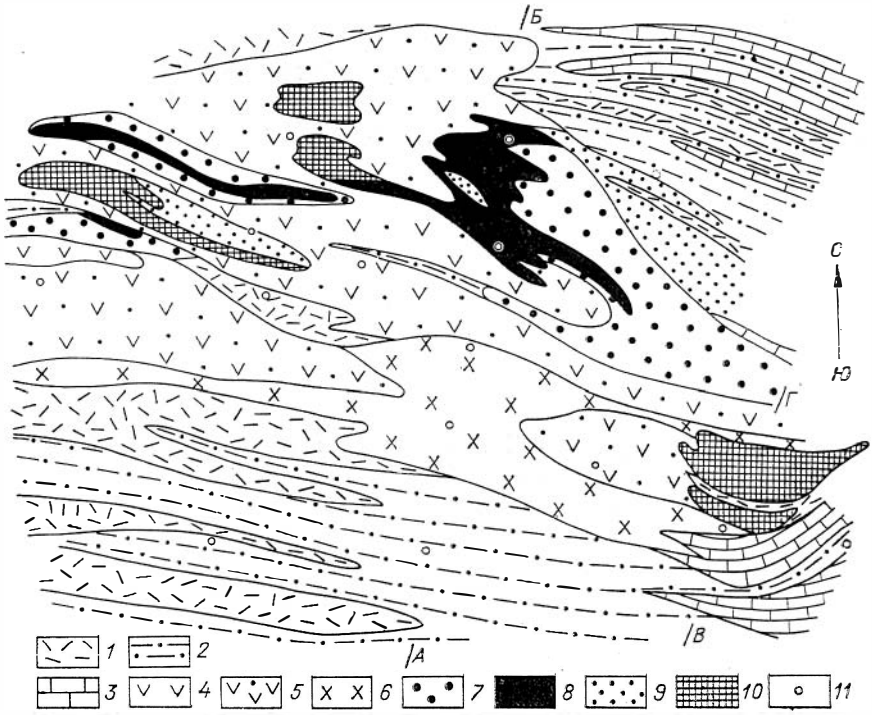


Рис. 1. Схема геологического строения месторождения Родионов Лог.
1 — порфироиды; *2* — карбонатно-туфогенные породы; *3* — известняки; *4* — диориты; *5* — околоскарновые породы; *6* — альбититы; *7* — скарны; *8* — скарново-магнетитовые руды; *9* — гидросиликатные метасоматиты; *10* — гидросиликатно-магнетитовые руды; *11* — разведочные скважины.

Диориты образуют на западном фланге месторождения несколько пластообразных согласных тел мощностью до 100 м. Более редки маломощные дайки диабазов и диабазовых порфиритов, встречающиеся на протяжении всей рудной зоны. Для диоритов характерны интергранулярные гипидиоморфно-зернистые структуры и редкие перемещенные ксенолиты полосчатых роговиков. Породы интрузии и даек подверглись альбитизации, амфиболизации, эпидотизации и биотитизации одновременно с формированием скарнов и руд в экзоконтакте.

Рудовмещающие толщи на месторождении залегают моноклинально, с общим падением на юг-юго-запад под углом 50—60°. На северо-западном фланге выявлены более пологие структуры с падением полосчатости, контактов пород и руд под углом 25—30°. Широко развиты явления сильного смятия пород железоносного горизонта: микроскладчатость, будинаж силикатных прослоев в карбонатно-туфогенных породах и тонкая сланцеватость, которая нередко имеет более крутое падение, чем слоистость. Динамометаморфизм связан с расположением месторождения в одной из «ветвей» Северо-Восточной зоны смятия, в осевой части которой проходит согласное с общим северо-западным простиранием нарушение большой протяженности со смещениями в пределах среднедевонской толщи.

По условиям залегания на месторождении выделяются две группы сближенных рудных тел — рудные зоны. Главная — скарново-рудная прослеживается в околоширотном направлении на 1100 м при наибольшей ширине в центре 240 м (рис.1). Она разведана на глубину 650 м без выклинки в центре (рис. 2) и на 250—300 и 200—250 м — на флангах. На юго-востоке участка расположена меньшая по размерам гидросиликатно-рудная зона. Эта залегает в разрезе выше скарновой и отделяется от нее мощной пачкой околоскарновых пород. Протяженность данной линзовидной

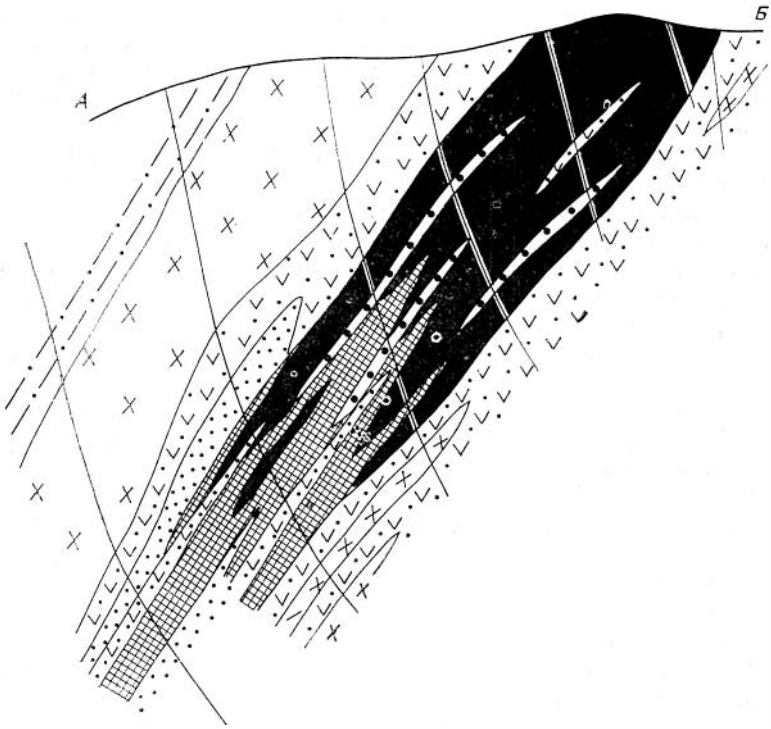


Рис. 2. Схематический геологический разрез скарново-рудной зоны. Усл. обозн. см. на рис. 1.

зоны по простиранию составляет 300 м, на глубину она прослежена на 250 м при существенном сокращении оруденения и возрастании мощности осветленных пород (рис. 3).

Основные структурные элементы месторождения, контролирующие закономерности локализации, состав и морфологию оруденения, целесообразно рассмотреть по отношению к главному этапу магнетитовой минерализации. Из дорудных структурных элементов следует отметить напластование, зону фациальной смены карбонатно-туфогенных пород юго-восточного фланга существенно силикатными — на западном фланге и отчасти контакт диоритов с вмещающими породами. Железные руды образуют пластовые и линзовидные тела, залегающие согласно с напластованием пород и прослеженные по простиранию с перерывами на 1200 м и по падению — на 850 м. Основные массы руд сосредоточены в зоне фациального перехода от карбонатных пород к силикатным. Здесь смешанный литологический состав толщи ограничивал возможности метасоматического перемещения железа.

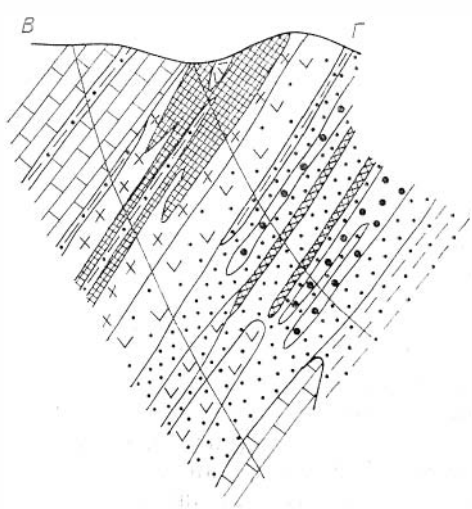


Рис. 3. Схематический геологический разрез гидросиликатно-рудной зоны. Усл. обозн. см. на рис. 1.

Резко выражены на месторождении сорудные структурные элементы: сланцеватость, будинаж, метасоматическая зональность. Сланцеватость и будинаж контролируют мелкий текстурный рисунок руд, обусловливая частое секущее положение полосчатости к границам рудных тел с разницей до десятков градусов. Таким же массовым развитием рудные тектониты пользуются обычно на месторождениях железистых кварцитов, имеющих соответствующую сложную конфигурацию рудных тел (Тохтуев, 1967). Вероятно, и на описываемом месторождении линзовидная форма тел обусловлена сорудными пластическими деформациями. Не случайно по главным морфологическим признакам железные руды Родионова Лога сходны с полиметаллическими рудами Алтая, приуроченными к зонам смятия (Щерба, Паталаха, 1966).

Зональность метасоматитов выражена в наличии ореола околоскарновых эпидот-амфибол-альбитовых пород вокруг рудной зоны (см. рис. 1). Ширина ореола среди силикатных пород западного фланга составляет 400 м, уменьшаясь в толще смешанного силикатно-карбонатного состава (на восточном фланге) до 150 м. За внешним контуром околоскарновой зоны расположены сильно альбитизированные или неизмененные породы култабарской свиты. Мощность альбититов, особенно в висячем крыле рудной зоны, достигает 100 м, уменьшаясь по простиранию в приблизительном соответствии с мощностью рудной зоны.

Отмечена также обратная вертикальная зональность в расположении скарновых и гидросиликатных метасоматитов в разрезе главной рудной зоны (см. рис. 2). Она проявлена в усиливающемся книзу замещении скарновых минералов гидросиликатными и обусловлена, по-видимому, кинетическими причинами в связи с изменением состава восходящих растворов от галоидных к сернистым и гидрокарбонатным (Калугин, 1969).

Главный послерудный структурный элемент — это зона окисления. Мартитовые руды встречаются в центральной части рудной зоны «на головах» основных рудных тел и в виде валунчатых образований рядом с ними. Мощности мартитовых руд колеблются от нуля на крутых склонах до 5—10 м на более плоской и горизонтальной поверхности. Сплошная мартитизация, судя по отсутствию пирита, опускается до 85 м. Примерно на этой же глубине (89—94 м) исчезают отложения гипса в кавернах руд. Очевидно, граница зоны просачивания и зоны застойных вод проходит на уровне 80—90 м от поверхности. Более слабая мартитизация прослеживается по керну почти до 220 м.

Запасы промышленных легкообогатимых магнетитовых руд составляют 25—50 млн. т при содержании $Fe_{вал}$=36,65%, S=2,5 и P=0,11%. Менее распространены коренные и валунчатые мартитовые руды — 3,3—4,3 млн. т, $Fe_{вал}$=54,55%, S=0,15 и P=0,15% .

По преобладающему типу сопутствующей минерализации (по аналогии с распространенной классификацией железорудных месторождений) выделяются скарново- и гидросиликатно-магнетитовые руды. На долю первого типа приходится около 2/3 интервалов опробования руд (по скважинам вне зоны окисления), а на долю второго — около 1/4 части. Имеющие подчиненное значение кальцит-магнетитовые руды (с альбитом, пиритом, кварцем) юго-восточного фланга условно объединяются с гидросиликатными.

Основные черты состава и парагенезисов скарновых и гидросиликатных магнетитовых руд отражены в табл. 1 и 2. В дополнение к этим данным следует отметить, что по содержанию железа скарновые руды богаче гидросиликатных (рис. 4). Эта закономерность, как и на других месторождениях (Шарапов, Лапин, 1965), может быть связана с замещением в одном случае существенно карбонатных, а в другом — силикатных пород.

Скарново-магнетитовые руды содержат в нерудной части пироксен, паргасит и гранат в количестве не менее 40%. Из текстур в рудах наиболее распространены полосчатые: параллельные, плойчатые и линзовидные с

Таблица 1

Сравнительная характеристика скарновых и гидросиликатных магнетитовых руд месторождения Родионов Лог

Скарново-магнетитовые руды	Гидросиликатно-магнетитовые руды
Характерные сорудные минералы	
Пироксен, гранат, паргасит	Актинолит, эпидот, биотит, альбит
Ассоциация в разрезе	
Скарны, известково-силикатные роговики, карбонатно-туфогенные сланцы (останцы)	Околоскарновые породы, силикатные роговики, порфироиды (останцы)

Содержание окислов в силикатной части руды по отношению к смежному нерудному слою

Повышенное >110% MgO, K_2O Al_2O_3, Na_2O	Равное 90—110% SiO_2,(Al_2O_3) Fe_2O_3(общ.) (принято условно)	Пониженное <90% CaO	Повышенное >110% MgO, K_2O CaO	Равное 90—110% (SiO_2) Fe_2O_3(общ.) (принято условно)	Пониженное <90% SiO_2, Al_2O_3 Na_2O

проявлениями будинажа нерудных слоев (рис.5,*а*). Их рисунок обнаруживает признаки повсеместного до- или сорудного рассланцевания, когда рудная масса обладает струйчатой «тонкосланцеватой» текстурой при типичной роговиковой микроструктуре. В этом отношении руды мало отличаются от метаморфизованных железистых кварцитов, хотя нередко полосчатость в них осложняется развитием пунктирных скоплений граната на месте нерудных слоев (см. рис. 5, *б*). Имеются руды также с блочно-метасоматическим распределением магнетита и, одновременно, с повышенным содержанием апатита.

Магнетит в скарновых рудах срастается с магнезиальными силикатами — диопсидом, паргаситом и биотитом, образуя тонко- и однороднозернистые гранобластовые агрегаты. Средняя величина зерен в них не превышает 0,05 мм. Нерудные прослои сложены преимущественно гранатом, амфиболами, эпидотом и пиритом. Структурные взаимоотношения указывают на одновременный характер кристаллизации магнетита с диопсидом и паргаситом, что не совсем типично для скарновых месторождений и связано с паракристаллизационными деформациями. Как исключение, в отдельных апатит-диопсид-магнетитовых рудах относительно крупные кристаллы пироксена цементируются, а

Таблица 2

Средний химический состав магнетитовых руд (без межрудных прослоев)

Компоненты	1	2	3	4
SiO_2	17,67	14,22	7,05	14,17
TiO_2	0,22	0,45	0,19	0,31
Al_2O_3	4,02	3,49	1,39	3,30
Fe_2O_3	40,78	43,90	43,88	43,00
FeO	19,51	21,28	16,14	19,39
MnO	0,07	0,18	0,08	0,12
MgO	5,76	4,18	2,99	4,55
CaO	8,07	5,23	11,58	7,47
Na_2O	0,20	0,36	0,17	0,26
K_2O	0,54	0,63	0,54	0,58
P_2O_5	0,04	0,08	0,03	0,06
H_2O^+	1,62	1,59	0,61	1,35
CO_2	0,48	0,82	7,36	1,99
$S_{общ}$	0,75	3,59	8,00	3,35
Сумма	99,73	100,00	100,01	99,90
Объемный вес, г/см³	3,87	4,07	4,05	3,99

Примечание. 1 — скарново-магнетитовые руды, среднее по 6 анализам; 2 — гидросиликатно-магнетитовые руды, 7 анализов; 3 — карбонатно-гидросиликатно-магнетитовые руды, 3 анализа; 4 — среднее арифметическое по 16 анализам.

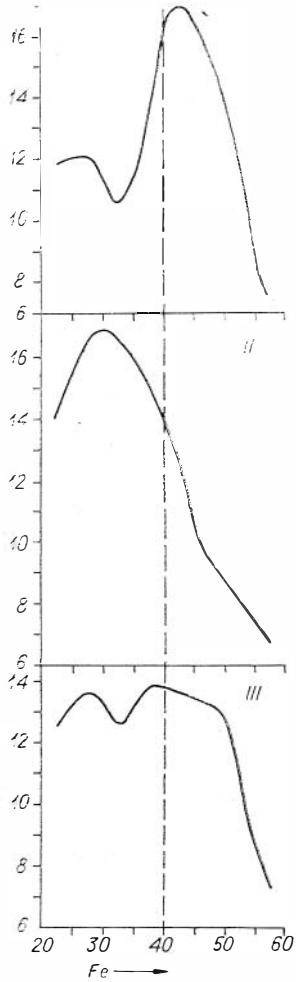


Рис. 4. Распределение содержаний железа в магнетитовых рудах.

I — скарново-магнетитовые руды (число рядовых проб $n = 154$); *II* — гидросиликатно-магнетитовые руды ($n = 82$); *III* — суммарная кривая.

местами разъедаются тонкозернистым магнетитом. Гранат выделяется в порфиробластах и жилках после магнетита, завершая скарново-рудный этап минералообразования. Подобный «послерудный» характер основной генерации граната, на наш взгляд, отражает специфику кристаллизации в условиях пластического течения, когда зарождение граната становится возможным лишь при некотором более жестком сопротивлении исходной породы, чем это предполагается для магнетита.

Гидросиликатно-магнетитовые руды содержат в нерудной части биотит, роговую обманку, актинолит, хлорит и эпидот при резко колеблющемся количестве кальцита и пирита. Нерудные прослои того же состава, но с участием альбита и кварца. В рудах преобладают текстуры тектонического происхождения с элементами плойчатости, линейности, будинажа и сплющивания рудных полос (рис. 6). Брекчиевидные руды наблюдались в локальных зонах хрупкого дробления, рудные жилы здесь выполнены сплошным кристаллическим магнетитом с биотитом или мушкетовитом с кальцитом.

Текстурно-структурный рисунок гидросиликатных руд тесно связан с особенностями состава их нерудной части. Так, в разновидностях с низким содержанием кальцита распространены полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры. Им соответствуют тонко- и однороднозернистые агрегаты магнетита, нередко с хорошо выраженным идиоморфизмом рудных зерен по отношению к силикатам. Для руд же со значительным участием кальцита характерны полосчато-жильные и жильные текстуры, обусловленные повышенной пластичностью карбонатного вещества. Магнетит образует здесь неравномерно- и более крупнозернистые скопления, часто раздроблен. Вместе с ним отмечается большое количество пирита (рис. 7).

В строении большинства руд участвует идиоморфно-зернистый магнетит, нерудные минералы ксеноморфны и ориентированы по сланцеватости. В рудных полосах магнетит образует поперечные к сланцеватости сростки, наблюдающиеся в разрезе по структурной плоскости *bc*. Сростки часто имеют вид зигзагов, так как контролируются трещиноватостью скалывания и реже отрыва. Подобное расположение рудных агрегатов и предпочтительная ориентировка силикатов подтверждают синтектонический характер кристаллизации руд (Коидэ Х., Хосино К., 1968; Калугин, 1975).

Распределение химических компонентов в крупнополосчатых рудах между гидросиликатными рудными и нерудными полосами, вычисленное за вычетом железа (см. табл. 1), более контрастное, чем в скарновых. По сравнению с последними здесь намечается усиление сродства железа с кальцием, хотя в целом для магнетитовых рудных скоплений установлено повышенное относительное количество магния (Калугин, Холодова, 1974). Средний хим. состав рудных полос, линз и жил приведен в табл. 2.

Околорудные известково-магнезиально-железистые породы структурно и генетически связаны с железными рудами, образуя среди них прослои

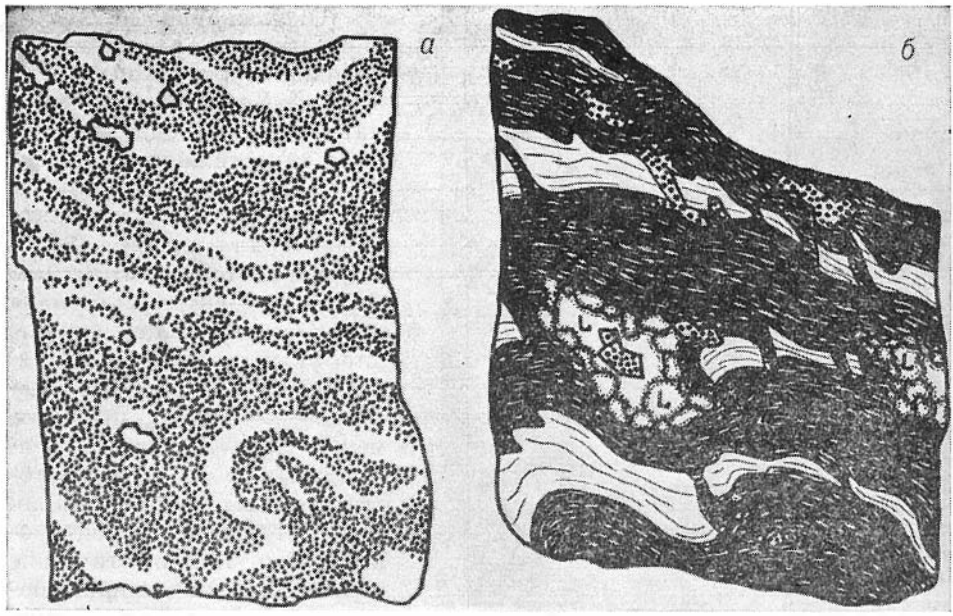


Рис. 5. а — линзовидно-полосчатая и слойчатая текстура скарново-магнетитовой руды. Рудные полосы (черное, точками) содержат магнетит и пироксен, нерудные (белое) — гранат, амфибол, пирит. Натуральная величина. *б* — структура-будинаж в руде. Черное — магнетит, светлое — нерудные слои, точками — пирит, L — гранат. Натуральная величина.

или небольшие самостоятельные тела. Скарны замещают преимущественно карбонатно-туфогенные сланцы, гидросиликатные метасоматиты развиваются по порфироидам и сланцам, а более поздние кварц-хлорит-карбонатные ассоциации относятся к продуктам гистерогенного изменения тех и других. Унаследованность состава замещаемых пород проявилась и в структуре месторождения, где роль скарновых ассоциаций убывает с востока на запад—от карбонатных фаций к силикатным и одновременно увеличивается роль первично-реакционных гидросиликатных ассоциаций.

В скарнах по наличию реликтов исходных пород и по характерной биметасоматической зональности (в штуфах) различаются апоизвестковые и апоалюмосиликатные образования. Апоизвестковые скарны сложены преимущественно гранатом, содержат остаточный кальцит и лишены титановых минералов. Положение их в биметасоматической колонке следующее:

0. Мрамор.
1. Гранатовый экзоскарн.
2. Пироксен-гранатовый скарн.
3. Пироксеновый скарн.
4. Околоскарновая порода (альбит, роговая обманка, пироксен).

Апоалюмосиликатные пироксеновые скарны значительно уступают в распространенности гранатовым. В составе их постоянно присутствует примесь лейкоксена-сфена в ассоциации с остаточным альбитом.

Алюмосиликатные метасоматиты представлены роговиками, околоскарновыми породами и альбититами. Тонкозернистые однородные роговики встречаются на месторождении лишь в виде редких пятен среди неравномерно перекристаллизованных метасоматитов, в отличие от которых обладают хорошо сохранившейся полосчатостью, сложным полиминеральным составом с участием калишпата, глиноземистого эпидота, не встречающихся в других породах.

Рис. 6. Плойчатая магнетитовая руда с биотитом, кальцитом, альбитом. Натуральная величина.

Околоскарновые породы образовались в результате неполного известково-магнезиально-железистого метасоматоза порфироидов, сланцев и отчасти диоритов в связи с процессом формирования скарнов. В составе их преобладает альбит (60 — 80%), а из темноцветных минералов характерны: роговая обманка, актинолит, эпидот, хлорит, редко диопсид. Структуры пород гранобластовые зубчатые, неравномерно-зернистые до порфировидных и гломеробластовых. В зонах рассланцевания распространены ориентированные и катакластические структуры. Характерно более позднее по отношению к альбиту выделение темноцветов. По минеральному и химическому составу рассматриваемые породы близки к «осветленным» породам железорудных полей Сибири, Казахстана и других районов (Поляков, 1967; Дымкин, 1966; Бекмухаметов, 1969; и др.). Однако на Родионовом Логу они развивались не по основным, как обычно, а по кислым вулканогенным породам с привносом железа и магния и выносом кремнезема. Следовательно, отличительная особенность скарново-рудного процесса в кислых алюмосиликатных толщах — это рассеяние железа и магния около скарнов и руд.

Альбитовые метасоматиты связаны постепенными переходами с околоскарновыми породами. В них наблюдаются те же гранобластовые и катакластические структуры, но содержание альбита увеличивается до предельного. В ассоциации с ним в подчиненном количестве встречаются кварц, серицит, анкерит, кальцит, сфен, апатит, гематит. Альбитизации подверглись порфироиды, сланцы и роговики. При этом не происходило сколько-нибудь заметного выноса железа, хотя перемещение его имело место и выразилось в образовании жилок и рудных линз. В зоне альбитизации карбонатно-туфогенных сланцев (юго-восточный фланг) наблюдались явления растворения железистых минералов в силикатных слоях с одновременным концентрированным отложением магнетита в карбонатных.

Процессы формирования метасоматитов и руд совершались в три этапа: роговиковый, скарново-рудный и послерудный. В рудной зоне соответственно проявились щелочно-магнезиальный метасоматоз (пироксен, паргасит), затем известково-железистый (гранат, амфибол, магнетит) и, наконец, карбонатно-сульфидный (кальцит, хлорит, пирит, эпидот и др.).

Близкая последовательность устанавливается и в зоне околоскарновых изменений и альбитизации, где щелочной метасоматоз (альбит, калишпат) сменяется магнезиально-железистым (амфибол, эпидот, биотит) и кремнисто-карбонатным (кварц, кальцит, хлорит). Общая закономерность состоит в последовательном замещении сильных оснований более слабыми, что указывает на возрастание кислотности растворов по мере кристаллизации (Калугин, Холодова, 1974).

Как видно, месторождению Родионов Лог присущи многие черты типичных метасоматических образований: пространственная ассоциация с телами диоритов, наличие ореола рассеяния магния и железа вокруг рудной зоны, характерная стадийность минерализации и ее обратная зональность по вертикали, локальное отложение магнетита в секущих напластование жилах и т. д. Вместе с тем с позиций геологического развития региона важно также учитывать при оценке генезиса месторождения тесную связь железооруденения и метаморфизма при незначительных проявлениях интрузивного магматизма, это сближает Родионов Лог с метаморфогенными месторождениями (по Я. Н. Белевцеву, 1968). Прежде всего, здесь резко выражен синтектонический характер оруденения, т. е. формирование магнетитовых руд совпадало во времени с эпохой складчатости и прогрессивного метаморфизма в зоне глубинного разлома. Уровень метаморфизма в данной части Северо-Восточной зоны смятия в целом не превышал фации зеленых сланцев, хотя и наметились признаки более глубоких изменений в виде линейных зон кремнево-щелочных и железо-магнезиальных метасоматитов. К такого же рода образованиям, несомненно, относятся альбитовые и скарново-гидросиликатно-магнетитовые ассоциации рудной зоны. Их температуры формирования (по данным гомогенизации включений в гранате, кальците, кварце, декрепитации магнетита) не превышали 500°С, оставаясь в пределах оценок, принятых для фации зеленых сланцев от 350—400 до 500—550° (Винклер, 1969; Добрецов, Соболев, 1970).

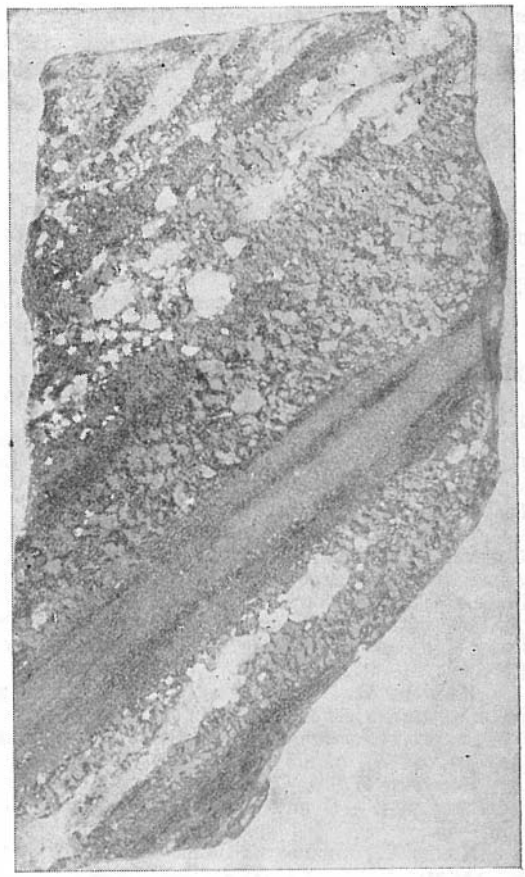


Рис. 7. Полосчатая магнетитовая руда. Тонкозернистый магнетит ассоциируется с силикатами, а крупнозернистый — с кальцитом и пиритом. Натуральная величина.

Принимая во внимание, что изученное железооруденение является синтектоническим и связано не с магматическими комплексами, а с локальными проявлениями метасоматоза среди зеленосланцевых толщ зоны глубинного разлома, мы относим его к метаморфогенному типу. В качестве исходного вещества допускается породообразующее железо рудовмещающей свиты и более глубокого структурного этажа, а также вероятные пер-

вичные вулканогенно-осадочные руды девонского возраста (Калугин, 1970). Существенная геохимическая особенность железооруденения — железо-магнезиальный метасоматоз (базификация) окружающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Бекмухаметов А. Е. Проявления щелочного метасоматоза в железорудных месторождениях Южного Тургая.— В кн.: Проблемы метасоматизма. Л., 1969, с. 288—293.

Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 648—713.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 247 с.

Геология СССР, т. 41. Восточный Казахстан. М., «Недра», 1967. 470 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С. Условия метаморфизма в природе и принцип фаций.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 132—242.

Дымкин А. М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. Новосибирск, «Наука», 1966. 168 с.

Калугин А. С., Пономарев В. Г., Кассандров З. Г., Калугина Т. С., Зубова С. И., Иванов В. И., Гузман А. Г., Маринч В. А., Бахорин Л. З. Вулканогенно-осадочные метаморфизованные железорудные месторождения Алтая.— «Труды СНИИГГиМС», Новосибирск, 1967, вып. 44, с. 47—69.

Калугин И. А. Изменение анионного состава растворов, как одна из причин обратной вертикальной зональности железооруденения.— В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 72—74.

Калугин И. А. Геология и генезис магнетитового месторождения Родионов Лог.— В кн.: Вулкано-плутонический магматизм и железооруденение. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 74—97.

Калугин И. А., Холодова Л. Д. Химические особенности дифференциации вещества в сланцевато-полосчатых железных рудах месторождения Родионов Лог.— В кн.: Минералого-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 65—80.

Калугин И. А. Структурно-текстурные особенности динамометаморфизованных железных руд.— В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 33—45.

Коидэ Х., Хосино К. Развитие микротрещин в экспериментально деформированных горных породах — РЖ «Геология», 1968, 9А126.

Нехорошев В. П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение.— «Информ. сборник ВСЕГЕИ», 1956, № 3, с. 50—61.

Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— «Геология руд. месторождений», 1967, № 1, с. 3—18.

Тохтуев Г. В. Структуры-будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967. 215 с.

Шаранов В. Н., Лапин С. С. О влиянии состава замещаемых пород на распределение железа в рудных телах некоторых метасоматических месторождений Алтае-Саянской горной области.— «Геология руд. месторождений», 1965, № 1, с. 23—26.

Щерба Г. Н., Паталаха Е. И. Изменение формы рудных тел в зонах смятия.— «Сов. геология», 1966, № 7, с. 66—88.

И. Н. Широких

О ДВУХ ТИПАХ ОКОЛОРУДНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ХАПЧЕРАНГИНСКОГО ОЛОВЯННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(*Восточное Забайкалье*)

На наличие оловянного оруденения в бассейне р. Малая Хапчеранга впервые обратил внимание С. С. Смирнов (1928). В дальнейшем месторождение изучалось А. Г. Теремецкой (1939), Д. О. Онтоевым (1960), В. Д. Пампурой и др. (1969) и др. По данным этих исследователей рудное поле месторождения сложено песчаниками с прослоями глинистых сланцев, алевролитами, алевро-пелитами и глинистыми сланцами. Все осадочные породы интенсивно метаморфизованы, деформированы в ряд изоклинальных складок, полого погружающихся на юг, и рассечены серией разломов северо-западного, реже меридионального простирания. К этим разломам приурочены дайки диабазовых порфиритов, диоритовых порфиров, фельзит-порфиров и лампрофиров.

Оруденение на месторождении парагенетически связывается с интрузией гранит-порфиров и характеризуется по отношению к ней четко выраженной зональностью, которая заключается в смене высокотемпературных минеральных ассоциаций на низкотемпературные — по мере удаления от указанной интрузии.

Рудные тела по своей морфологии подразделяются на два типа: 1) касситеритсодержащие топазовые грейзены, окаймляющие гранит-порфировый шток; 2) касситерит-сульфидные и сульфидные жилы, находящиеся на некотором ($\approx$1 км) удалении от названного штока.

Отложение руд (вопросы минералогии, зональности и стадийности образования которых подробно рассмотрены А. Г. Теремецкой и О. Д. Онтоевым) сопровождалось маломощным ореолом гидротермально измененных пород. Этот ореол, согласно данным В. Д. Пампуры и др. (1969), имеет зональное строение.

Исследования околожильно измененных пород, сопровождающих различные типы руд, позволили нам выделить два отличающихся по своему строению типа метасоматических колонок: карбонатсодержащие и бескарбонатные. Первый тип колонок образуется при отложении полиметаллических, существенно сфалеритовых рудных жил (жила Свинцовая-2; Южная-2,-3; Буровая-1,-2); в то время второй тип сопровождает кварц-касситерит-

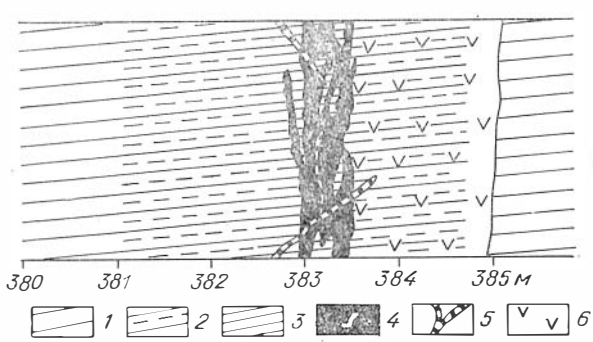


Рис. 1. Зарисовка стенки (штольня 33, жила Южная).

1 — алевролиты (зона 0); *2* — метасоматиты состава кварц + + хлорит + сидерит + мусковит (зона 1); *3* — метасоматиты состава кварц + хлорит + сидерит (зона 2); *4* — кварц-галенит-сфалеритовая рудная жила; *5* — кварц-карбонатные жилы; *6* — спессартитовая дайка.

хлоритовые рудные жилы (жила Войнова). Околожильные метасоматиты были прослежены по различным исходным породам в интервале 250 м (горизонты 3, 6, 8, 9). При этом оказалось, что тип колонки не зависит от минерального и химического составов исходных пород, а определяется, по-видимому, физико-химической спецификой рудообразования.

Мощность метасоматических колонок не превышает 2—4 м и, как показали исследования, находится почти в линейной зависимости от коэффициентов пористости (к. о. п.) исходных пород:

Порода	К. о. п., %	Мощность зон, в см.	
		внутренняя	внешняя
Спессартиты	0,23—0,27	20—25	90—140
Алевролиты	0,40—0,44	45—55	150—200
Песчаники	1,10—1,18	60—75	300—340

Ниже излагаются результаты минералого-петрографических, геохимических и минералого-термометрических исследований метасоматических колонок, образующихся по различным исходным породам: а) лампрофирам; б) алевролитам и песчаникам.

а) **околорудные изменения лампрофиров.** Дайкам лампрофиров отводится важная роль в локализации оруденения. Они выступают, с одной стороны, как структурный фактор, где их контактовые поверхности определяли путем движения гидротерм, а с другой — как литологический фактор, благоприятствующий отложению руд (Онтоев, 1960).

Взаимоотношения даек с оруденением свидетельствуют о более раннем их образовании. Это подтверждается как наличием ксенолитов даек в составе рудных жил, так и меньшим изменением лампрофиров в стороны от жил (рис. 1).

Исходные лампрофиры (зона 0) представляют собой темно-зеленые мелкозернистые породы с порфировой структурой. Вкрапленники представлены обыкновенной роговой обманкой ($-2V = 79—81°$; $cNg = 18—19°$; $Np = 1{,}643$; $\Delta N = 0{,}024$). Основная масса сложена лейстами андезина ($Np = 1{,}548—1{,}545$). Амфибол и плагиоклаз частично разложены с развитием по ним бесцветного мелкочешуйчатого (0,0 n мм) серицита ($Ng = 1{,}581$), криптокристаллического кальцита, бесформенного гематита и крупночешуйчатого (0, n мм) темно-зеленого хлорита. Последний согласно оптическим ($Nm = 1{,}630—1{,}635$; $\Delta N = 0{,}001—0{,}004$) и рентгенометрическим ($c \sin \beta = 14{,}28$; $b_0 = 9{,}28$) параметрам соответствует железисто-магнезиальному (F = 30—35 атом. %; $Al^{4} = 0{,}80 \pm 0{,}136$) [1] хлориту — прохлориту. Акцессорные минералы представлены мелкими (0,0n — 0n мм), пронизывающими плагиоклаз и амфибол, иглами и призмами апатита.

По химическому составу (табл. 1) охарактеризованная дайка почти не отличается от среднего состава спессартитов по Дэли.

Зона 1 (табл. 2) характеризуется исчезновением роговой обманки и андезина, вместо которых в колонке первого типа появляются хлорит, кварц, мусковит, карбонат и альбит; а в колонке второго типа — хлорит, кварц и мусковит. Структура пород в обоих случаях спутанно-волокнистая, реликтовая.

Количественный минеральный состав пород зоны по мере перемещения от ее фронтальной части и тыловой закономерно изменяется; хлорита — от долей процента до 30—35, кварца — от 0 до 35—40, слюды — от 5—7 до 20—25, альбита — от 3—5 до полного исчезновения. Количест-

[1] Здесь и ниже железистость (F) хлоритов и число атомов алюминия в четверной координации (Al^{4}) рассчитаны на основании оптических и рентгенометрических параметров по следующим уравнениям (Кепежинскас, 1965): $F = 883 \cdot 85 \cdot Nm - 1390{,}07$ атом.%; $Al^{4} = 38{,}708—2{,}648.\ C \sin \beta$.

Таблица 1

Анализы исходных и гидротермально измененных пород из оловорудных месторождений, величины их плотности (D_v—г·см$^{-3}$), удельного веса (q—г·см$^{-3}$), коэффициента открытой (К. о. п., %) и общей пористости и внутренней энергии (U_v—ккал·см$^{-3}$)

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	П.п.п.	Сумма	D_v	q	К.о. п.	Общая пористость	U_v
X-122/67	53,20	0,92	14,35	2,27	5,80	0,24	7,30	6,10	3,20	1,55	2,79	—	1,56	0,42	99,65	2,77	—	0,25	—	97,20
X-116/67	55,20	0,20	17,55	1,65	12,93	0,25	1,90	1,05	0,40	2,45	4,71	—	1,90	0,12	100,31	2,80	—	0,50	—	102,26
X-114/67	37,75	0,35	13,20	3,48	24,50	0,35	2,70	3,70	0,10	0,50	5,21	—	7,60	0,43	99,87	2,90	—	1,08	—	94,01
X-126/67	59,72	0,51	19,03	3,53	3,72	0,19	2,40	0,51	1,59	2,92	4,11	—	0,45	0,73	99,41	2,70	—	0,42	—	100,71
X-124/67	55,22	0,53	20,10	2,33	9,51	0,23	1,52	0,60	0,25	3,95	4,76	—	0,87	—	99,87	2,78	—	0,62	—	102,90
X-123/67	45,18	0,53	14,29	1,93	23,73	0,42	3,23	1,12	0,05	0,21	6,11	—	3,81	0,59	99,24	2,95	—	1,24	—	100,22
X-44/67	68,50	0,54	17,75	0,49	1,45	0,04	1,15	0,85	4,00	1,90	2,10	—	0,61	0,43	99,81	2,67	—	1,14	—	103,69
X-41/67	61,00	0,56	17,76	0,92	10,05	0,38	1,62	0,31	0,25	3,01	4,19	—	0,66	0,35	99,91	2,78	—	0,93	—	104,09
X-39/67	47,84	0,53	15,30	2,25	20,83	0,84	3,55	0,35	0,03	0,18	6,71	—	0,81	0,52	99,74	2,98	—	1,02	—	98,34
$434/a_1$	61,12	1,01	15,46	Сл.	5,60	0,11	1,14	2,36	1,42	3,66	2,26	0,60	—	—	99,74	2,45	2,59	—	5,40	88,50
$434/a_2$	62,80	1,06	15,29	0,70	10,46	0,36	1,68	0,82	Сл.	2,50	3,90	0,56	—	—	100,27	2,67	2,81	—	4,98	98,45
60	26,56	0,24	20,19	1,27	36,51	2,04	1,68	0,24	»	Сл.	9,97	0,40	—	—	100,10	3,03	3,09	—	1,90	83,39
103	65,72	0,50	16,27	Сл.	3,44	0,34	0,64	1,16	0,55	8,08	2,07	0,44	—	—	99,71	2,33	2,76	—	15,60	90,06
30	65,86	0,33	14,60	1,19	10,02	0,16	0,65	0,66	0,45	1,78	3,80	0,30	—	—	99,80	2,40	2,80	—	14,30	94,48
345	73,36	0,50	12,25	Сл.	3,95	0,20	0,62	1,40	3,72	1,00	2,71	0,05	—	—	99,75	2,70	2,71	—	0,37	105,50
243	69,40	0,65	10,75	»	11,17	0,96	0,70	1,00	0,02	0,85	4,23	0,10	—	—	99,83	2,75	2,82	—	2,49	102,86

Примечания. 1. X-122/67—X-114/67 — анализы пород, характеризующие колонку 1-го типа: X-122/67 — неизмененная дайка спессартитов (зона 0); X-116/67— метасоматиты состава кварц+хлорит+сидерит+мусковит (зона 1); X-114/67 — метасоматиты состава кварц+сидерит+хлорит (зона 2). Образцы пород отобраны около полиметаллической рудной жилы Южная (шт. 33), на расстоянии от нее соответственно: 1,5; 0,7; 0,1 м. X-126/67 — X-123,67 — анализы пород, характеризующие колонку 1-го типа: X-126/67—неизмененные алевролиты (зона 0); X-124/67—метасоматиты состава кварц+хлорит+сидерит+мусковит (зона 1); X-123/67—метасоматиты состава кварц+хлорит+сидерит (зона 2). Образцы пород отобраны около полиметаллической рудной жилы Южная (шт. 33), на расстоянии от нее соответственно: 2; 1,35; 0,2 м. X-44/67—X-39/67—анализы пород, характеризующие колонку 2-го типа: X-44/67—неизмененные песчаники (зона 0); X-41/67 — метасоматиты состава кварц+хлорит+мусковит (зона 1); X-39/67—метасоматиты состава кварц+хлорит (зона 2.) Образцы пород отобраны около сульфидно-касситеритовой рудной жилы Войнова (шт. 30), на расстоянии от нее соответственно: 3; 2; 0,4 м. $434/a_1$—60 анализы пород, характеризующие колонку 2-го типа: $434/a_1$— неизмененные гранодиориты (зона 0); $434/a_2$—метасоматиты состава кварц+хлорит+серицит (зона 1); 60—метасоматиты состава кварц+хлорит (зона 2); 103-гранит-порфир; 30— хлоритизированный гранит-порфир; 345 — песчаник; 243 — хлоритизированный песчаник.

2. Анализы пород с индексом X выполнены на квантометре в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, остальные заимствованы из работы Д. М. Шилина, В. П. Ивановой 1954). Пористость пород определена автором по методу И. А. Преображенского (1931) с предварительным вакуумированием образцов (Ф. И. Котяхов, 1948). Плотность замерялась на денситометре. Внутренняя энергия пород рассчитана по методу Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1948).

Таблица 2

Баланс миграции элементов, изменение пористости, плотности и внутренней энергии в процессе формирования колонки I типа

Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³ зоны, номера образцов			Привнос-вынос на 10 000 Å³			
				абсолютные разности		% к 0	
	0 Х-122/67	1 Х-116/67	2 Х-114/67	между 0 и 1	между 0 и 2		
Si	147,72	154,94	108,74	+7,22	−37,98	+4,89	−25,71
Ti	1,30	0,42	0,75	−0,88	−0,55	−67,92	−52,31
Al	46,96	58,05	45,22	+11,09	−1,74	+23,61	−3,70
Fe^{+3}	4,74	3,48	7,60	−1,26	+2,86	−25,58	+60,34
Fe^{+2}	13,47	30,34	59,46	+16,87	+45,99	+125,24	+341,42
Mn	0,56	0,59	0,86	+0,03	+0,30	+5,36	+53,62
Mg	30,21	7,94	11,66	−22,27	−18,55	−73,72	−61,40
Ca	6,64	3,15	11,52	−3,49	+4,88	−52,56	+73,49
Na	17,22	2,18	0,56	−15,04	−16,66	−87,34	−96,75
K	6,73	8,77	1,85	+2,04	−4,88	+30,31	−72,51
H	66,67	88,18	101,03	+21,51	+34,36	+32,26	+51,54
C	5,90	7,29	28,02	+1,39	+22,12	+23,55	+374,91
O	483,57	509,15	491,45	+25,58	+7,88	+5,29	+1,63
$+\Sigma$	—	—	—	85,72	118,39	10,30	14,23
Σ	831,69	874,47	869,72	+42,78	+38,03	+5,14	+4,57
$-\Sigma$	—	—	—	42,94	80,36	5,16	9,66
U_v	97,20	103,26	94,01	+5,06	−3,81	+5,20	−3,92
D_v	2,77	2,80	2,90	+0,03	+0,13	+1,08	+4,69
К. о. п.	0,25	0,50	1,08	+0,25	+0,87	+100,0	+348,00

Примечание. Здесь и в других подобных таблицах расчеты выполнены по методике Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968). Химические анализы пород, их минералогическую характеристику и геологическую привязку см. в табл. 1.

во кальцита и новообразованного сидерита остается более или менее постоянным на всем сечении зоны.

Ко второй особенности реакционных минералов зоны можно отнести непостоянство их состава. Так, железистость хлорита закономерно возрастает от 30 атом.% (фронтальная часть) до 60 (тыловая часть); номер плагиоклаза изменяется в том же направлении от 9 до 1—2; вместо серицита появляется мусковит.

Зона 2 (см. **табл. 2**). Породы этой зоны, обнаруживая большое структурное сходство с породами предыдущей зоны, отличаются от них отсутствием альбита в колонке I типа и мусковита — в колонке II типа. Здесь, как и в предыдущей зоне, происходит дальнейшее увеличение содержания хлорита (до 50—60%) и повышается его железистость (до 80 атом.%). Резко возрастает количество сидерита (до 15—20), несколько уменьшается доля кварца (до 25—20%). Из рудных минералов в зоне появляются редкая вкрапленность гематита, мармотита и касситерита. Метасоматиты этой зоны, а также и зоны 1 рассекаются разноориентированными прожилками кварцевого, кварц-кальцитового и кальцитового составов.

Изложенное выше позволяет представить зональность околорудного изменения спессартитов следующими рядами парагенезисов: I тип — ис-

ходная порода (хлорит + серицит + кальцит + андезин + роговая обманка) → (хлорит + кварц + мусковит + альбит) → (хлорит + кварц + + сидерит + мусковит) → полиметаллическая рудная жила, II тип — исходная порода → (хлорит + кварц + мусковит + альбит) →(хлорит+ кварц) → кварц-касситерит-хлоритовая рудная жила.

б) **Околорудные изменения песчаников и алевролитов.** Неизмененные песчаники и алевролиты (зона 0), несмотря на их различия в структуре, минералогически не отличаются друг от друга. Обломочный минерал этих пород представлен полуокатанными зернами кварца и альбита (Np = 1,528—1,535), а в песчаниках, кроме того,— обломками кварцитов и эффузитов (рис. 2). Цемент осадочных пород базальный, по составу слюдистый, с примесью криптокристаллического кальцита и гематита. Слюдистый материал, как показали данные термических анализов (рис. 3), представлен иллитом и железисто-магнезиальным хлоритом. Последний на основании оптических (Nm = 1,610—1,625; l — (—); ΔN = 0,001—0,005) и рентгенометрических (b_0 = 9,24; $C \sin \beta$ = 14,22—14,26) исследований диагностирован как прохлорит (по Кепежинскасу, 1965).

Минеральный состав (в %) алевролитов следующий: кварц — 30—35, альбит — 10—15, иллит — 35—40, хлорит — 10—15; песчаников: кварц — 35—40, альбит — 30—35, иллит — 20—25, хлорит — 5—10. В подчиненном количестве в осадочных породах отмечаются кальцит, гематит, гетит и рутил. Химические анализы пород приведены в табл. 2.

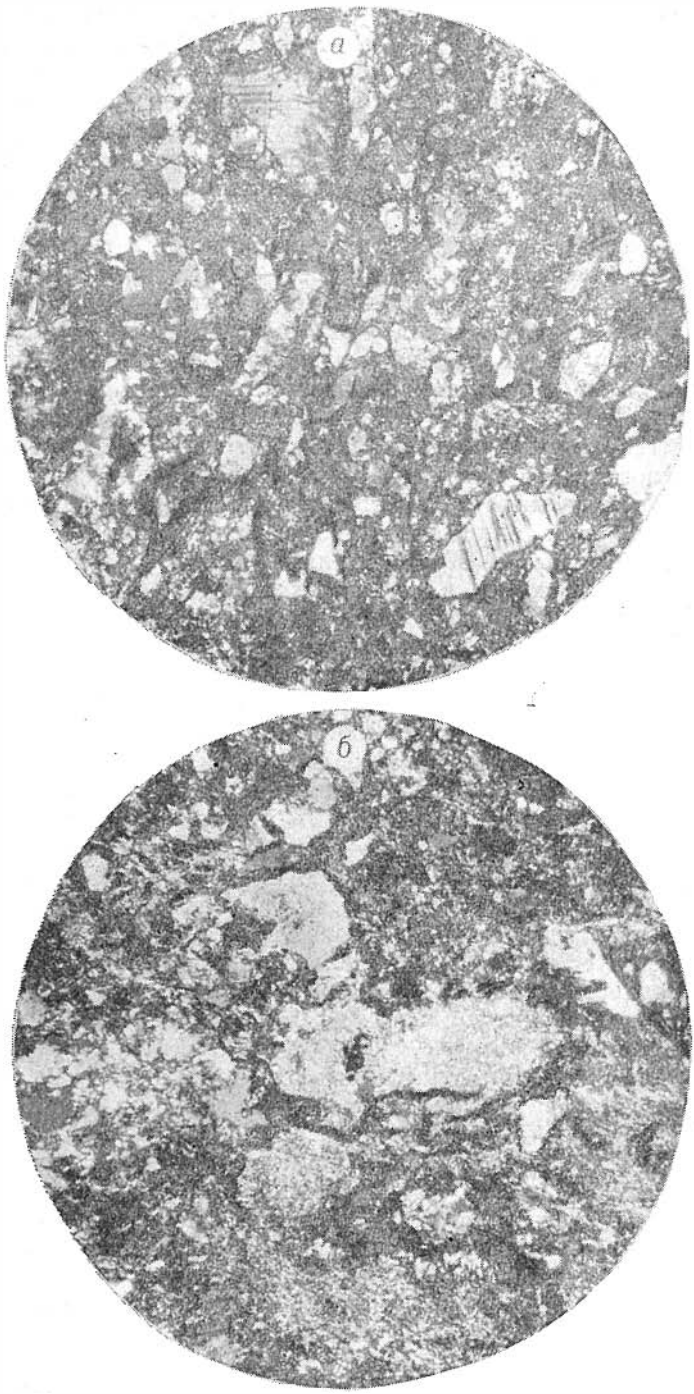
Зона 1. Переход к ней характеризуется исчезновением альбита и иллита, которые в колонке I типа замещаются бесцветным мелкочешуйчатым мусковитом (—2 V= 39—41; Ng= 1,581—1,585; ΔN = 0,035—0,040), темно-зеленым железистым хлоритом (Nm = 1,617—1,658) и мелкозернистым сидеритом (Ne = 1,631; ΔN = 0,24), а в колонке II типа — аналогичными по оптическим свойствам мусковитом и хлоритом.

Структурный рисунок, характерный для неизмененных пород, отчетливо просматривается в шлифах — заметно чередование кремнистых и слюдистых прослоев в алевролитах и контуры первичных обломков эффузивов и альбита в песчаниках. Кварц и обломки кварцитов остаются в этом процессе практически без изменения (см. рис. 2, *б*).

Соотношение основных реакционных минералов (хлорита и мусковита) в зоне непостоянно — по мере приближения к следующей зоне возрастает в пользу хлорита (от $\approx$ 0,5 до 60), что находит отражение и на термограммах образцов (см. рис. 3). В указанном направлении закономерно увеличивается железистость хлорита от 25—30 атом.% до 50—60. Помимо хлорита, мусковита и кварца в зоне встречаются кальцит, гематит, сфалерит, касситерит, апатит и рутил.

Зона 2 характеризуется исчезновением мусковита, замещением его хлоритом в колонке I типа и — хлоритом в парагенезисе с сидеритом в колонке II типа. Первичная структура осадочных пород отчетливо просматривается в скрещенных николях (см. рис. 2, *в*). Содержание хлорита в зоне закономерно увеличивается по мере приближения к рудным жилам и в области контакта достигает 60—70%, в том же направлении возрастает количество сидерита (до 5—10%) и несколько понижается доля кварца (от 40 до 30%). Величина общей железистости хлоритов изменяется от 50—60 атом.% (фронтальная часть зоны) до 70—80 (тыловая часть). Наиболее железистые хлориты зоны отвечают по составу тюрингитам: $(Si_{2,69}Al_{1,31})_4 (Al_{1,55}F^{+2}_{2,9}Fe^{+3}_{0,27}Mg_{0,86}Mn_{0,07}Ti_{0,05})_{5,7} O_{10}OH_{7,99}$. Этот хлорит имеет следующие значения физических параметров: b_0 = 9,33; $C \sin \beta$ = 14,15; Nm = 1,660; ΔN = 0,005; l — (+); $2V \leqslant 3—5°$. Плеохроирует минерал в индигово-синих цветах. Аналогичные по оптическим константам хлориты образуются и в составе рудных жил месторождения.

Железистые хлориты типа тюрингитов определяются, как это отмечали С. С. Смирнов (1941, 1948), а затем В. Д. Шилин и В. П. Иванова



(1954), как специфически характерные минералы оловянных месторождений, и поэтому наличие таких хлоритов должно использоваться в качестве одного из поисковых критериев. В связи с этим нами был собран и статистически обработан материал по составу хлоритов из руд и околорудно измененных пород месторождений сульфидно-касситеритовой формации (табл. 3). Анализ этого материала показал, что хлориты обладают высокой железистостью, причем величина последней варьирует в очень узких пределах — от 70 до 95 атом.%. Вторая особенность хлоритов — повышен-

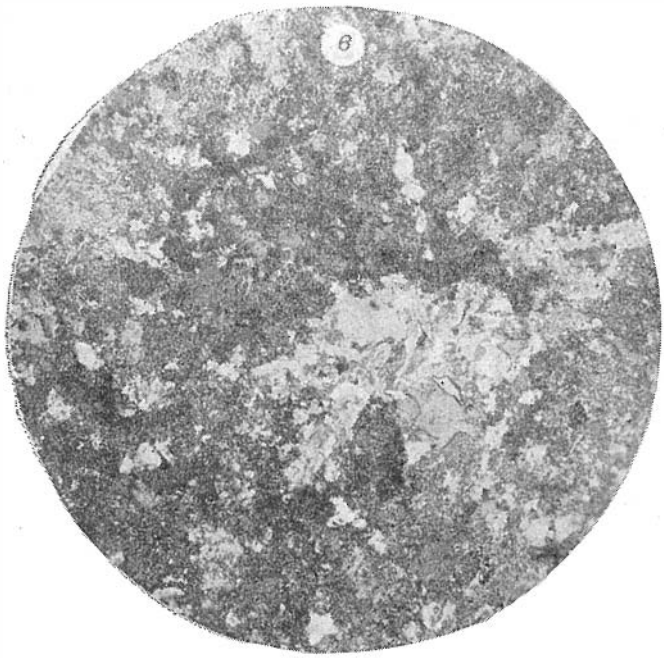


Рис. 2. Характер изменения песчаников в процессе их околорудного метасоматоза (штольня 33, около жилы Войнова).

а — зона 0. Обломочный материал плохо сортирован, представлен полуокатанными зернами кварца и альбита. Цемент базальный, состоит из иллита, железисто-магнезиального хлорита, криптокристаллического кальцита и гидроокислов железа (Шл. Х - 44/67). *б*—зона 1. Обломочная структура сохраняется, хотя обломки плагиоклаза и цементирующая масса замещаются мусковитом и железистым хлоритом. Обломки кварца несколько изъедены и «оплавлены» (Шл. Х-41/67).

в — зона 2. Структура сохраняется, обломки альбита и основная масса замещаются более железистым, чем в зоне I, хлоритом; обломки кварца, как и в зоне 1, изъедены и «оплавлены» (Шл. Х-39/67). Для всех шлифов николи +. ув. 45. Баланс миграции элементов показан в табл. 5.

ное содержание алюминия в их структуре — от 2,4 до 3,15 ед. С вероятностью в 95% для хлоритов сульфидно-касситеритовых месторождений можно рекомендовать следующие значения величин общей железистости и содержания алюминия: $F = 83{,}95 \pm 7{,}47$ атом.%; $Al = 2{,}83 \pm 0{,}22$ ед. (см. табл. 5).

Из изложенного видно, что при замещении песчаников и алевролитов, точно так же, как и спессартитов, образуется два типа метасоматических колонок. I тип: песчаники или алевролиты (хлорит + кварц + + иллит + альбит) → (хлорит + кварц + сидерит + мусковит) → (хлорит + кварц + сидерит) → полиметаллическая рудная жила. II тип: осадочные породы → (хлорит + кварц + мусковит) → (хлорит + кварц) → кварц-касситеритовая рудная жила.

В целом околожильно измененные породы обладают признаками, характерными для диффузионных метасоматитов по Д. С. Коржинскому (1953), а именно: более или менее четко выраженной зональностью, направленным изменением содержания и состава реакционных минералов как в отдельно взятой зоне, так и по колонке в целом.

Представления о химизме процесса образования рассмотренных и подобных им колонок из других оловорудных месторождений дает табл. 1. Здесь же содержатся данные о физических свойствах пород. Пересчет приведенных анализов на элементарный состав (табл. 4, 5), выполненный по методике Ю. В. Казицына и В. А. Рудника (1968), показывает, что фор-

Таблица 3

Показатели ранговой корреляции, средние ($\bar{X}$) значения и 95%-ные доверительные интервалы ($\bar{X}\pm2\sigma_{\bar{X}}$) главных коэффициентов кристаллохимической формулы, суммы октаэдрических катионов ($\Sigma_{ок.}$), общей (F) и частной (f) железистости хлоритов из сульфидно-касситеритовых месторождений

	Al^{IV}	Al^{VI}	Al	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mn	Mg	OH	$\Sigma_{ок}$	*F*	*f*	$\bar{X}$	$\bar{X}+2\sigma_{\bar{X}}$	$\bar{X}-2\sigma_{\bar{X}}$
Si	−0,900	+0,431	−0,789	−0,508	−0,148	+0,514	+0,194	−0,289	−0,360	−0,211	−0,142	2,830	3,109	2,551
	Al^{IV}	−0,431	+0,789	+0,508	+0,148	−0,514	−0,194	+0,289	+0,360	+0,211	+0,142	1,170	1,738	0,602
		Al^{VI}	+0,002	−0,240	−0,244	+0,239	+0,078	−0,450	−0,131	−0,123	−0,126	1,615	1,889	1,341
			Al	+0,477	+0,003	−0,455	−0,178	+0,008	+0,338	+0,172	+0,002	2,785	3,003	2,567
				Fe^{+3}	−0,425	−0,506	+0,156	−0,288	+0,190	−0,149	−0,254	0,306	0,610	0,002
					Fe^{+2}	+0,205	−0,760	+0,545	+0,003	+0,782	+0,822	3,118	4,092	2,144
						Mn	−0,259	+0,160	−0,429	+0,234	+0,285	0,076	0,088	0,064
							Mg	−0,486	+0,217	−0,897	−0,888	0,719	1,333	0,105
								OH	−0,393	+0,484	+0,512	7,562	8,224	6,900
									$\Sigma_{ок}$	−0,171	−0,180	5,838	6,074	5,602
										F	+0,892	82,946	91,416	73,376
											f	81,438	90,848	72,028

Примечание. Таблица составлена с использованием 13 химических анализов хлоритов из различных сульфидно-касситеритовых месторождений (Шилин, Иванова, 1954; Онтоев, 1956; Hallimond, 1939). 95%-ные доверительные интервалы $r_{зп}=0{,}553$; 99%-ные — $r_{зн}=0{,}684$. Значимые коэффициенты корреляции с надежностью 95% подчеркнуты.

мирование зонального ореола метасоматитов в целом и в каждой отдельно взятой зоне сопровождалось привносом вещества, абсолютная величина которого достигала в одних случаях 2—10%, в других 20—30. Дифференцируя поведение элементов, можно отметить, что магний, железо, марганец, а также вода приносятся во все зоны колонок. Калий почти полностью, а алюминий и кремний частично переотлагаются из центральной зоны колонок во внешнюю. Натрий выносится за пределы колонок. Кальций и углекислота в различных типах колонок ведут себя неодинаково — в сидеритсодержащих метасоматитах количество их резко возрастает, а в бессидеритовых — эти элементы отсутствуют — выносятся.

Анализ термодинамического и экспериментального материала позволяет заключить, что одним из наиболее очевидных факторов, определяющих устойчивость карбонатсодержащих ассоциаций и активность углекислоты в растворах, является температура процессов минералообразования. Отсюда, естественно, возникло предположение о том, что различия в строении охарактеризованных выше колонок обусловлены неодинаковой температурой их образования. В связи с этим было проведено микротермометрическое изучение полиметаллических и кварц-касситеритовых руд (жилы Южная и Войнова) и околожильно измененных пород. Исследовались газово-жидкие включения в рудном кварце и кварцах из внутренней зоны колонок. В зернах отмечаются два типа включений: первичные и вторичные.

Гомогенизация всех включений осуществлялась в жидкую фазу (Ермаков, 1950). В опытах использовались серийные герметичные группы включений, гомогенизирующиеся при определенной температуре. Точность замера температур составляла ± 5°С.

В результате исследований определено, что отложение полиметаллических руд происходило в интервале температур (без поправки на давление) 215—190°С, а кварц-касситеритовых — 380 — 320°С. Аналогичные температуры образования устанавливаются и для соответствующих околожильных парагенезисов: карбонатсодержащих — 230—185°, бескарбонатных — 375—340°С. Послерудная гидротермальная деятельность, судя по температурам гомогенизации вторичных включений, имела, по крайней мере, двустадийный характер: 95—62 и 85—50°С.

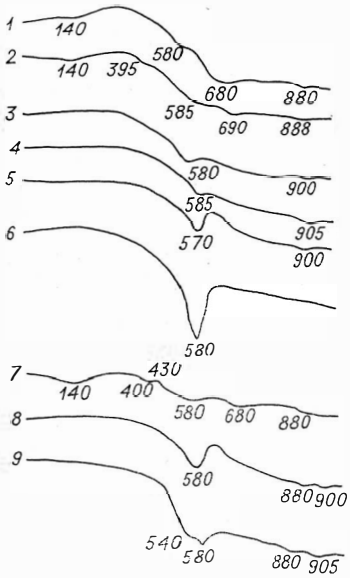


Рис. 3. Термограммы исходных и в различной степени измененных песчаников и алевролитов.

1, 2 — неизмененные песчаники (зона 0) на расстоянии 7 и 3 м от рудной жилы (140, 580, 585 — иллит; 395 — гетит; 680, 690 — железисто-магнезиальный хлорит; 880, 888 — кальцит). *3—5* — мусковитизированные и хлоритизированные песчаники (зона 1) соответственно на расстоянии 2,5; 2,0; 1,1 м от рудной жилы (580, 585, 570, 580 — железистый хлорит; 900, 905, 900 — мусковит). *6* — хлоритизированный песчаник (зона 2) на расстоянии 0,25 м от рудной жилы (580 — железистый хлорит). *7* — неизмененный алевролит (зона 0) на расстоянии 2 м от рудной жилы (140, 580 — иллит; 400 — гетит; 680 — железисто-магнезиальный хлорит; 880 — кальцит). *8* — мусковитизированный и хлоритизированный алевролит (зона 1) на расстоянии 1,2 м от рудной жилы (580 — железистый хлорит; 880 — кальцит; 900 — мусковит). *9* — хлоритизированный и карбонатизированный алевролит (зона 2) на расстоянии 0,15 м от рудной жилы (540 — сидерит; 580 — железистый хлорит; 880 — кальцит; 905 — мусковит). Анализы пород *1—9* выполнены в лаборатории физических методов исследования ИГиГ СО АН СССР, аналитик Т. Н. Корнева.

При рассмотрении условий процесса образования околорудно измененных пород следует остановиться на его энергетической оценке, так как это позволяет охарактеризовать направленность (эндо- или экзотермичность) метасоматического процесса. Анализ материала (см. табл. 2—5) свидетельствует о наличии внутри изученных колонок двух энергетических зон: внешней, обладающей более высокой величиной энергии по срав-

Таблица 4

Баланс миграции элементов, изменение пористости, плотности и внутренней энергии в процессе формирования колонки I типа за счет алевролитов

Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³ зоны, номера образцов			Привнос-вынос на 10 000 Å³			
				абсолютные разности			
	0 Х-126/67	1 Х-124/67	2 Х-123/67	между 0 и 1	между 0 и 2	% к 0	
Si	161,63	153,89	133,59	−7,74	−28,04	−4,79	−17,36
Ti	1,04	1,11	1,18	+0,07	+0,14	+6,73	+13,46
Al	60,70	66,03	49,83	+5,33	−10,87	+8,78	−17,91
Fe^{+3}	7,19	4,88	4,29	−2,31	−2,90	−32,13	−40,33
Fe^{+2}	8,41	22,15	58,68	+13,74	+50,27	+163,38	+597,74
Mn	0,43	0,54	1,05	+0,11	+0,61	+25,58	+141,86
Mg	9,67	6,26	14,23	−3,41	+4,56	−35,26	+47,15
Ca	1,48	1,79	3,58	+0,31	+2,06	+20,95	+139,18
Na	8,34	1,35	0,29	−6,99	−8,05	−83,81	−96,52
K	10,08	14,04	0,79	+3,96	−9,29	+39,28	−92,16
H	74,03	88,48	120,47	+14,45	+46,44	+19,51	+62,73
C	1,66	3,30	15,38	+1,64	+13,72	+98,74	+826,51
O	496,70	505,64	519,74	+8,94	+23,04	+1,80	+4,64
$+\Sigma$	—	—	—	48,55	140,84	5,77	16,74
Σ	841,36	869,46	923,07	+28,10	+81,71	+2,34	+9,71
$-\Sigma$	—	—	—	20,45	59,13	2,43	7,03
U_v	100,71	102,90	100,22	+2,19	−0,51	+2,17	−0,50
D_v	2,70	2,78	2,95	+0,08	+0,25	+2,97	+9,26
К. о. п.	0,42	0,62	1,24	+0,20	+0,82	+47,60	+195,24

Примечание. Химические анализы пород, их минералогическую характеристику и геологическую привязку см. табл. 1.

нению с исходными породами, и внутренней, величина энергии которой значительно ниже, чем у исходных пород.

Произведем энергетический анализ процесса образования околорудно измененных пород с термодинамических позиций. Допустим, что зоны метасоматической колонки формируются каждая отдельно, т. е. субстратом их была всегда одна и та же порода. Тогда для каждой зоны можно написать серию параллельно протекающих реакций. Разберем наиболее простой случай. Исходная порода представлена песчаниками, состоящими из альбита, иллита, кварца и хлорита. Зона 1 состоит из мусковита, кварца, хлорита, а зона 2 — хлорита и кварца. Такой набор зон установлен при изучении колонки, образующейся по песчаникам (см. выше). Во внешней зоне альбит и иллит замещаются мусковитом, что можно представить в виде следующих реакций:

$$1.6NaAlSi_3O_8 + K_2O + 2H_2O = 2KAl_3Si_3O_{10}(OH) + 12SiO_2 + 3Na_2O\ 9\ (+172060\ \text{ккал/моль});$$

$$2.\ 30K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2 + 2,5K_2O = 23KAl_3Si_3OH_{10}(OH)_2 + 7,5MgO + 36SiO_2 + 7H_2O\ (+642794\ \text{ккал/моль}).$$

Таблица 5

Баланс миграции элементов, изменение пористости, плотности и внутренней энергии в процессе формирования колонки II типа за счет песчаников

Элемент	Количество атомов в 10 000 Å³ зоны, номера образцов			Привнос-вынос на 10 000 Å³			
				абсолютные разности		% к 0	
	0 Х-44/67	1 Х-41/67	2 Х-39/67	между 0 и 1	между 0 и 2		
	182,35	169,99	120,76	—12,36	—61,59	—6,78	—33,77
Ti	1,08	1,17	1,19	+0,09	+0,11	+8,33	+10,18
Al	56,29	58,34	53,86	+2,05	—2,43	+3,64	—4,31
Fe^{+3}	0,98	1,93	5,05	+0,95	+4,07	+96,93	+415,39
Fe^{+2}	3,24	23,41	52,03	+20,17	+48,79	+622,53	+1505,86
Mn	0,16	0,90	2,12	+0,74	+1,96	+462,50	+1225,00
Mg	4,57	6,72	15,80	+2,15	+11,23	+47,04	+245,73
Ca	2,43	0,92	1,12	—1,51	—1,31	—62,14	—53,91
Na	20,76	1,35	0,17	—19,41	—20,59	—93,49	—99,18
K	6,48	10,69	0,67	+4,21	—5,81	+64,97	—89,66
H	35,88	78,08	133,39	+42,20	+97,51	+117,61	+271,77
C	2,22	2,50	3,29	+0,28	+1,07	+12,61	+48,19
O	499,22	514,27	477,01	+15,05	—22,21	+3,01	—4,45
$+\Sigma$	—	—	—	87,89	164,74	10,77	20,19
Σ	815,66	870,27	866,46	+54,61	+50,80	+6,69	+6,22
$-\Sigma$	—	—	—	33,28	113,94	4,08	13,97
U_v	103,69	104,09	98,34	+1,60	—5,35	+1,54	—5,16
D_v	2,67	2,78	2,98	+0,11	+0,31	+4,12	+11,61
К. о. п.	1,14	0,93	1,02	—0,21	—0,12	—18,42	—10,52

Примечание. Химические анализы пород, их минералогическую характеристику и геологическую привязку см. в табл. 1.

В зоне 2 альбит и иллит замещаются хлоритом:

$$3.\ 2NaAlSi_3O_8 + 5MgO + 4H_2O = Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 3SiO_2 + Na_2O(-22830\ \text{ккал/моль});$$

$$4.\ 20K_{0,6}Mg_{0,25}Al_{2,3}Si_{3,5}O_{10}(OH)_2 + 110MgO + 72H_2O = 23Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + SiO_2 + 6K_2O(-1116016\ \text{ккал/моль}).$$

В результате реализации написанных уравнений образуются зоны следующих парагенезисов: мусковит + кварц + хлорит и кварц + хлорит, что соответствует природным колонкам. Однако механизм формирования метасоматических колонок отличается от рассмотренного. По Д. С. Коржинскому (1953) и А. С. Гулину (1972) образование их происходит путем замещения исходной породы передней фронтальной зоной, которая, в свою очередь, замещается следующей (тыловой) зоной и т. д. Применительно к нашему случаю это можно представить в следующем виде: вначале возникает фронт внешней зоны —зоны 1, а затем на внешнюю зону надвигается внутренняя зона — зона 2, в которой мусковит замещается хлоритом:

$$5.\ 2KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2 + 15MgO + 3SiO_2 + 10H_2O = 3Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + K_2O(-115780\ \text{ккал/моль}).$$

Такой принцип образования колонок подтверждается и петрографическими наблюдениями. В дальнейшем происходит лишь одновременное разрастание мощностей зон.

Если проследить за изменением величин энтальпии (ΔH) реакций, протекающих в зонах описываемой колонки, то можно видеть, что как в первом случае (реакции 1, 2 и 3, 4), так и во втором (реакции 1, 2 и 5) происходит образование колонки с отчетливо выраженными зонами поглощения и выделения энергии. Таким образом, результаты термодинамических расчетов идеализированных систем дополняют и подтверждают результаты энергетического анализа природных колонок. Если выполнить объемно-энергетический баланс природных колонок, то оказывается, что количество энергии, выделяющейся во внутренней зоне, значительно ниже той энергии, которая поглощается во внешней, а это позволяет заключить, что формирование околорудных метасоматитов в целом сопровождалось поглощением значительного количества энергии и имело, таким образом, эндотермический характер.

Приведенные выше результаты исследований околорудно измененных пород позволяют сделать некоторые выводы:

1. На Хапчерангинском месторождении выявлены два различающихся по строению типа метасоматических колонок: кварц + хлорит + + сидерит + мусковит → кварц + хлорит + сидерит → полиметаллическая жила и кварц + хлорит + мусковит → кварц + хлорит → кварц-касситеритовая жила. Установленное строение метасоматитов сохраняется на значительном (более 250 м) размахе по вертикали, независимо от морфологии рудных жил, их мощности и состава исходных пород. Различия в строении колонок обусловлены неодинаковой температурой их образования: 230—185 и 375—340°С.

2. Закономерное изменение содержаний и составов породообразующих минералов, при переходе от внешней к внутренней зоне, в частности увеличение железистости хлорита и его содержания, свидетельствуют о том, что формирование околорудных колонок происходило путем диффузионного метасоматоза. При этом мощность околожильно измененных пород определялась не составом исходных пород, а величиной их коэффициента открытой пористости.

3. Анализ миграции элементов указывает на то, что растворы, обусловившие образование зонального ореола метасоматитов, были насыщены железом, в меньшей мере магнием и углекислотой. Остальные элементы, входящие в состав минералов, заимствовались из вмещающих пород.

4. По величине удельной внутренней энергии пород в составе колонок выделяются две зоны: внутренняя — экзотермическая и внешняя — эндотермическая. Общий баланс энергии свидетельствует о том, что образование околорудных метасоматитов возможно при условии значительного притока энергии.

5. Хлориты из руд и околорудно измененных пород Хапчерангинского и других оловорудных месторождений отвечают по составу железистому типу — тюрингитам, что может быть использовано в качестве одного из критериев при поисках и разведке оловянных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Гулин С. А. Закономерности формирования метасоматической зональности. Л., «Недра», 1972. 171 с.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, Изд-во Харьковского гос. ун-та, 1950. 460 с.

Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 362 с.

Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968. 143 с.

Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965. 136 с.

Котяхов Ф. И. Основы физики нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат, 1956. 363 с.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 333—456.

Онтоев Д. О. О составе и условиях образования железистых хлоритов гидротермальных месторождений.— «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 4, с. 42—58.

Онтоев Д. О. Некоторые данные по геологии и зональности оруденения Хапчерангинского месторождения (Восточное Забайкалье). —«Геология рудн. месторождений», 1960, № 5, с. 55—71.

Пампура В. Д., Воронцов А. Е., Легейдо В. А., Мордвинова В. И. Поведение редких элементов в процессе гидротермального изменения пород полиметаллических жил южного фланга Хапчерангинского месторождения. Ежегодник Сибирского института геохимии, Иркутск, 1969, с. 194—197.

Преображенский И. А. Определение пористости несыпучих пород. АНХ, 1931, № 1, с. 83—90.

Смирнов С. С. Свинцовое месторождение по Большой Хапчеранге и вновь открытое оловянное месторождение по Малой Хапчеранге.— «Вестник Геол. комитета», 1928, т. 3, № 5, с. 1—13.

Смирнов С. С. Заметка о хлоритах оловянных месторождений.— «Записки Ленинград. горн. ин-та», 1948, т. 17—18, с. 32—36.

Смирнов С. С., Дубовик М. М. Минералогический очерк Яна-Адычанского района.— «Труды ин-та геол. наук АН СССР», 1941, вып. 46, № 9, с. 1—62.

Теремецкая А. Г. Химико-минералогическое исследование Хапчерангинского месторождения. ГОНТИ, 1939. 22 с.

Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., 1954, с. 148—195.

Hallimond A. F. On the relation of chamosite and daphnite to chlorite jroup, with chomical analysee by C. O. Harvey and X-ray measurments by F. A. Bannister.— «Mineral. Mag.», 1939, v. 25, p. 441—464.

М. П. Мазуров

СКАПОЛИТЫ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

В железорудных месторождениях скарновой формации скаполиты являются одними из самых распространенных минералов. Особенно крупные массы их известны в месторождениях, ассоциирующихся с габброидными комплексами и залегающих среди эвгеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ. Таковы Таятское, Анзасское, Хайлеольское (Алтае-Саянская складчатая область), Качарское, Давыдовское, Соколовское (Тургайская провинция) и Осокино-Александровское (Урал) месторождения, относимые к особому — скаполитовому минеральному подтипу (Соколов, 1957, Соколов, Дымкин, 1967). В несколько меньшем количестве встречаются скаполиты в таких месторождениях, как Хабалыкское, Табратское, Бурлукское, Мульгинское, Самсон, Ампалыкское, Лебяжинское, Абовянское, Дашкесанское. Отмечаются они почти во всех железорудных объектах.

Скаполиты участвуют в составе многих минеральных парагенетических ассоциаций. Будучи минералами переменного состава, они чутко реагируют на изменение параметров минералообразования. Эти минералы — индикаторы хлорного метасоматоза — ведущего процесса при формировании некоторых типов рудных месторождений. Не менее существенно и то обстоятельство, что скаполиты пригодны для термобарометрических исследований и важны, а иногда и единственны в роли источника информации о ТР-условиях гидротермального процесса.

В предлагаемой статье кратко систематизированы те сведения о скаполитах, которые представляют интерес при изучении железорудных месторождений, и намечены основные направления исследований этой группы минералов. Обзор геологической литературы показывает, что степень изученности их остается недостаточной. Скаполиты — это каркасные силикаты и обычно рассматриваются как твердые растворы серии мариалит $3NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$ — мейонит $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$. По содержанию мейонитовой составляющей принята следующая номенклатура минералов: мариалит — Me_{0-20}, дипир — Me_{20-50}, миццонит — Me_{50-80}, мейонит — Me_{80-100} (Shaw, 1960; Дир и др., 1966). Пересчет химических анализов природных образцов показывает частое отклонение от стехиометрических соотношений. Это связано как с аналитическими ошибками (отбор, обработка и анализы проб), так и с недостаточностью знаний структуры минерала. Скаполиты в редких случаях образуют хорошо оформленные кристаллы, чистые от посторонних включений. Обычно они содержат многочисленные вростки ассоциирующихся с ними минералов, трудно отделимые при подготовке пробы к анализу. По этой причине, как показывают специальные исследования (Ulbrich, 1973), определение состава по оптическим свойствам и быстрее, и лучше: ошибка определения не превышает 5% Me при 95%-ном доверительном интервале. Следует все же отметить, что применяемый ныне диагностический график Шоу (Shaw, 1960) содержит мало реперных точек, особенно в интервале составов Me_{0-40}, и нуждается в совершенствовании. Основы-

ваясь на новых рентгеноструктурных исследованиях и пересчетах дополнительных химических анализов, Б. Эванс и другие (Evans и др., 1969) полагают, что в скаполитах при соотношении Ca/Ca + Na от 0 до 0,75 развито изоморфное замещение $Na_3Si_2Cl \rightleftarrows Ca_3Al_2CO_3$, а состав их изменяется линейно между $Na_4Al_3Si_9O_{24}Cl$ и $NaCa_3Al_5Si_7O_{24}CO_3$. Часть Ca может быть замещена небольшим количеством Sr, натрия — калием, а CO_3 — SO_4. При отношении Ca/Ca + Na, равном 0,75—1,00, формула изоморфизма в скаполитах такая же, как и в плагиоклазах, т. е. $NaSi \rightleftarrows CaAl$, а состав минералов изменяется линейно от $NaCa_3Al_5Si_7O_{24}CO_3$ до $Ca_4Al_6Si_6O_{24}CO_3$. Замещение иона Cl на CO_3 происходит полностью при Ca/Ca + Na = 0,75. В связи с этим упомянутые исследователи считают более логичным подразделить скаполиты следующим образом: мариалит — Me_{0-25}, дипир — Me_{25-50}, миццонит — Me_{50-70} и мейонит — Me_{75-100}.

Скаполиты в природе встречаются главным образом в метаморфических, метасоматических и гидротермально измененных породах (Солодовникова, 1957; Дымкин и др., 1967; Ревердатто, 1970; Shaw, 1960). Основываясь на экспериментах, предполагают, что мейонит может быть первично магматическим минералом в глубинных участках земной коры и не исключается возможность его существования в верхней мантии (Millhollen, 1974; Newton, Goldsmith, 1975). Несмотря на довольно широкий спектр распространения в природе, скаполиты очень трудно синтезируются. Попытки многих экспериментаторов получить скаполит в условиях, близких к природным, чаще всего заканчивались неудачей. Исчерпывающий обзор экспериментальных данных предшественников сделал недавно П. Орвилл (Orville, 1975), изучивший устойчивость скаполитов в системе альбит — анортит — NaCl — $CaCO_3$ при давлении 4 кб. и температуре 750°C. Он показал, что при указанных параметрах и при избытке в системе NaCl и $CaCO_3$ конечные члены скаполитов — мариалит и мейонит — менее устойчивы, чем эквивалентные им ассоциации альбит + галит и анортит + кальцит. В области же составов от $Ab_{30}An_{20}$ до $Ab_{30}An_{70}$ более устойчивы скаполиты, чем эквивалентные им по отношению Al/Si плагиоклазы. В этих же экспериментах выявлено, что в области кислых составов более натровый плагиоклаз находится в равновесии с более кальциевым скаполитом, в области основных составов — более натровый скаполит с более кальциевым плагиоклазом, а для промежуточных составов распределение зависит от активностей NaCl и $CaCO_3$. Это подтверждает основанное на природном материале заключение А. А. Маракушева (1964) о зависимости состава образующихся скаполитов от состава полевых шпатов замещаемой породы при слабой интенсивности процесса. Особый интерес представляют пока немногочисленные опыты П. Орвилла по устойчивости скаполитов в присутствии воды. Эти опыты свидетельствуют, что пределы устойчивости богатого мариалитовой составляющей скаполита, полученного из плагиоклаза состава $Ab_{60}An_{40}$ при избытке $CaCO_3$ и NaCl, находятся где-то между 52 и 22 вес. % $NaCl/NaCl+H_2O$, что соответствует приблизительно 16—5 мол. раствору NaCl.

Из других экспериментальных исследований следует упомянуть опыты И. А. Белицкого, Г. В. Букина и Н. И. Зюзина (1966) по устойчивости скаполита в гидротермальных условиях. Они показали, что в кислой среде (pH=2) при T = 250°C и давлении в 100 атм. скаполиты не изменяются, а в щелочной среде (pH = 11,4) в тех же условиях температуры и давления скаполиты замещаются анальцимом, гидросодалитом, канкринитом, нефелином, пектолитом и гидронефелином. Продолжительность опытов составляла 10 суток, а в качестве исходного вещества брались дипир Анзасского железорудного месторождения состава $Ma_{62}Me_{38}$ и мейонит из Слюдянки — $Ma_{19}Me_{81}$. Результаты экспериментов полезны для оценки параметров образования апоскаполитовых парагенезисов, для определения же параметров образования самого скаполита эти данные не пригодны, так как они относятся к низкотемпературной области.

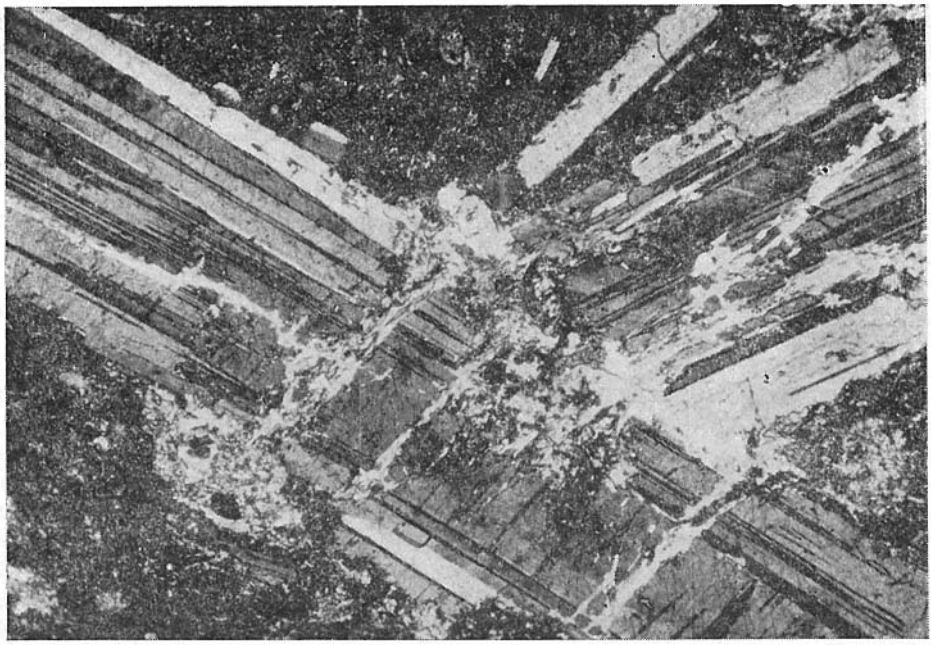


Рис. 1. Жилки скаполита (светлое) в диоритовом порфирите. Таятское месторождение. Обр. Т.- 15/441. Ув. 60.

В рудных полях магнетитовых месторождений скарновой формации геосинклинальных областей встречаются главным образом скаполиты с содержанием мейонитовой молекулы от 12 до 35% (Дымкин, Мазуров, 1974). Это обусловлено тем, что скаполиты образуются по алюмосиликатным породам в результате хлорно-натриевого инфильтрационного метасоматоза. Развитие скаполитов по существенно карбонатным породам известно на Анзасском (Павлов, 1964), Хабалыкском (см. статью А. М. Дымкина, М. П. Мазурова и М. М. Федосеевой в наст. сб.) и некоторых других месторождениях. По составу они более основные. На Анзасском месторождении дипир № 45 встречается в виде рассеянной вкрапленности в известняках и считается Д. И. Павловым продуктом регионального метаморфизма, хотя не менее вероятно и возникновение его в процессе контактовых преобразований. На Хабалыкском месторождении основные скаполиты — мицциониты № 52—55 — находятся в парагенезисе с диопсидом, кальцитом, а иногда с флогопитом и формируют полосчатые скарноиды, образованные по слоистым известковым туфам, туффитам и туфопесчаникам в результате диффузионного перераспределения вещества внутри отдельных прослоев в экзоконтакте диоритов и габбро-диоритов. В удалении от контакта на 50—60 м известняки, содержащие обломочный материал, остаются неизмененными.

Формы проявления и минеральные парагенезисы скаполитов, образованных по алюмосиликатным породам, очень разнообразны. Обычно начало процесса скаполитизации связывают с появлением первых его зародышей либо в интерстициях, либо внутри кристаллов плагиоклазов. Нередко же первые генерации скаполитов выполняют тонкую сеть прожилков, рассекающих породу в разных направлениях (рис. 1). При изучении шлифов прослеживаются все этапы процесса вплоть до заключительного, когда происходит полное замещение породы скаполитом в парагенезисе с пироксеном, амфиболами, сфеном, апатитом, цирконом и другими минералами. При неполном замещении присутствуют реликты минералов исходной породы. Крайне редко в таких участках можно встретить

зональные скаполиты, где состав находится в определенной зависимости от состава замещенных ими плагиоклазов. Обычно же подобная зависимость отсутствует (Дымкин и др., 1967), что обусловлено тем, что скаполитизация происходит в зонах интенсивной фильтрации растворов в неравновесных условиях. Морфология новообразований скаполитов подробно описана в работах Д. В. Калинина (1962), Ю. В. Индукаева (1962), Д. И. Павлова (1964), А. М. Дымкина и др. (1967), Ю. А. Полтавца (1974).

В апоалюмосиликатных метасоматитах скаполит участвует в нескольких минеральных парагенетических ассоциациях. Наиболее высокотемпературна из них ассоциация скаполит + пироксен + сфен + апатит. Пироксен представлен салитом и ферросалитом. Как показали эксперименты по гомогенизации газово-жидких включений в скаполитах и пироксенах, на разных месторождениях эта ассоциация кристаллизуется при несколько отличающихся температурах: 700—550°С — Давыдовское, 580—430 — Соколовское, 680—480 — Ирбинское, 660—540°С Хабалыкское (Дымкин и др., 1972; Дымкин, Мазуров, 1974). Следующая, более низкотемпературная ассоциация скаполит + амфибол + биотит (флогопит) кристаллизуется при 420—520°С (Хабалыкское, Таятское, Ампалыкское, Анзасское месторождения). Амфиболы в ассоциации со скаполитом изменяются по составу и свойствам в довольно широких пределах. Так, на Хабалыкском и Таятском месторождениях скаполиты ассоциируются с магнезиальным актинолитом, на Анзасском — с железистым актинолитом и гастингситом (Павлов, 1964; Курцерайте, 1974), а на Табратском — с дашкесанитом (Князев, 1974), что связано как с различием в составах замещаемых пород, так и с иным режимом компонентов в растворах. Ассоциация скаполит + альбит + актинолит, фиксирующая собой нижнюю границу устойчивости скаполита в метасоматитах площадного развития, отмечена нами при изучении Хабалыкского железорудного месторождения (см. статью А. М. Дымкина, М. П. Мазурова, М. М. Федосеевой в наст. сб.). Температура формирования ее 380—430°С. Недостаточно изученными остаются и соотношения скаполита с эпидотом и пренитом. Чаще всего фиксируются их реакционные взаимоотношения и разложение скаполита на альбит и эпидот, но в некоторых случаях среди катаклазированных участков пород, сцементированных кальцитом, можно наблюдать, что все эти минералы одновременно регенерируют свои кристаллы. Заметим, что последовательность минералообразования в скаполитовых метасоматитах площадного (фронтального) развития несколько отличается от таковой в синхронных им жилах выполнения.

Состав скаполита в последовательно сменяющих друг друга парагенезисах также не остается постоянным. Изучая минеральные парагенезисы Таятского, Табратского, Хабалыкского, Мульгинского и Бурлукского месторождений в Восточном Саяне и Анзасского в Западном Саяне, нами подмечено, что повсеместно прослеживается тенденция повышения основности поздних генераций скаполитов. Подобное явление отмечается также в Абовянском (Саруханян, 1971), Дашкесанском (Кашкай, Азадалиев, 1965) и некоторых других месторождениях. Это обусловлено, по всей вероятности, понижением химического потенциала натрия с понижением температуры. Скаполиты замещаются альбитом, особенно его «шахматной» разновидностью, анальцимом, цеолитами и в неизмененном виде сохраняются редко.

Скаполитовые метасоматиты лишь в некоторых железорудных месторождениях входят в состав эндоскарновых зон известковых скарнов. Чаще всего они, подобно пироксен-полевошпатовым породам, слагают самостоятельные «блочные» участки околорудных «осветленных» пород, иногда содержащих вкрапленные магнетитовые руды.

Связь процессов скаполитизации и магнетитового оруденения далеко не однозначна. В ряде месторождений обнаружено, что скаполитизация сопровождается полным разложением акцессорного магнетита и

фемических минералов, т. е. приводит к выносу железа, которое затем может участвовать в процессах минералообразования и рудоотложения в благоприятных для этого структурах. Отмечаются противоположные случаи, когда магнетит, рассеянный в породе, претерпевает лишь перекристаллизацию, образуя нередко хорошо ограненные зерна, сгруппированные в мелкие гнезда среди более крупных скаполитовых обособлений. Такие примеры описаны А. М. Дымкиным и Э. А. Лесновой (1967) на примере Ижморских магнитных аномалий и выявлены автором на Ирбинском (Дымкин и др., 1975), Хабалыкском, Таятском и других месторождениях. На Таятском месторождении, например, среди пород, подверженных скаполитизации, есть эруптивные брекчии с обломками алюмосиликатной породы спилитовой структуры и содержащей до 20—25% магнетита. При изучении в шлифах обнаруживается, что цемент брекчии превращен в равномерно-зернистый скаполит-амфиболовый агрегат, а в обломках сохраняется магнетит и первичная структура, лишь края их несколько изменены (рис. 2, *а*). При включенном анализаторе видно, что обломок сложен такими же по размеру метакристаллами скаполита, как и в соседних участках (рис. 2, *б*), т. е. произошло полное псевдоморфное замещение обломка с сохранением его первичной структуры. Некоторые обломки такого же состава обрастают каймами новообразованного магнетита, являясь, по-видимому, своеобразными затравками.

На Таятском месторождении среди подвергнутых скаполитизации осадочно-пирокластических толщ встречаются и другого типа реликты пород, обогащенных сингенетичными скоплениями железа. Это крупные блоки, пласты и обломки туфопесчаников, туфоалевролитов с градационной слоистостью, отдельные прослои которых целиком сложены магнетитом. Первичная структура этих пород не сохранилась, но текстурный рисунок, слоистость, мелкие элементы внутрислоевого строения в большинстве мест проявлены очень хорошо. В процессе контактового метаморфизма силикатная составляющая пород преобразована в амфиболы, слюды, апатит, пироксен, а рудная часть — в магнетит. Местами содержание магнетита в породе значительно превышает 20% и достигает рудных концентраций. Такие руды являются метаморфогенными, т. е. образованы они в результате метаморфизма пород, обогащенных сингенетичным рудным веществом. Характерные признаки отличия их от позднее образованных метасоматических руд — тонкозернистое строение и низкая железистость сорудных минералов.

Наиболее распространены из метаморфогенных руд тонкополосчатые разности, в которых очень хорошо видно чередование параллельных полосок маложелезистого актинолита (или диопсида, флогопита) и магнетита шириной 0,5—1,5 мм и редко шире. По простиранию полоски не изменяются, каждая последующая повторяет контур предыдущей. Параллельно-полосчатые руды совершенно постепенно переходят в разности, где полосы неодинаковы по ширине, зернистости и составу, часть их почти целиком состоит из магнетита, другие содержат его рассеянную вкрапленность, а третьи совершенно его лишены.

Скаполитизация особенно рельефно проявляется именно в тонкополосчатых разностях руд, где можно последовательно проследить все ее этапы. На первых порах в тонкозернистых рудах формируются одиночные изометричные метакристаллы скаполита размером 1—1,5 мм в поперечнике, рост которых не вызывал существенного изменения пространственного расположения и зернистости метаморфогенного магнетита. Определение температуры гомогенизации газово-жидких включений в скаполите показало, что появление первых метакристаллов скаполита происходило в интервале 660—600°С. В минералообразующих растворах существенную часть составляли хлор и углекислота, а газовая фаза значительно преобладала над жидкой. С усилением процесса скаполитизации, появлением большего количества его зерен и слиянием их в более

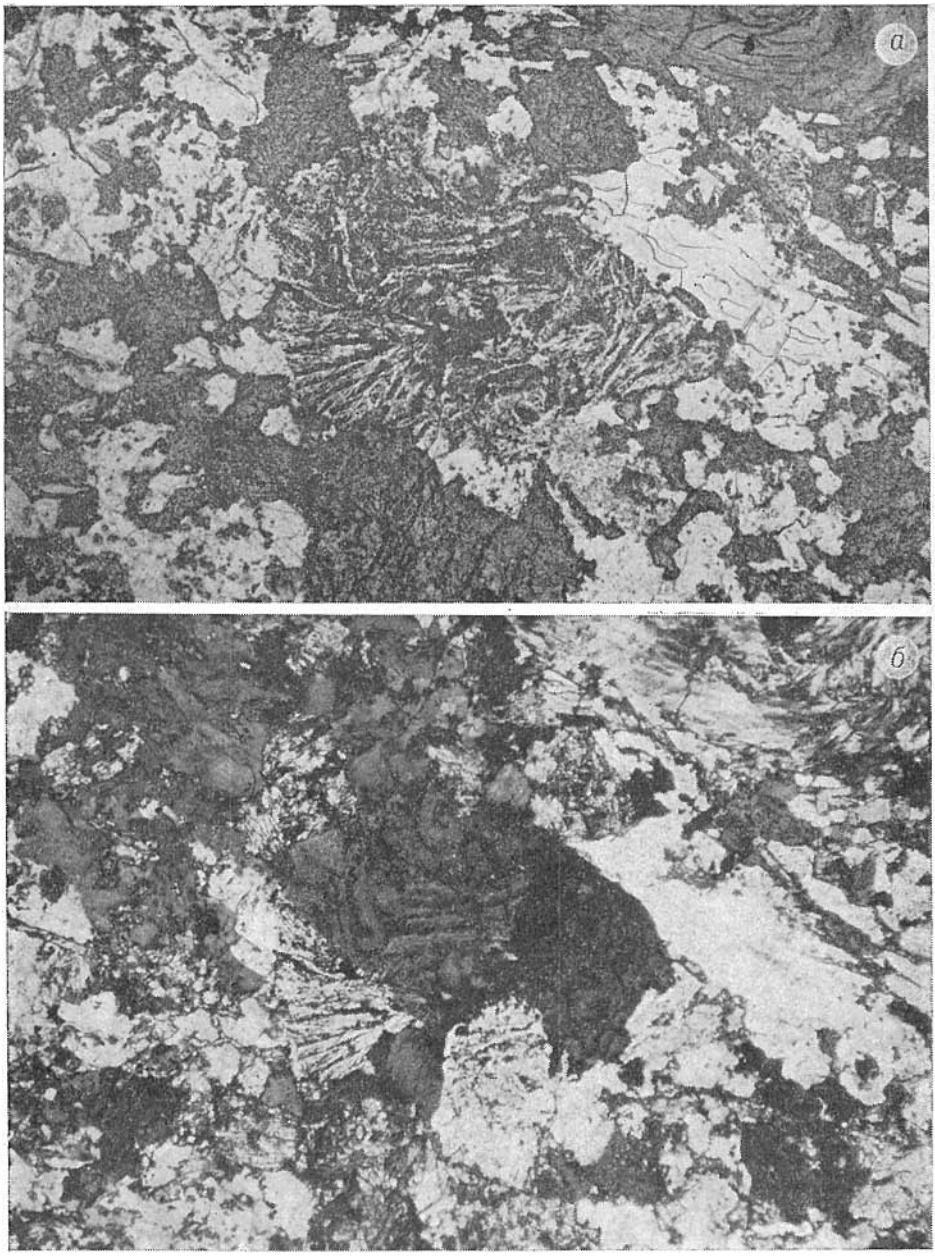


Рис. 2. Реликт обогащенной магнетитом породы в скаполит-амфиболовом метасоматите: *а* — в проходящем свете, *б* — при включенном анализаторе. Таятское месторождение. Обр. Т38/112. Ув. 60.

крупнозернистые агрегаты происходит перекристаллизация метаморфогенного магнетита. Если в слабо измененных участках сохраняются прерывистые полоски неизмененного метаморфогенного или несколько перекристаллизованного магнетита, подчеркивающие реликтовую полосчатую текстуру, то в дальнейшем начинается местная перегруппировка рудного вещества, растворение мелких зерен и рост крупных метакристаллов магнетита. При структурном травлении последних выявляется, что внутренние части их состоят из 2—3 мелких зерен, обросших общими внешними каймами, которые отличаются по величине отражения и микротвердости. Дальнейшее развитие скаполитизации приводит к выравниванию зерни-

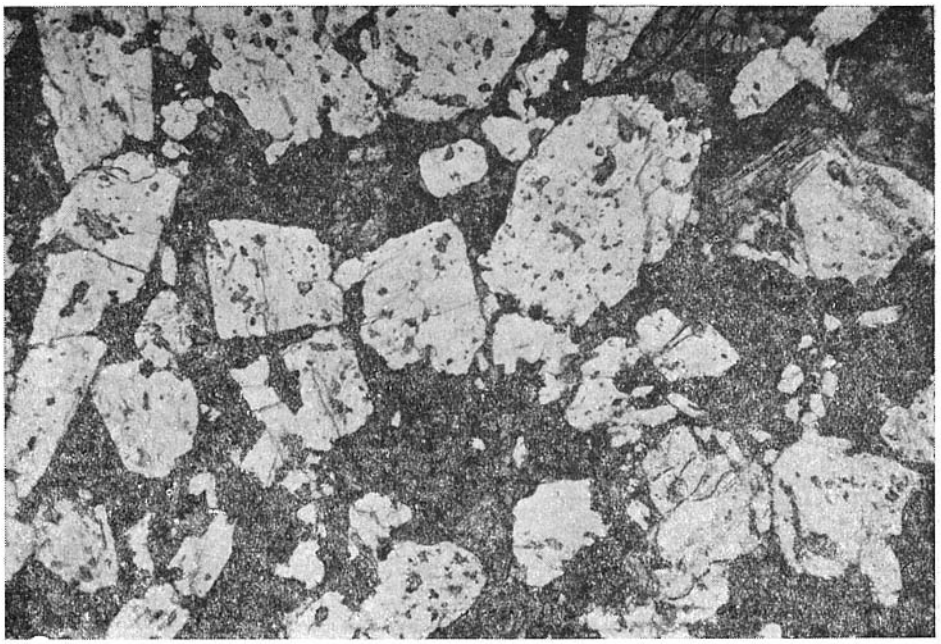


Рис. 3. Структура скаполит-магнетитовой руды. Магнетит (черное) и актинолит (темно-серые рельефные зерна) корродируют скаполиты (белое), содержащие мелкие вростки пироксена. Таятское месторождение. Обр. Т38/36. Ув. 60.

стости рудной массы в породе. Участки, ранее богатые магнетитом, приобретают пятнистый, «оспенный», облик, а там,где его было меньше,формируются магнетит-скаполитовые породы сидеронитовой структуры. В последующие стадии послемагматического этапа такие участки могут подвергаться метасоматическому оруденению.

Эти примеры наглядно свидетельствуют, что скаполитизация приводит не только к выносу железа, но даже при интенсивном развитии может ограничиться лишь локальной перегруппировкой его без значительных перемещений. Последнее происходит, по предварительным оценкам автора, в тех участках, где содержание первичного магнетита в породе было не менее 10%. Более полная оценка этого явления представляет несомненный практический и теоретический интерес, так как может помочь в выявлении источника рудного вещества.

Н. С. Сумин (1954), Д. О. Онтоев (1956), Д. С. Штейнберг (1960), А. М. Дымкин, М. П. Могилева, Г. М. Тетерев (1967) и другие исследователи при описании месторождений скаполитового подтипа отмечают близкоодновременную кристаллизацию скаполита и магнетита. Этот факт послужил основанием для гипотезы об одновременном переносе Na, Fe и Cl гидротермальными растворами в форме хлорацидокомплексных соединений (Калинин, 1962). Все же в большинстве случаев ясно, что кристаллизация метасоматического магнетита происходит в уже сформированных скаполитовых породах, ареал развития которых всегда значительно больше, чем руд. В шлифах можно видеть, что магнетит корродирует кристаллы скаполита, содержащие пойкилитовые вростки пироксена, а пироксен при этом замещается актинолитом (рис. 3), т. е. сорудной минеральной ассоциацией выступает магнетит + актинолит. На Таятском месторождении, где широко развиты сплошные «оспенные» и вкрапленные амфибол-скаполит-магнетитовые руды, скаполит иногда встречается в жилках, рассекающих эти руды. По составу и температурам кристаллизации, оцененными методом гомогенизации газово-жидких

включений, эта поздняя генерация отличается от предыдущих. Наличие нескольких генераций скаполитов, образующихся до и после метасоматического магнетита, позволяет заключить, что скаполиты кристаллизуются в значительно бо́льшем интервале, чем магнетит, формирующий рудные концентрации, а оруденение по этому признаку может быть отнесено к сопутствующему типу. Такие свойства скаполитов, как повышенная хрупкость, наличие в составе и во включениях хлора и углекислоты, благоприятны для активного их участия как осадителей рудного вещества в рудном процессе. Скаполитизация в этом плане может рассматриваться как процесс подготовки зоны рудоотложения.

Скаполитовые метасоматиты развиваются преимущественно по алюмосиликатным толщам и определяет их локализацию тектонический фактор. Наиболее подходящими для формирования скаполит-магнетитовых залежей оказываются структуры древних вулканических построек кальдерного типа, сложенные разнородными толщами, обеспечивавшими свободную циркуляцию растворов на всех стадиях гидротермального процесса. Обычно это структуры значительной вертикальной протяженности (>2 км). Вопросы структурного контроля месторождений и отдельных рудных тел особенно сложны и не разработаны и требуют самого пристального внимания и всестороннего изучения.

Выше уже отмечались некоторые результаты оценок температуры кристаллизации скаполитов прямым методом — гомогенизацией газово-жидких включений. Замеры температур кристаллизации, выполненные А. М. Дымкиным, М. М. Федосеевой, Н. А. Шугуровой (1972) для скаполитов месторождений Тургайской провинции, а автором для скаполитов месторождений Алтае-Саянской области, достаточно надежно показывают, что формирование скаполитовых метасоматитов происходит в том же температурном интервале, что и известковых скарнов. Кристаллизация скаполитов в послемагматическую стадию начинается при температуре 680—700°С, отвечающей появлению пироксен-скаполитового парагенезиса, и заканчивается при 380—430°С, когда вместо скаполита устойчивы альбит, анальцим и цеолиты. Первичные газово-жидкие включения в скаполитах повсеместно содержат жидкую углекислоту и часто кристаллики NaCl. Первые опыты, выполненные автором по оценке давления путем гомогенизации и криометрии одних и тех же включений, дали цифры порядка 180—200 атм. Концентрация преобладающей соли (NaCl) в минералообразующих растворах составляла 44% при 620°С и 26,3% при 380°С. Главное препятствие в получении более достоверных цифр — отсутствие экспериментальных и расчетных данных по сложным солевым системам.

В заключение заметим, что каждый из затронутых выше вопросов, будь то химизм и свойства скаполитов, последовательность и условия их кристаллизации, минеральные парагенезисы и типоморфизм, соотношение скаполитизации и оруденения, представляет самостоятельный интерес. Автор в данной статье не претендует на всесторонний анализ состояния изученности и направления исследований по каждому из них. Вместе с тем, как представляется, приведенных сведений достаточно, чтобы показать, насколько полезно всестороннее изучение этой важной группы минералов. Сейчас ясно, что скаполитовые породы в метасоматических железорудных месторождениях представляются своеобразными аналогами известковых скарнов, образованными в результате хлорно-натрового метасоматоза в участках, сложенных преимущественно алюмосиликатными породами. Как и скарны, они являются рудоносными метасоматитами, ареал которых значительно превышает площадь оруденелых участков. Дальнейшей проверки требует высказанное автором предположение о скаполитовых породах как нейтрализаторах рудоносных растворов и осадителях рудного вещества. Значительный практический интерес представляет выяснение структурной приуроченности скаполитовых метасо-

матитов, пространственно-временных соотношений его минеральных ассоциаций и типоморфных признаков сорудных и дорудных скаполитов. Отсутствие надежных экспериментальных сведений по устойчивости скаполитов повышает значение термобарометрических исследований природного материала. Автор надеется, что по достижении определенной степени изученности, скаполиты и их минеральные парагенетические ассоциации явятся надежными геологическими термометрами и барометрами, окажутся полезными для теории рудообразования и поисковой практики.

ЛИТЕРАТУРА

Белицкий И. А., Букин Г. В., Зюзин Н. И. Гидротермальные изменения скаполита в щелочных средах.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. IV. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 82—90.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зуссман Дж. Породообразующие минералы. Т. IV. М., «Мир», 1966. 482 с.

Дымкин А. М., Леснова Э. А. О связи процессов скаполитизации и магнетитового оруденения на Ижморских магнитных аномалиях (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 177—184.

Дымкин А. М., Мазуров М. П. Парагенезисы скаполита в магнетитовых месторождениях скарновой формации.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1974, с. 79—80.

Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, «Наука», 1975. 188 с.

Дымкин А. М., Могилева М. П., Тетерев Г. М. К вопросу о генезисе скаполита в магнетитовых месторождениях Тургая.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 124—136.

Дымкин А. М., Федосеева М. М., Шугурова Н. А. О температурах кристаллизации скаполита и пироксена из магнетитовых месторождений Тургая.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 1, с. 172—174.

Индукаев Ю. В. Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеольском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1962, с. 38—50.

Калинин Д. В. Некоторые особенности минералогии и генезиса Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1962, с. 66—81.

Кашкай М. А., Азадалиев Дж. А. Скаполит из Дашкесанского железорудного месторождения.— «Докл. АН АзССР», 1965, т. 21, № 7, с. 14—17.

Князев Г. Б. Скаполит и пренит Табратского железорудного месторождения.— В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск, Изд-во Томского гос. ун-та, 1974, с. 131—136 (Труды Томск. гос. ун-та, серия геол., т. 232).

Курцерайте Ш. Д. Натровый метасоматоз на железорудных месторождениях Анзасского района (Западный Саян).— В кн.: Минералогия и петрография рудных формаций Красноярского края. Красноярск, кн. изд-во, 1974, с. 165—177. (Материалы Красноярск. отд. Всес. Минералог. об-ва, вып. 2).

Маракушев А. А. Анализ парагенезисов скаполита — «Геология рудн. месторожд.», 1964, № 2, с. 52—69.

Онтоев Д. О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа.— «Сов. геология», 1956, сб. 50, с. 54—66.

Павлов Д. И. Анзасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1964. 130 с.

Полтавец Ю. А. Минералого-геохимические особенности скаполитовых метасоматитов некоторых железорудных месторождений Тургая как показатель условий их образования.— В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974, с. 88—99 (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 111).

Ревердатто В. В. Скаполиты.— В кн.: Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970, с. 321—326.

Саруханян Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971. 120 с.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.— В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 34—53.

Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений.— В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 5—15.

Солодовникова Л. Л. К вопросу о генезисе скаполитов.— «Уч. Записки Ленинградск. гос. ун-та. Серия геол. наук», 1957, вып. 8, № 215, с. 3—48.

Сумин Н. Г. О некоторых особенностях скарновых минералов железорудных месторождений.— «Труды Минералог. музея АН СССР», 1954, вып. 6, с. 131—138.

Штейнберг Д. С. Осокино-Александровское железорудное месторождение на Среднем Урале.— «Минералог. сборник», № 4, 1960. с. 39—99 (Труды Горно-геол. ин-та УФ АН СССР, вып. 35).

Evans B. W., Shaw D. M., Haughton D. R. Scapolite stoichiometry.— «Contribs. Mineral and Petrol.», 1969, v. 24, № 4, p. 291—305.

Millhollen G. L. Synthesis of scapolite under magmatic conditions.— «Amer. Miner.», 1974, v. 59, N 5-6, p. 618—620.

Newton R. C., Goldsmith J. R. Stability of the scapolite meionite ($3CaAl_2Si_2O_8 \times CaCO_3$) at high pressure and storage of CO_2 in the deep crust.— «Contribs. Mineral. and Petrol.», 1975, v. 49, № 1, p. 49—62.

Orville P. M. Stability of scapolite in the system Ab—An—NaCl—$CaCO_3$ at 4 kb and 750°C.— «Geochim. et Cosmochim. Acta», 1975, v. 39, № 8, p. 1091—1105.

Shaw D. M. The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy.— «Journ. of Petrology», 1960, v. 1, part 2, p. 218—260.

Ulbrich H. H. Crystallographic data and refractive indices of scapolites.—«Amer. Miner.», 1973, v. 58, № 1—2, p. 81—92.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский, К. В. Кочеткова, А. С. Борисенко. Удерейское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже 5

Д. Г. Ажгирей, А. С. Лапухов, И. П. Щербань. И. Н. Широких, Г. А. Боровикова. Новые материалы по геологии и генезису Зыряновского колчеданно-полиметаллического месторождения в Рудном Алтае 33

А. П. Берзина, В. И. Сотников. О физико-химических особенностях рудообразующего процесса на месторождениях медно-молибденовой формации . . 74

А. М. Дымкин, М. П. Мазуров, М. М. Федосеева. Минеральный состав и условия образования околорудных метасоматитов Хабалыкского железорудного месторождения 100

Б. Н. Лапин. Геология Терлигхайского рудного поля (Тува) и вопрос о возрасте ртутного оруденения 114

А. С. Борисенко. Физико-химические условия образования лиственитов по данным изучения газово-жидких включений 144

А. М. Дымкин, И. А. Калугин. Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных руд Тургая и Алтая. 158

И. А. Калугин. Метаморфогенно-метасоматическое железооруденение на месторождении Родионов Лог. 169

И. Н. Широких. О двух типах околорудной зональности Хапчерангинского оловянно-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) . . 179

М. П. Мазуров. Скаполиты скарновых железорудных месторождений и вопросы их генезиса 192

ГЕОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЮГА СИБИРИ

Ответственный редактор
Валерий Алексеевич Кузнецов

Редактор *З. Д. Рожина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Житин*
Технический редактор *А. В. Семкова*
Корректоры *Н. В. Кузнецова, С. В. Блинова*

Сдано в набор 30 сентября 1976 г. Подписано в печать 18 мая 1977 г. МН 01527. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага типографская № 1. 13 печ. л.+1 вкл. 18,2 усл. печ. л., 18,8 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз.
Заказ № 273. Цена 1 р. 88 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография Издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовит к выпуску следующие книги:

Петрология и метаморфизм древних офиолитов

Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири

Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области

Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла

Кулебакин В. Г. Бактериальное выщелачивание сульфидных минералов

Турутанов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья

Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования траповых силлов

Зятькова Л. К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области

Ушаков Г. Д. Аппаратура и методы изучения деформаций горных пород

Книги высылаются наложенным платежом.
Заказы направляйте по адресу.
630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.
Магазин «Наука»

УДК 553.497.2

Удерейское сурьмяное месторождение в Енисейском кряже. Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борисенко А. С. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 5—32.

В статье приводится описание геологического строения и закономерностей размещения сурьмяной минерализации Удерейского месторождения в Енисейском кряже. Приводится детальная характеристика минерального состава руд этого месторождения. На основании минераграфических и термобарогеохимических исследований установлен наложенный характер собственно сурьмяных, кварц-антимонитовых оруденений на более раннюю кварц-малосульфидную минерализацию. Удерейское месторождение отнесено к кварц-антимонитовой рудной формации. Комплексной состав руд объясняется телескопированным наложением сурьмяной минерализации на ранее сформированные рудные жилы малосульфидной кварцево-жильной формации. Установлен позднерифейский возраст сурьмяного оруденения Енисейского кряжа.

Ил. 11, табл. 7, библ. 23.

УДК 553.2 : 24 : 552.1 + 550.42 + 553.252.1

Новые материалы по геологии и генезису Зыряновского колчеданно-полиметаллического месторождения в Рудном Алтае. Ажгирей Д. Г., Лапухов А. С., Щербань И. П., Широких И. Н., Боровикова Г. А. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 33—74.

Установлено, что морфология рудоконтролирующих и рудораспределяющих структур месторождения обусловлена долгоживущими дизъюнктивными и пликативными структурами древнего заложения, осложненных системой тектонических структур более молодого возраста. Эпигенетический характер и многоформность рудной зональности обусловлена комбинированным влиянием структурно-литологических особенностей вмещающих толщ, факторов миграции и отложения рудных компонентов.

В отличие от многоэтажно-ритмической зональности рудных тел зональность околорудных метасоматитов стадии выщелачивания укладывается в один ритм и имеет концентрически зональное строение. Эта колонка осложняется развитием метасоматитов стадии отложения. Формирование метасоматитов стадии выщелачивания обусловлено взаимодействием умеренно-кислых (pH-6) растворов с вмещающими породами, протекающим на фоне температурного градиента и понижения кислотности растворов в направлении от внутренних зон к внешним, при довольно высокой температуре минералообразования в центральной зоне 350—400°С. Метасоматиты стадии отложения образовались почти в аналогичных температурных условиях, но при более высоких значениях pH среды минералообразования.

Ил. 21, табл. 8, библ. 31.

УДК 553.462 : 553.43

О физико-химических особенностях рудообразующего процесса на месторождениях медно-молибденовой формации. Берзина А. П., Сотников В. И. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 74—99.

По данным газово-жидких включений в минералах различных этапов и стадий минерализации рассматривается общая эволюция минералообразующих растворов медно-молибденовых месторождений Кузнецкого Алатау, Восточного Забайкалья, Средней Азии и других регионов. Показаны существенные различия в химизме растворов для месторождений различных регионов (Кузнецкий Алатау — преимущественно фторидные и фторидно-углекислотные; Восточное Забайкалье — хлоридные и хлоридно-углекислотные; Средняя Азия — хлоридные). Намечается эволюция от высокотемпературных слабо концентрированных существенно газообразных растворов к средне- и низкотемпературным жидким обычно обогащенным углекислотой. Изменение температуры, агрегатного состояния и концентрации минералообразующих растворов увязаны с развитием метасоматических и рудообразующих процессов.

Ил. 11, табл. 3, библ. 39.

УДК 552.18 : 553.31

Минеральный состав и условия образования околорудных метасоматитов Хабалыкского железорудного месторождения. Дымкин А. М., Мазуров М. П., Федосеева М. М. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 100—113.

Изучены химический состав, свойства и минеральные парагенезисы силикатов в околорудных метасоматитах Хабалыкского железорудного месторождения. Методом гомогенизации газово-жидких включений оценены температуры (Т) минералообразования. Показано, что первыми на месторождении образованы скарноиды пироксен-мицонитового, пироксен гранатового и пироксен-флогопитового состава, которые замещаются диффузионно-биметасоматическими известковыми скарнами (Т = 560—680°С). Синхронно последним сформированы пироксен-альбитовые, пироксен-дипировые (Т = 540—680°С) и апатит-альбит-гастингситовые (Т = 540—650°С) метасоматиты. Следующими возникли пироксен-гранатовые скарны жильного типа (Т= 400—540°С), кварцевые эпидозиты (Т = 490—530°С), альбит- и скаполит-амфиболовые породы (Т = 400—520°С). Промышленные магнетитовые руды относятся к гидросиликатовому типу и образованы при Т = 360—480°С. В сопряженных с рудами участках развиты альбит-эпидот-актинолитовые метасоматиты (Т = 380—430°С). В качестве редких описаны кварц-актинолит-альбит-биотитовые, эпидот-альбит-хлоритовые, кварц-кальцит-хлоритовые и другие группы метасоматитов.

Ил. 4, табл. 4, библ. 10.

УДК 553.462

Геология Терлигхайского рудного поля (Тува) и вопрос о возрасте ртутного оруденения. Ланин Б. Н. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 114—143.

В статье излагаются представления автора о структуре, стратиграфии района и об особенностях развития девонского вулканизма. Нижнедевонские вулканогенные толщи разбиваются на две части, характеризующие собой вспышки вулканической деятельности. Начальный этап вулканизма ознаменован извержением главным образом базальтов и андезит-базальтов, последующий — излиянием андезитов и дацитов нормальной щелочно-земельной магмы. Среди интрузий развиты силлы и дайки диабазов, разбивающиеся на доскладчатые и послескладчатые комплексы.

В структурном отношении месторождение Терлигхая представлено серией блоков, сформированных наиболее молодыми сдвигово-взбросовыми движениями, прошедшими при формировании Магистрального разлома. Эти нарушения послужили путями проникновения гидротермальных растворов, вызвавших изменение вулканогенных и магматических пород и отложение ртутной минерализации. Последняя, наложенная уже на блоковую структуру, не имеет связи с девонским вулканизмом и относится к послегерцинской или мезозойской.

Ил. 17, табл. 2, библ. 13.

УДК 553.252.1

Физико-химические условия образования лиственитов по данным изучения газово-жидких включений. Борисенко А. С. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 144—157.

На основании изучения газово-жидких включений в минералах лиственитов установлены температурные условия формирования этих пород, состав, концентрация и pH минералообразующих растворов. В минералах лиственитов законсервированы существенно углекислые или хлоридно-углекислые растворы, общая концентрация растворенных компонентов в которых достигала 30—40 вес. %. Основными компонентами растворов включений являются углекислота, хлориды натрия и калия, карбонаты и бикарбонаты и в некоторых случаях сероводород. Температуры образования изученных лиственитов не превышали 325°С. Изучены физико-химические условия формирования различных минеральных типов лиственитов и разностей лиственитизированных пород, а также условия формирования метасоматической зональности в лиственитах.

Табл. 1, библ. 32.

УДК 553.311/312 : 552.56 (571.15 574.21)

Сравнительный анализ вулканогенно-осадочных руд Тургая и Алтая. Цымкин А. М., Калугин И. А. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 158—168.

Вулканогенно-осадочные руды изученных регионов пространственно тесно связаны с метасоматическим и метаморфогенным скарново-гидросиликатно-магнетитовым оруденением. Руды почти не метаморфизованы и приурочены к пластам туфов и туффитов средне-основного (Тургай) или риолито-кератофирового (Алтай) состава. Для руд Тургая характерно залегание в ритмически построенном разрезе перемытых вулканитов, примесь органогенного кремнистого материала, седиментогенные текстуры и тонкозернистость рудного материала с участием как магнетита, так и гематита. В составе алтайских руд преобладает гематит. Здесь распространены первично магматические концентрации железа в эффузивах, сопряженные с ними поствулканические жильно-метасоматические образования, хемогенно-обломочные и хемогенные железисто-кремнистые осадки.

Ил. 6, табл. 1, библ. 15.

УДК 553.311:553.24 (574.42)

Метаморфогенно-метасоматическое железооруденение на месторождении Родионов Лог. Калугин И. А. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 169—178.

Скарново-гидросиликатно-магнетитовое оруденение сформировалось в зоне глубинного разлома на этапе герцинской складчатости и приразломного метаморфизма. Скарны и связанные с ними руды образовались по переслаивающимся карбонатным породам и сланцам, а гидросиликатные — по порфироидам и сланцам в условиях температур 400—500°С и синкристаллизационных деформаций. Оруденение сопровождалось рассеянием магния и железа с появлением ореола эпидот-актинолит (хлорит)-альбитовых пород вокруг рудной зоны. Предполагается, что железо было извлечено и переотложено метасоматически в пределах девонской толщи.

Ил. 7, табл. 2, библ. 16.

УДК 553.2.24 : 552.1

О двух типах околорудной зональности Хапчерангинского оловянно-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье). Широких И. Н. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 179—191.

На месторождении выделено и исследовано два различающихся по составу и температурам образования типа околорудных диффузионно-метасоматических колонок: 1) относительно высокотемпературный (375—340°С) бескарбонатный и 2) сравнительно низкотемпературный (230—185°С) с сидеритом. Установлено, что строение этих колонок не зависит от глубины залегания рудных жил, их морфологии, мощности и состава исходных пород, а следовательно, определяется физико-химическими условиями процессов минералообразования и прежде всего температурными условиями. Мощность ореола околорудных метасоматитов закономерно возрастает с увеличением коэффициента пористости вмещающих пород. Выдвигается тезис, что формирование метасоматических колонок возможно при условии значительного притока энергии. При рассмотрении типоморфизма хлоритов, были рассчитаны средние значения и 95%-ные доверительные интервалы коэффициентов кристаллохимической формулы хлоритов из руд и околорудных метасоматитов оловорудных месторождений.

Ил. 3, табл. 5, библ. 17.

УДК 549.652.1 553.31

Скаполиты скарновых железорудных месторождений и вопросы их генезиса. Мазуров М. П. Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 192—200.

Выполнен обзор и приведены оригинальные данные по составу, свойствам и температурам кристаллизации скаполитов в скарновых железорудных месторождениях складчатых областей. Показано, что скаполиты, образованные по алюмосиликатным породам, представлены мариалитами и дипирами (12—55% Me), а в карбонатной среде — миццонитами. Ранние генерации скаполитов более натровые, чем поздние. Самая высокотемпературная — ассоциация скаполит + пироксен, в разных месторождениях кристаллизующаяся при несколько отличающихся температурах в интервале 700—480°С. Ассоциация скаполит + амфиболы ± ± биотит (флогопит) кристаллизуется при 520—420°С. По минералотермометрическим данным нижний температурный предел устойчивости дипиров составляет 380—430°С. Показано, что скаполитизация приводит либо к выносу железа, либо к локальной его перегруппировке. Скаполитовые породы, как и известковые скарны, являются нейтрализаторами рудоносных растворов и осадителями рудного вещества. Магнетитовое оруденение в них относится к сопутствующему типу. Намечены главные вопросы изучения скаполитов как минералов, пригодных для оценки физико-химических условий рудообразования.

Ил. 3, библ. 29.

Для получения книг и журналов почтой заказы просим направлять по адресу: 117464, Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110, Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

480391, **Алма-Ата,** 91, ул. Фурманова, 91/97
370005, **Баку,** 5, ул.Джапаридзе, 13
320005, **Днепропетровск,** 5, проспект Гагарина, 24
734001, **Душанбе,** 1, проспект Ленина, 95
664033, **Иркутск,** 33, ул. Лермонтова, 303
252030, **Киев,** 30, ул. Ленина, 42
277012, **Кишинев,** 12, ул. Пушкина, 31
443002, **Куйбышев,** 2, проспект Ленина, 2
192104, **Ленинград,** Д-120, Литейный проспект, 57
199164, **Ленинград,** Менделеевская линия, 1
199004, **Ленинград,** 9-я линия, 16
103009, **Москва,** ул. Горького, 8
117312, **Москва,** ул. Вавилова, 55/7
630076, **Новосибирск,** 76, Красный проспект, 51
630090, **Новосибирск,** 90, Морской проспект, 22
620151, **Свердловск,** 151, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029, **Ташкент,** Л-29, ул. Ленина, 73
700100, **Ташкент,** ул. Шота Руставели, 43
634050, **Томск,** 50, Набережная реки Ушайки, 18
450075, **Уфа,** ул. Коммунистическая, 49
450075, **Уфа** ,75, проспект Октября, 129
720001, **Фрунзе,** 1, бульвар Дзержинского, 42
310003, **Харьков,** 3, Уфимский пер., 4/6