АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РУД И ГОРНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА

УФА — 1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
БАШКИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ РУД И ГОРНЫХ ПОРОД ЮЖНОГО УРАЛА

3076

УФА — 1976

Институт геологии Башкирского филиала АН СССР

Редакционная коллегия:

А. С. БОБОХОВ, И. С. ВАХРОМЕЕВ, М. А. ГАРРИС, Г. Н. ЗАСУХИН,
М. И. ИСМАГИЛОВ, Ал. Ал. МАЛАХОВ, Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ (отв. редактор)

© БФАН СССР, 1976 г.

МИНЕРАЛОГИЯ

А. А. МАЛАХОВ

ВКЛАД АКАДЕМИИ НАУК В ИЗУЧЕНИЕ МИНЕРАЛОГИИ БАШКИРИИ

(Доклад, прочитанный на совместном заседании Башкирского отделения Всесоюзного минералогического общества, Института геологии БФАН СССР и НТО — Горное, посвященный 250-летию АН СССР)

8 февраля 1974 г. исполнилось 250 лет с основания Российской Академии Наук. Основание ее связано с приказом Петра I представить ему проект развития и распространения просвещения в России. На одном из поданных проектов была положена резолюция «Сделать академию». Одной из ее задач, по наказу Петра I, было обратить особое внимание на изучение природных богатств России. Таким образом, с начала своего основания Академия наук стала играть большую роль не только в прогрессе ведущих отраслей знаний, но и важнейшую роль в изучении природных богатств страны.

Следует отметить, что до 1918 г. почти все работы в этом направлении проводились в стенах Академии и в высших учебных заведениях. Не было ни одного крупного института, занимающегося изучением природных ресурсов страны. Коренной перелом наступил после Октябрьской революции. В. И. Ленин в знаменитом наброске плана научно-исследовательских работ по линии Академии наук особое внимание обратил на проблемы использования природных рессурсов страны и рационального размещения промышленности. Это дало мощный толчок к всестороннему изучению природных богатств страны, в том числе исследованию рудных богатств и связанному с этим повышению минералогических знаний. Рассмотрим историю изучения минералов в Башкирии по двадцатипятилетним периодам.

Первый период (1762—1799 гг.) в основном определяется работами знаменитых географических экспедиций Академика наук 1768—1774 гг. Блестящие результаты этих исследований изложены в трудах Петра Симона Палласа и Ивана Ивановича Лепехина. В итоге было получено первое представление о размещении полезных ископаемых и первые литературные данные о минералах Башкирии. В трудах П. И. Рычкова и упомянутых ученых имеется описание или упоминание о 13 минералах (табл. 1). Впервые в литературе отмечена медная минерализация.

Второй период (1800—1825 гг.) связан с именем основоположника генетической и топографической минералогии академика В. И. Северингина. В опубликованном в 1809 г. «Опыте минералогического землеописания Российского Государства» дано систематическое описание 23 мине-

Таблица 1

Открытие минералов на территории Башкирской АССР (период 1762—1917 гг.)

Период (даты)	Автор описания, год опубликования, название минирала	Общее колич минералов
1 (1762—1799)	П. И. Рычков: 1762 — серпентинитовый асбест, гипс, селитра, 1770 — малахит, азурит; П. С. Паллас: 1773 — асфальт, 1786— яшма; B. G. Hermann: 1789 — каолинит, кварц, кремень, полевой шпат, слюда; И. И. Лепехин: 1795 — квасцы.	13
2 (1800—1825)	И. И. Лепехин: 1802 — лимонит, магнетит, массикот, соль	4
3 (1826—1850)	И. Мухин: 1826 — хромит; И. Н. Менге: 1830 — адуляр, асбест роговообманковый, кальцит, куприт, эпидот, 1842 — роговая обманка, халькозин, халькопирит, хлорит; A. F. Kupfer: 1833 — альбит, диаллаг, турмалин; Э. К. Гофман: 1835 — везувиан, гранат, тремолит; Э. К. Гофман, Гельмерсен: 1835 — тальк; Стрижов: 1835 — серпентин; Г. Лисенко: 1936 — апатит; F. Wangenheim von Qualen: 1840 — агат, бирюза, пирит, охра, соединения марганца, тенорит; G. Rose: 1842 — актинолит, доломит, золото самородное, лабрадор, медь самородная, рутил, серебро самородное, уралит, халцедон, цоизит; Н. И. Кокшаров: 1850 — кеммерерит.	36
4 (1851—1875)	Н. И. Кокшаров: 1855 — плеонаст (цейлонит), 1858 — алмандин, пистацит; Н. П. Барбот де Марни: 1855 — магнезит, 1860 — авгит, 1861 — уваровит; А. Антипов: 1858 — барит; К. Гривнак: 1874 — кобальтин, меланterит, смальтин, линнеит, халькантит; А. П. Карпинский: 1874 — флюорит.	12
5 (1876—1900)	П. Е. Еремеев: 1881 — брусит, заратит (никелистый изумруд), 1887 — галенит, гетит, марказит, шпинель, 1896 — лироконит; В. В. Бек, Н. В. Мушкетов: 1882 — нефрит; А. П. Карпинский: 1884 — манганит, оливин, ортоклаз, ревдинскит; П. В. Чернышев: 1885 — гематит, 1889 — бастит, гастильгит, глауконит, лейкоксен, мусковит, сапонит; М. П. Мельников: 1886 — аскинит, 1889 — арсенопирит, циркон; П. В. Чернышев: 1883 — пеннин, плагиоклаз, 1889 — олигоклаз, оттерлит, серицит, соссюрит, энстатит; Н. И. Кокшаров: 1878 — арагонит; А. А. Штукенберг: 1899 — глаукофан, цеолит; Глинка: 1899 — пирофиллит; Wischniakoff: 1900 — брейнерит.	34
6 (1901—1917)	Л. Конюшевский: 1903 — сидерит; А. Деннисов-Уральский: 1904 — кахалонг; Ф. И. Кандыкин: 1907 — сера самородная; А. Н. Заварицкий: 1911 — гидрогематит, 1915 — пренит, сфалерит; А. Е. Ферсман: 1913 — сепиолит; В. И. Вернадский: 1914 — платина; Б. Н. Кротов: 1914 — антигорит, биотит, 1915 — диопсид, осьмистый иридий, перовскит, сфен, анортоклаз, фуксит.	16

ральных образований из окрестностей г. Уфы, районов Юрюзани, Табынска, Чебаркуля и Башкирского Урала. В ней приведены первые сведения о вивианите (?—синяя железная земля) из Юрюзани и гематите (кровавик) из Башкирского Урала. Впервые при описании башкирских минералов приводятся сведения о их физических (твердость, удельный вес, цвет и др.) и химических свойствах. Малое количество открытых в этот период минералов, по-видимому, связано с событиями Отечественной войны 1812 г.

Характерной особенностью третьего периода (1826—1850 гг.) является почти полное отсутствие среди первооткрывателей башкирских минералов отечественных минералогов. Описание минералов в основном публикуется на немецком языке (A. F. Kupfer, E. Hoffman, J. N. Menge,

W. von Quallen). Впервые упоминается пирит, халькопирит, самородное золото. Описывается значительное количество наиболее распространенных силикатов. Сравнительно редко, но приводятся химические анализы минералов. Всего описано 36 минералов.

Расцвет кристаллографических исследований и изучения морфологии хорошо образованных кристаллов — основное научное направление четвертого периода (1851—1875 гг.). Известным минералогом и химиком академиком Н. И. Кокшаровым опубликованы классические описания кристаллических форм апатита, плеоназта, пистацита, рутила, кеммерерита, приводятся их химические анализы. К этому периоду относятся первые сведения о минералах кобальта, опубликованные К. Гривнаком, и об уваровите и магнезите — Н. П. Барбот де Марни. Всего открыто на территории республики 12 минералов.

Пятый период (1876—1900 гг.) характеризуется постепенным внедрением кристаллооптического метода изучения минералов и широкого применения кристаллографического. П. Е. Еремеев, А. П. Карпинский, Н. П. Чернышев большое внимание уделяют вопросам генезиса минералов. Приводится первое описание минералов хромитового месторождения Башарт. Всего описано 34 минерала.

Период 1901—1917 гг. характеризуется резким падением описания новых минералов (всего 16). Это, по-видимому, находит объяснение и связано с большим напряжением, вызванным двумя войнами и экономическими трудностями. Описание минералов ведется на высоком научном уровне (А. Н. Заварицкий, В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Б. Н. Кротов). Большое внимание обращается на выяснение генетических особенностей образования минералов. К этому времени относятся первые описания осьмистого иридия, платины и сфалерита.

Новый и резкий подъем открытия новых в Башкирии минералов в седьмой период (1918—1943гг.) определяется планомерным изучением геологии и минеральных богатств края в годы Советской власти. Несмотря на большие экономические трудности (гражданская война и вызванная этим разруха, восстановление и интенсивное развитие народного хозяйства,вторая мировая война), этот период ознаменовался наиболее высоким уровнем открытий новых минералов на территории автономной республики. Описано 80 минеральных видов, т. е. одна треть всех минералов, открытых в течение 250 лет существования Академии наук (табл. 2). В отличие от дореволюционных шести периодов, седьмой период характеризуется интенсивным участием в изучении минералогии институтов Министерства геологии и в меньшей мере — других организаций. Направленность геологического изучения территории республики определила объекты минералогических исследований. Широким фронтом началось наступление на выявление минеральных ресурсов, интенсификацию исследований минерального состава месторождений и горных пород. Н. К. Высоцкий, Г. А. Соколов, В. П. Логинов изучают ультраосновные породы и связанные с ними месторождения. Значительно пополнились наши знания о вещественном составе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Магнитогорского мегасинклинория (А. Н. Заварицкий, В. А. Заварицкий и др.). Положено начало изучению минералогии месторождений семейства колчеданных формаций Баймак-Таналыкской зоны и северной части Башкирского Зауралья (С. А. Юшко, Т. Н. Шадлун, В. А. Заварицкий, А. И. Игумнов и др.). Тщательно изучается минералогия марганцевых месторождений (А. Г. Бетехтин, Д. С. Белянкин, В. В. Ланин, Д. Д. Топорков и др.), описан первый башкирский алмаз (В. А. Зильберминц, Э. М. Бронштед) и минералы вольфрама (В. П. Покровский), исследуется минералогия осадочных образований (В. М. Годлевский, Г. В. Вахрушев и др.). Основными методами изучения мине-

Таблица 2

Открытие минералов в Башкирии за периоды 1918—1943 и 1944—1974 гг.

Период	Автор, год опубликования, название минерала
7 (1918—1943)	А. Е. Заварицкий: 1920 — англезит, андезин, анкерит, анортит, борнит, кераргирит, ковелин, линарит, церуссит, эритрин, 1924 — ангидрит; К. Богданович: 1920 — пиролюзит; Б. Н. Наследов: 1923 — битовнит, пикролит, титаномагнетит; Н. К. Высоцкий: 1925 — бронзит, гиперстен, теннантит; А. Е. Ферсман: 1920 — сапфир; И. А. Тараянц: 1926 — боксит; А. Н. Заварицкий: 1927 — пирохроит, графит, 1929 — хризоколла; А. Ю. Серк: 1927 — псиломелан; Ф. Н. Шахов: 1928 — антофиллит, ильменит, катафорит, лейхтенбергит, микроклин, пентландит, пирротин, хризотил; Г. В. Вахрушев: 1926 — галит, 1929 — сферосидерит; Н. Д. Соболев: 1930 — клиноцоизит; И. К. Высоцкий: 1931 — ванадинит (?), родонит; А. А. Смуров, А. А. Глазковская: 1931 — гарниерит; Л. М. Миропольский: 1932 — алюмошамозит; Е. В. Рожкова: 1932 — волконскоит, фольборнит; М. А. Лейкин: 1932 — гаусманит (?); Г. С. Касаткин: 1931 — хлоантит, 1935 — асболан, бравоит; В. А. Зильберминц, Э. М. Бронштед: 1936 — алмаз; А. А. Трофимюк: 1936 — алабандин; Г. А. Соколов: 1938 — вермикулит, диопсид-геденбергит, клинохлор, палыгорскит, парасепиолит, пираурит, хромаденит, хромактинолит, хромактинолит, энстатит-бронзит; Д. Д. Топорков, К. Е. Кожевников: 1938 — браунит, бустамин, пьемонтит; С. А. Юшко: 1938 — аргентит, миллерит, энаргит, ярозит; А. Г. Бетехтин: 1937 — верандит, рансьеит, 1940 — касситерит, ситапарит, 1941 — троилит; М. Н. Годлевский: 1939 — глауберит; В. М. Покровский: 1940 — вольфрамит, шеелит; М. Н. Доброхотов: 1940 — вивианит, гидрогетит; А. Н. Игумнов: 1941 — мельниковит; Т. Н. Шадлун: 1941 — вюртцит (?); В. П. Логинов: 1941 — самородное железо; Д. С. Белянкин, В. В. Ланин: 1943 — галлаузит, экзотермит (рансьеит?); В. А. Заварицкий: 1943 — аллофан, диабантит, рипидиолит. Всего 80 минералов
8 (1944—1974)	В. А. Заварицкий: 1944 — пумпеллиит; С. Н. Иванов: 1946 — гринокит, 1949 — оранжборнит, маггемит, опал; С. А. Вахромеев: 1946 — германит, 1947 — киноварь, 1948 — валлериит, тетрадимит; Н. Г. Саркисьян: 1947 — дистен, ставролит; Д. П. Григорьев: 1948 — дигенит; М. Г. Муталов: 1958 — алтаит, гессит, 1961 — креннерит, сильванит; И. П. Палей: 1958 — самородный селен; Т. Н. Шадлун: 1961 — теллуровисмутит; А. К. Гладковский, М. И. Шарова: 1960 — гиббсит, фельзобанит; М. И. Исмагилов: 1958 — молибденит, 1962 — кубанит, петцит, полидимит, сидерофил, халькопирротин, 1958 — иордизит, бетехтинит, ялпаит, 1969 — штромейрит, 1972 — известковисто-бариевый алюмосиликат, стильбит; Г. С. Ильясов: 1959 — лепидокрокит; П. В. Аржавитин: 1962 — амезит, серпофит, тюрингит; Н. П. Барламов: 1965 — сильвин; П. А. Ярош: 1965 — давидит; А. Я. Ахрипенко — гастингит; К. Р. Тимергазин: 1965—целестин; Л. А. Меркурьева: колорадоит; И. В. Ленных: 1968 — диопсид-жадеит, жадеит, каринтин, парагонит, хлормеланит; В. М. Нечеухин: 1969 — ломонтит; А. А. Алексеев, А. А. Захарова: 1969 — андулазит, анальцим, гейландит, зуниит, корунд, омфацит; К. В. Уразаев: 1970 — волластонит; А. А. Алексеев: 1970 — брунсвигит, стипломелан, 1972— арфедсонит, гросуляр, кроссит, андрадит, кочубеит, лавсонит, рибекит, спессартин, хромовый фенгит, эгирин-авгит; Гуревич: 1969— пеннин-клинохлор, клинохлор-прохлорит, алюмо-клинохлор; А. А. Малахов: 1972— гидромагнезит; Г. Н. Пшеничный: 1972 — колорадоит, моуссонит, станоидит; К. И. Александров, А. К. Гладковский: 1968 — бемит, диаспор; М. А. Кулагина: 1972 — прохлорит. Всего 75 минералов

ралов являются кристаллооптический и химический, к концу периода внедряются минераграфический и спектральный. Большое внимание уделяется выяснению генетических особенностей образования минералов и месторождений.

В восьмом периоде (1944—1974 гг.), несмотря на меньшие возможности нахождения новых минералов (уже открыто около 200) на территории республики, описано 75 минералов. Большинство их имеют очень малые

или микроскопические размеры кристаллов (пумпеллиит, гринокит, германит, алтаит, лепидокрокит, кубанит и др.) или обладают сложным и переменным составом (гастингит, омфацит, хлориты и др.). Половина этих минералов найдена в результате тщательного изучения колчеданных месторождений (В. А. Заварицкий, С. А. Вахромеев, Д. П. Григорьев, П. В. Аржавитин, Г. С. Ильясов, М. И. Исмагилов, М. Г. Муталов, Г. Н. Пшеничный и др.). Исследованы минералы бокситов (К. И. Александров, А. К. Гладковский), рудопроявлений титана, эклогитов и древнейших пород (А. А. Алексеев, А. Я. Ахрипенко, А. А. Захарова, И. В. Ленных и др.). Кроме классических способов изучения минералов широко применяются рентгенометрический, минераграфический и спектральные методы, исследуется микротвердость вдавливания, отражательная способность, люминесценция, начинается изучение химического состава методом микрозондирования.

Современное состояние минералогической изученности месторождений Башкирии позволило сделать ряд обобщений и решить некоторые генетические задачи. Следует отметить обобщение В. А. Прокина, В. М. Рудакова, Н. Н. Солодкого о минеральном составе зон гипогенно-измененных кислых пород на Сибайском, Кульюртауском и Бакртауском медноколчеданных месторождениях; В. А. Прокина и А. К. Тимергазиной — о минеральном составе зон околорудного метасоматоза и регионального метаморфизма на Бурибаевском месторождении и т. д.

Таблица 3

Распределение открытий и первых описаний минералов в Башкирии по периодам с 1760 по 1970 год (классификация А. Г. Бетехтина)

Класс	1760 1799	1800 1824	1825 1849	1850 1874	1975 1899	1900 1917	1918 1943	1944 1974
Самородные элементы	—	—	3	—	—	3	2	1
Сульфиды, сульфосоли, теллуриды	—	—	3	3	3	1	14	23
Галогениды	—	—	—	1	—	—	2	1
Окислы простые и сложные .	3	2	6	1	2	1	8	7
Гидроокислы	—	1	—	—	3	1	7	1
Нитраты	1	—	—	—	—	—	—	—
Карбонаты безводные	2	—	2	1	2	1	3	2
Карбонаты водные	—	—	—	—	—	—	1	—
Сульфаты	2	—	—	2	—	—	6	2
Фосфаты безводные	—	—	1	—	—	1	2	—
Фосфаты водные	—	—	—	—	—	—	2	—
Вольфраматы, хроматы . . .	—	—	—	—	—	—	2	1
Арсенаты	—	—	—	—	1	—	1	—
Силикаты группа А	—	—	2	2	3	1	—	6
Силикаты группа Б	—	—	1	—	—	—	1	2
Силикаты группа В	1	—	8	2	4	3	14	9
Силикаты группа Г.	1	—	4	—	9	3	11	15
Силикаты группа Д	1	—	3	—	4	1	4	4
Всего . . .	11	4	33	12	31	16	80	75

В. табл. 3 приведено в хронологическом порядке систематическое распределение открытия минералов на территории Башкирии по классам природных соединений.

В течение двух с половиной столетий вклад Академии наук в изучение минералогии месторождений и горных пород Башкирии выразился в описании около 260 минералов, что для сравнительно небольшой территории является весьма значительным и большим научным достижением.

Источником информации исторического исследования являлись работы обобщающего характера (В. И. Севергин, О. М. Шубникова и др.) и многочисленные опубликованные статьи с описанием минералов. Авторы описаний и год публикации статьей показаны в табл. 1 и 2.

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ В РУДАХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ ТИПОМОРФИЗМ

Перечень гипогенных рудных минералов, определяющих основные черты вещественного состава и текстурно-структурных особенностей руд месторождений колчеданной формации Южного Урала, довольно узок. Главными «сквозными» рудообразующими сульфидами для всех месторождений являются пирит, халькопирит и сфалерит.

В пределах отдельных месторождений, рудных тел и залежей или их крупных блоков главными рудообразующими минералами также могут быть пирротин, марказит, мельниковит, борнит, блеклая руда, редко галенит. В исключительных случаях — гипогенный халькозин (Гай, Учалы). На отдельных месторождениях в локальных участках широко распространены тонкодисперсные и сажистые разности дисульфидов железа, которые обычно называются (в том числе и минералогами) и описываются как мельниковит. Эти образования можно отнести к мельниковиту лишь в понимании Ф. В. Чухрова (1940), но они ни в коей мере не соответствуют самостоятельному минеральному виду мельниковита, описанному Б. Н. Доссом (1911), а также А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко (1968).

Количество редких гипогенных минералов, встречающихся в рудах спорадически или даже в единичных случаях и в ничтожных количествах, достигает нескольких десятков (табл. 1). В связи с совершенствованием методов микроскопических исследований руд и внедрением в практику этих исследований микрорентгеноструктурного и микрорентгеноспектрального анализов число таких минералов с каждым годом продолжает увеличиваться. Поиски, выявление, диагностика и детальное изучение редких и очень редких минералов в колчеданных рудах не являются праздной работой, и их значение выходит далеко за рамки чисто минералогических интересов. Такие находки в большинстве случаев представляют несомненный практический интерес и имеют теоретическое значение.

С этих позиций известные в настоящее время в рудах месторождений колчеданной формации редкие минералы можно разделить на 3 группы.

1. Редкие минералы, представляющие практический интерес в связи с решением проблемы комплексного использования минерального сырья, а соответственно и с выяснением форм нахождения в рудах элементов-примесей и прежде всего редких и рассеянных элементов.

2. Редкие минералы, имеющие научное значение, так как они дают генетическую информацию, расшифровка которой позволяет глубже познать главные черты и отдельные детали процесса колчеданного рудообразования, или расширяют и уточняют существующие представления по геохимии отдельных элементов и минеральных формах их нахождения в колчеданных рудах.

Таблица 1

Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений Южного Урала*

№ п. п.	Минералы	№ п. п.	Минералы	№ п. п.	Минералы
1.	Самородное золото	18.	Галенит-клаусталлит	33.	Давидит (?)
2.	Электрум		Желто-розовые минералы	34.	Бетехтинит
	Минералы серебра	19.	Моусонит	35.	Макинавит
3.	Самородное серебро	20.	Станноидит	36.	Валлериит
4.	Аргентит	21.	Колусит	37.	Кубанит
5.	Штромейерит	22.	Германит	38.	Пирротин
6.	Ялпаит	23.	Реньерит	39.	Марказит
7.	Фрейбергит	24.	Энаргит	40.	Мельниковит
	Теллуриды		Другие минералы	41.	Халькозин
8.	Алтаит	25.	Вюртцит	42.	Магнетит
9.	Гессит	26.	Гринокит	43.	Гематит
10.	Петцит	27.	Молибденит	44.	Мушкетовит
11.	Кренерит	28.	Киноварь (?)	45.	Титаномагнетит
12.	Сильванит	29.	Арсенопирит	46.	Ильменит
13.	Калаверит	30.	Гудмундит (?)	47.	Рутил
14.	Колорадоит	31.	Пентландит	48.	Анатаз
15.	Теллуровисмутит	32.	Станнин	49.	Лейкоксен
16.	Тетрадимит			50.	Гетит
17.	Самородный теллур			51.	Гидрогетит

* При составлении таблицы кроме результатов многолетних исследований автора учтены работы М. И. Исмагилова, Е. П. Миронова, М. Г. Муталова, Н. В. Петровской, П. Я. Яроша.

3. Редкие минералы, значение которых в настоящее время для целей, перечисленных в пунктах 1 и 2, остается пока не ясным, и они продолжают представлять лишь чисто минералогический интерес.

Многие из перечисленных в табл. 1 редких минералов могут быть одновременно отнесены к каждой из первых двух групп.

В первую группу входят самородное золото и электрум, все минералы серебра, теллуриды, сложные германийсодержащие желто-розовые сульфиды, гринокит. Даже единичные находки каждого из перечисленных минералов свидетельствуют о том, что многие редкие и рассеянные элементы (Au, Aq, Te, Ge, Cd) и при очень низких их содержаниях в рудах (единицы — первые сотни г/т) могут образовывать собственные минералы. Эти данные имеют важное значение для выработки технологических схем при комплексном использовании сырья.

Вторая группа объединяет все минералы, отнесенные к первой группе, а также вюртцит, молибденит, киноварь, арсенопирит, станнин, давидит, макинавит, валлериит, кубанит, пирротин, марказит, мельниковит, халькозин, окислы и гидроокислы железа.

К минералам третьей группы на данной стадии их изучения следует отнести пентландит, титаномагнетит, ильменит, рутил, анатаз, лейкоксен, бетехтинит, гудмундит (?). Более детальное изучение обнаруженных на колчеданных месторождениях редких минералов поможет выявить

ряд типоморфных признаков и у минералов, перечисленных в третьей группе.

Самородное золото часто встречается в рудах большинства колчеданных месторождений. Главными продуктивными являются раннепиритовые ассоциации с кварцем и хлоритом, с которыми связано в основном тонкодисперсное золото, и халькопирит-сфалерит-пиритовая, где преобладает золото в виде свободного состояния. На месторождениях с высокой концентрацией борнита максимальные количества самородного золота наблюдаются в борнитсодержащих рудах. Частота встречаемости золотин в рудах в виде включений или сростков с минералами увеличивается в следующем ряду: барит—кварц—пирротин—пирит—сфалерит—— борнит — блеклая руда — халькопирит. Наиболее часто самородное золото встречается в позднерудных кварц-барит-карбонатных прожилках с поздними сульфидами, где оно образует две ассоциации: золото-кварц-халькопиритовую и золото-гессит-теннантитовую. На месторождениях со слабо проявленными золото-полиметаллической и золото-сульфидно-баритовой колчеданной стадиями минерализации проявляется зависимость частоты встречаемости золотин от степени метаморфизма руд. Чем сильнее метаморфизованы руды, тем большее количество золота от общего его содержания в рудах переходит из изоморфного и тонкодисперсного состояния в собственные минеральные формы, в том числе и в самородное золото (Крейтер, 1948, 1958; Пшеничный, 1962). Так, по данным В. М. Крейтера (1948) в сильно метаморфизованных рудах колчеданных месторождений Среднего Урала амальгамируемое золото доходит до 40%, на Гайском месторождении — превышает 45%, а в рудах слабо метаморфизованных месторождений Блява и Новый Сибай такого золота почти нет.

Электрум достоверно установлен только на Гайском месторождении (Пшеничный, 1962). Минерал имеет состав Au = 70,4% и Aq = 29,6%, иногда образует пластинчатые структуры распада твердых растворов с самородным серебром. Выделения электрума парагенически связаны с формированием халькопирит-сфалерит-пиритовой минеральной ассоциации.

Известные на колчеданных месторождениях минералы серебра (самородное серебро, аргентит, штромейерит, ялпит, фрейбергит) являются очень редкими и встречены лишь в единичных случаях на отдельных месторождениях. Они парагенетически связаны с борнитсодержащими и сильно баритизированными рудами, в составе которых ведущую роль играют темный сфалерит и блеклая руда. Характерна ассоциация аргентита и штромейерита, редко встречаются мирмекитовые срастания последнего с халькопиритом. Самородное серебро образует очень мелкие, почти точечные включения в блеклой руде и штромейерите. Известны единичные его находки в виде пластинчатых структур распада в электруме. В общем все минералы серебра в колчеданных рудах выделялись на протяжении средних и заключительных стадий их формирования, когда с гидротермальными растворами привносились максимальные концентрации благородных металлов, и прежде всего серебра.

Наиболее многочисленной и распространенной группой среди редких минералов являются теллуриды. Анализ парагенетических ассоциаций, с которыми связаны теллуриды на различных месторождениях, показывает, что последовательность их выделения подчиняется следующей схеме: креннерит — алтаит — гессит — сильванит — калаверит — коллорадоит — теллуровисмутит — тетрадимит. Частота встречаемости в рудах теллуридов вообще и каждого минерала в отдельности последовательно увеличивается от руд, образованных в серноколчеданную стадию, до руд золото-полиметаллической стадии формирования, что обусловлен-

но двумя причинами: 1) концентрации теллура резко увеличиваются от серноколчеданных к медноцинковым и золото-полиметаллическим рудам, т. е. от начальных стадий рудообразования к конечным, в то время как концентрации селена уменьшаются в этом же направлении; 2) изоморфное смешение в сульфидах теллура с серой, вероятно, не остается постепенным, а уменьшается в минералах в такой последовательности: пирит — халькопирит — борнит — блеклая руда — сфалерит — галенит. Одновременное увеличение в гидротермальных растворах концентраций теллура и уменьшение изоморфной смесимости теллура с серой в более поздних сульфидах приводят к образованию собственных минеральных форм теллура — теллуридов.

Кроме того, в последние годы на ряде колчеданных месторождений автором получены данные, свидетельствующие о вероятном бессернистом или малосернистом составе металлоносных гидротермальных растворов послесерноколчеданных продуктивных стадий минерализации (Пшеничный, $1975_{1,2}$). Незначительные концентрации серы в гидротермальных растворах при продуктивном минералообразовании являлись важным фактором, способствовавшим образованию теллуридов даже при очень низких содержаниях теллура в рудах, а соответственно и в растворах.

Единичные находки в рудах месторождения «Летнее» галенита-клаусталлита (данные А. В. Кондратьева) с учетом достоверно установленных селенидов на алтайских колчеданно-полиметаллических месторождениях дают основание критически пересмотреть существующее в настоящее время представление о том, что на месторождениях колчеданной формации селениды гипогенного происхождения не могут образовываться.

Большой интерес представляет группа очень редких и трудно диагностируемых сложных желто-розовых сульфидов, из которых на колчеданных месторождениях известны моусонит, станноидит, колусит, германит, реньерит, энаргит, станнин. Часть из этих минералов (моусонит, станноидит, колусит) в настоящее время изучена довольно детально на ряде месторождений (Учалы, Гай) с применением микрорентгенометрических и микрозондовых исследований (Пшеничный и др., 1972, Пшеничный, 1975). Другие минералы (германит, реньерит, энаргит) требуют дополнительной диагностики более точными методами. Справедливость высказанного замечания может быть подтверждена тем, что ранее определенные автором германит и раньерит Гайского месторождения после их более детального исследования с применением электронного микрозонда оказались соответственно германий-содержащими колуситом и моусонитом.

Все желто-розовые сложные сульфиды парагенетически связаны с борнитовой минерализацией гидротермально-метасоматического происхождения и образуют тесные срастания с борнитом и парагенными с ним сульфидами. Локальная приуроченность сложных олово- и нередко германийсодержащих сульфидов к рудам, сложенным наиболее поздними минеральными ассоциациями, свидетельствует о том, что гидротермальные растворы, из которых отложилась борнитовая минерализация, по химическому составу количественно отличались от гидротерм, сформировавших более ранние колчеданные руды. В частности, они содержали несколько повышенные концентрации олова, германия и некоторых других редких элементов.

В люминесцирующем сфалерите из борнитсодержащих руд некоторых месторождений П. Я. Ярошем (1970) встречены мелкие зерна акцессорного давидита(?), вокруг которых под ультрафиолетовым микроскопом видны интенсивные радиоактивные дворики. Давидит парагенетически связан с борнитом. Появление последнего обусловлено наложением на

колчеданные руды гидротермальных растворов, обогащенных радиоактивными элементами. Под воздействием этих растворов произошла частичная перекристаллизация ранее отложенных сульфидов, в том числе и сфалерита, и обогащение их радиоактивными элементами, обусловившими фотолюминесценцию сфалерита.

Находки в колчеданных рудах вюртцита и более широко распространенного марказита, парагенетически связанных с формированием соответственно существенно сфалеритовых и серноколчеданных руд, дают косвенные данные для суждения о некоторых физико-химических условиях минералообразования (pH среды). Кроме того, эти минералы можно использовать и как критерий степени метаморфизованности колчеданных руд. При интенсивном метаморфизме последних вюртцит и марказит переходят соответственно в сфалерит и пирит.

Халькозин во времени и в пространстве связан с борнитовой минерализацией. Иногда он образует повышенные концентрации и является второстепенным и даже главным рудообразующим минералом.

Редкие находки в рудах молибденита связаны с формированием серноколчеданных руд и отложением наиболее ранней из продуктивных халькопирит-пиритовой ассоциации.

Кубанит и валлериит встречаются в виде пластинчатых структур распада твердых растворов в халькопирите, что может служить косвенным критерием для суждения о температурах рудоотложения.

Макинавит парагенетически связан с пирротиновой минерализацией. Являясь надежным минералогическим термометром, макинавит, в зависимости от конкретных ассоциаций и взаимоотношений с пирротином и сопровождающими его минералами, может характеризовать температурный режим формирования пирротина или его дисульфидизации с появлением сопутствующих вторичному пириту минералов (гематит, магнетит).

Арсенопирит является очень редким минералом, хотя в отдельных случаях может образовывать и более существенные концентрации. Обычно это один из наиболее ранних минералов. Некоторое его количество в пространстве и во времени связано с формированием более поздних пирротинсодержащих руд. Не исключено, что часть этого арсенопирита имеет метаморфогенное происхождение. Иногда в локальных участках рудных тел и залежей, почти лишенных блеклой руды, наблюдается частичное повышение содержаний сурьмы при одновременном резком колебании количественных отношений As:Sb. Это дает основание автору и некоторым другим исследователям (М. И. Исмагилов) предполагать наличие в колчеданных рудах наряду с арсенопиритом трудно отличимого от него гудмундита. Время и условия отложения последнего на фоне общего процесса колчеданного рудообразования пока не ясны.

Магнетит и гематит (первый преобладает) на большинстве месторождений являются редкими и очень редкими минералами. На некоторых месторождениях (обычно содержащих пирротиновую минерализацию) они образуют значительные концентрации, являясь второстепенными или даже главными рудообразующими минералами. Значительная часть гематита образовалась при процессах дисульфидизации пирротина. Более поздняя мушкетовитизация привела к переходу большей части гематита в магнетит. Время и условия образования некоторой части гематита и магнетита продолжают оставаться невыясненными.

Закономерности распределения в пространстве, формы выделения и ассоциации окислов и гидроокислов железа гипогенного происхождения, парагенетически связанных с процессами дисульфидизации пирротина, помогают восстановить масштабы и характер протекания процессов дисульфидизации пирротина и в ряде случаев восстановить первичный минеральный состав сульфидных руд. Наличие мушкетовита

позволяет судить об окислительно-восстановительных условиях минералообразования после отложения гематита и некоторой части магнетита.

Анализ большого фактического материала по минералогии колчеданных месторождений Южного Урала показывает, что редкие минералы очень неравномерно распределяются в пределах рудных тел и залежей, что обусловлено различными причинами. В то же время постоянно сохраняется общая тенденция резкого увеличения частоты встречаемости в рудах редких минералов при последовательном переходе от мономинеральных серноколчеданных к медистоколчеданным, медисто-цинковистым и золото-полиметаллическим рудам.

Усложнение минерального состава руд, а соответственно и увеличение количества второстепенных и особенно редких минералов от серноколчеданных к золото-полиметаллическим и золото-сульфидно-баритовым колчеданным типам руд, т. е. от начальных к конечным стадиям гидротермального процесса колчеданного рудообразования является следствием общей эволюции состава гидротермальных растворов в ходе единого, но пульсационно-прерывистого гидротермально-метасоматического процесса колчеданного рудообразования.

Приведенными примерами далеко не исчерпывается возможное типоморфное значение перечисленных в табл. 1 редких и очень редких рудных минералов. Но уже эти данные убедительно показывают, что в ряде случаев даже единичные находки в рудах некоторых редких минералов с достаточно точной диагностикой их минеральных видов могут дать объективную информацию о месте во времени в ходе всего процесса колчеданного рудообразования тех минеральных ассоциаций, в составе которых встречены конкретные редкие минералы, или быть косвенными индикаторами температурных и некоторых физико-химических условий минералообразования.

Таким образом, изучение типоморфных особенностей редких и очень редких минералов в рудах может и должно явиться одним из главных критериев в решении генетических вопросов месторождений колчеданной формации Южного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

Досс Б. Н. О третьей буровой скважине природного газа на участке братьев Мельниковых в Самарской губернии. — «Ежегодник по геол. минер.», 13, 1911, вып. 5—6.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Формы нахождения и закономерности распределения золота и серебра в рудах Майского и Бакр-Тауского золото-полиметаллических месторождений на Южном Урале.— «Минер. и геохимия сульф. местор. Ю. Урала и вмещ. их вулканогенных комплексов». Вопр. геол. вост. окраины Русской платф. и Ю. Урала, вып. 19. Уфа, 1972.

Крейтер В. М. Размеры частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1948, № 1.

Крейтер В. М., Аристов В. В., Волынский И. С. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Полушкина А. П., Сидоренко Г. А. Мельниковит должен считаться определенным минеральным видом.— Зап. Всесоюзн. минер. об-ва, ч. 97, 1968, вып. 3.

Пшеничный Г. Н. О минералогической форме золота и его ассоциациях в сульфидных рудах Гайского медноколчеданного месторождения.— Материалы по геол. и пол. иск. Ю. Урала. М., Гос. НТИ по геологии и охране недр, 1962.

Пшеничный Г. Н., Шадлун Т. Н., Вяльсов Л. Н., Тронева Н. В., Басова Г. В. Сульфиды олова, меди и железа — станноидит и моусонит в колчеданных рудах Южного Урала. — «Геол. рудн. местор.», 1972, № 5.

Пшеничный Г. Н. Гайское медноколчеданное месторождение Южного Урала (Минералогия, геохимия, строение и условия формирования руд). М., «Наука», 1975.

Пшеничный Г. Н. Условия формирования руд месторождений колчеданной формации Южного Урала. «Силуро-девонский вулканизм Южного Урала». Уфа, 1975.

Чухров Ф. В. Мельниковит.— «Минералы СССР», т. 11, 1940.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. Автореф. докт. дисс. Свердловск, 1970.

М. И. ИСМАГИЛОВ

ПУМПЕЛЛИИТ И МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА В РУДАХ И ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ БАЙМАКСКИХ ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
(Южный Урал)

3076

В пределах развития колчеданоносных вулканогенных образований Южного Урала пумпеллиит и минералы группы эпидота известны в основном как продукты регионального зеленокаменного метаморфизма (Заварицкий, 1944, 1945; Кваша, 1950; Нечеухин, 1969). В Баймакском рудном районе среди пород регионального зеленокаменного метаморфизма, в которых размещается колчеданное оруденение, В. М. Нечеухин выделяет зеленосланцевую и пумпеллиит-пренитовую фации, наиболее богатые пумпеллиитом и эпидотом. Нами эти минералы были встречены также и в рудах и околорудных измененных породах. В рудах они обладают аномальными оптическими и другими свойствами, а в околорудных метасоматических породах встречаются разности пумпеллиита и эпидота, обладающие промежуточными свойствами.

П у м п е л л и и т. Различаются окрашенная и бесцветная разновидности этого минерала. В зоне регионального метаморфизма, расположенной в удалении от ореола околорудных метасоматических пород, широко распространен пумпеллиит, окрашенный в голубовато-зеленые и желтые цвета, который ассоциирует обычно с альбитом, эпидотом, хлоритом, гематитом и пренитом. Содержание пумпеллиита в метаморфических породах неравномерное, местами достигает 70—80 % от объема пород. Особенно много его в породах, слагающих надрудные пачки разреза месторождений.

Окрашенный пумпеллиит представлен в основном идиоморфными кристаллами игольчатой или брусковидной формы, которые образуют радиально-лучистые или войлоковидные срастания. Пумпеллиит, как правило, развивается по плагиоклазу, образуя неравномерно разбросанные кристаллики. Ассоциирующие с ним минералы обычно слагают промежутки между его идиоморфными кристаллами. Нередко радиально-лучистые сростки пумпеллиита растут на гранях зерен плагиоклаза и эпидота. Он образует также вростки игольчатых кристаллов в эпидоте.

Оптические константы окрашенного пумпеллиита из месторождения Балта-тау следующие. Показатели преломления их колеблются по $Ng = 1{,}705—1{,}720$, $Np = 1{,}692—1{,}703$, двупреломление варьирует в пределах 0,013—0,024. В шлифах он обладает характерным плеохроизмом: по удлинению кристаллов голубовато-зеленый (аквамариновый), вкрест удлинения либо бесцветен, либо окрашен в золотисто-желтый цвет. Минерал двуосный, оптически положительный. В околорудных изме-

ZUVA Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР



Рис. 1. Идиоморфные кристаллы пумпеллиита в галенит-сфалеритовом агрегате; п — пирит, с — сфалерит, г — галенит. Полир. шлиф. Увелич. 110. Майское, скв. 957, глуб. 78,2 м.

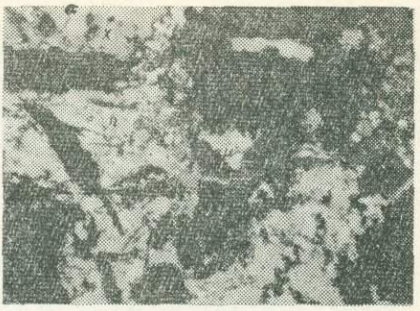


Рис. 2. Кристаллы пумпеллиита в агрегате халькопирита (х) и пирита (п) пересекаются жилкой самородного золота (au). Полир. шлиф. Увел. 110. Балта-тау, скв. 1211, глуб. 240 м.

ненных породах различаются слабо- и густоокрашенные разности пумпеллиита, которые иногда в одном и том же кристалле слагают различные зоны. В направлении от зон регионального метаморфизма к рудам окрашенные разновидности минерала постепенно исчезают, сменяясь слабоокрашенными и бесцветными. В этом же направлении отмечается уменьшение содержания пумпеллиита в породах. Из метасоматических пород, отнесенных нами (Исмагилов, Исмагилова, 1974) к частично измененным, в баритизированных разностях пумпеллиит практически отсутствует. На Балта-тауском месторождении, где в ореоле околорудных изменений развита зона в основном известково-бариевого алюмосиликата, которая непосредственно примыкает к рудным телам, пумпеллиит встречается во всех околорудных зонах частично измененных пород. В метасоматитах серицит-кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого составов, слагающих внутренние зоны ореола околорудных изменений, пумпеллиит практически отсутствует.

В рудах и околорудных породах, непосредственно примыкающих к рудным телам, развит бесцветный пумпеллиит. Он распределен неравномерно. Визуальным подсчетом зерен в шлифах устанавливается, например, что в сплошных рудах Майского месторождения его больше, чем в прожилково-вкрапленных. В околорудных метасоматических породах бесцветный пумпеллиит ассоциирует с маложелезистым эпидотом, кварцем, кальцитом, серицитом, хлоритом и альбитом. В прожилково-вкрапленных рудах он обнаруживается в основном в пределах скоплений сульфидов. И в сплошных рудах кристаллы пумпеллиита находятся в сростках преимущественно с сульфидами и очень редко с другими нерудными минералами.

Бесцветный пумпеллиит обладает большой степенью идиоморфизма кристаллов и только в сростках с кристаллическим пиритом проявляет ксеноморфизм. Кристаллы его имеют пластинчатую форму, ширина их достигает 1—2 мм. В шлифах сечения кристаллов бесцветного пумпеллиита имеют форму вытянутых прямоугольников размером до (0,05 × × 0,3) мм. В сульфидной массе его кристаллы располагаются беспорядочно (рис. 1). Реже можно встретить лучистые сростки нескольких пластинок. Кристаллы описываемого минерала содержат мелкие включения сульфидов. В единичных случаях они пересекаются тонкими жилками блеклой руды, галенита и самородного золота (рис. 2).

Пумпеллиит из рудной зоны в шлифах бесцветен, со слабым буровато-желтым оттенком. Оптические свойства бесцветного пумпеллиита: показатели преломления, определенные иммерсионным методом, составляют

по Ng = 1,688—1,692, по Nm = 1,674—1,676, по Np = 1,670—1,672, двупреломление = 0,016—0,020. Минерал оптически двуосный, положительный, угол 2v = 0—52°. Удлинение минерала отрицательное. Угол погасания относительно удлинения меняется в пределах 0—15°. При скрещенных николях минерал имеет серый, реже желтый и более высокие цвета интерференции.

Для рентгенометрического определения были отобраны кристаллики пумпеллиита из сфалеритовых руд Майского месторождения. Анализированный минерал отличается от эталонного пумпеллиита несколько меньшими значениями межплоскостных расстояний.

Таким образом, отчетливо выражено различие в значениях оптических констант, размеров элементарной ячейки, в обликах кристаллов, размерности зерен и окраске пумпеллиитов из рудной зоны, околорудных метасоматитов и зоны регионального зеленокаменного метаморфизма. Изменения свойств минерала в разрезе месторождения, в направлении от рудной залежи к породам регионального зеленокаменного метаморфизма, плавные, без резких скачков.

Постепенная зональная смена окрашенных пумпеллиитов бесцветными разностями в какой-то мере является критерием связи регионального метаморфизма и рудообразования. При этом надо иметь в виду, что пумпеллиит кристаллизовался почти одновременно с основной массой сульфидов.

Минералы группы эпидота (пистацит, клиноцоизит и пьемонтит) на месторождениях Баймакского района имеют широкое распространение. Здесь они концентрируются в основном в надрудной части ореола околорудных измененных пород в ассоциации с другими известковистыми минералами—пумпеллиитом и кальцитом. Эту особенность отмечают так же В. А. Прокин (1967), В. М. Нечеухин (1969). Обогащение внешних зон ореола околорудных метасоматических изменений этими минералами объясняется переотложением кальция в процессе рудного метасоматоза. Результаты подсчета баланса вещества при формировании колчеданных месторождений подтверждают, что некоторые химические элементы, в том числе и кальций, выносятся из внутренних зон и отлагаются во внешних зонах (Прокин и др., 1968; Исмагилов, 1969; Исмагилов, Исмагилова, 1974).

Особенно много эпидота в породах висячего бока кровли залежей Тубинского, Семеновского, Балтатауского и Майского месторождений. На указанных месторождениях содержание эпидота в породах достигает 60%. На Балтатауском месторождении встречаются породы, состоящие лишь из кварца и эпидота. В направлении от внешних зон ореола околорудного изменения к внутренним содержание эпидота в породах заметно понижается. Однако на отдельных месторождениях эпидот встречается и в рудной зоне.

В рудах и околорудных породах месторождений различаются высокодвупреломляющая (пистацит) и низкодвупреломляющая (клиноцоизит) разновидности эпидота. Удаленные от рудных тел и околорудных метасоматических ореолов породы, претерпевшие в основном зеленокаменные изменения, содержат эпидот, характеризующийся более высокими показателями преломления, двупреломления и большими величинами угла 2v. С приближением к рудным телам эпидот приобретает низкие значения оптических констант. В пределах контура рудных тел присутствует в основном клиноцоизит. Эпидот из зоны регионального метаморфизма в шлифах имеет буровато-желтую окраску с отчетливым плеохроизмом от бесцветных до буровато-желтых и зеленовато-желтых оттенков. В близких к ореолу околорудных изменений породах регионального метаморфизма эпидотовые зерна приобретают зональное строение. Централь-

Таблица 1

Пересчет химического состава эпидота на формулу

Компоненты	Содержание, вес, %		Колич. ионов в пересчете на 13 (O, OH)		
	проба 2487	проба 2157	ионы	роба 2487	проба 2157
SiO_2	35,80	40,20	Si	3,03	3,18
TiO_2	0,17	0,18	Ti	0,01	0,01
Al_2O_3	24,68	23,78	Al	2,46 2,84	2,21 2,75
Fe_2O_3	5,77	8,90	Fe^{3+}	0,37	0,53
MgO	0,10	0,40	Mg	0,01	0,05
FeO	1,22	1,44	Fe^{2+}	0,09 2,06	0,09 2,03
MnO	0,21	0,26	Mn	0,01	0,02
CaO	21,51	22,12	Ca	1,95	1,87
CaO карб.	4,26	—			
P_2O_5	0,09	0,08	OH	1,17	0,97
S	0,04	0,01			
NiO	0,10	0,095			
K_2O	0,05	0,05			
Na_2O	0,07	0,07			
H_2O+	2,08	1,83			
CO_2	3,35	0,17			
Сумма	99,5	99,40			

Формулы эпидота в пробах 2487 и 2157 выглядят так:

$$\left(Ca_{1,95}Fe_{0,09}Mg_{0,01}Mn_{0,01}\right)_{2,06}\left(Al_{2,46}Fe^{3+}_{0,37}Ti_{0,01}\right)_{2,84}\left[Si_{3,03}O_{12}\right]OH_{1,17}$$

$$\left(Ca_{1,87}Fe^{2+}_{0,09}Mg_{0,05}Mn_{0,02}\right)_{2,03}\left(Al_{2,21}Fe^{3+}_{0,53}Ti_{0,01}\right)_{2,75}\left[Si_{3,18}O_{12}\right]OH_{0,97}$$

ные зоны обладают свойствами, характерными для минерала из пород регионального метаморфизма, краевые зоны имеют более низкие цвета интерференции. Как правило, краевые зоны при скрещенных николях имеют аномальные синие и серовато-синие цвета.

Показатели преломления эпидота колеблются по Ng = 1,725—1,740, по Np = 1,710—1,720. Минерал отрицательный. Угол оптических осей колеблется от 73—75 до 94°. Угасание косое, угол с осью Np составляет 2—4°. Все эти оптические данные свидетельствуют о том, что эпидоты характеризуются небольшими содержаниями железистой молекулы на формульную единицу. О химическом составе эпидота можно судить по результатам анализа, приведенным в табл. 1. Материалом для анализа служили прожилки эпидота в сростках с кварцем и кальцитом, встреченные в плагиоклазовых порфиритах андезито-дацитового состава висячего бока месторождения Балта-гау. Результаты анализа были пересчитаны на формулу, при этом количество ионов определялось в пересчете на 13 (O,OH), исходя из теоретической формулы эпидота (Дир и др., 1965).

Формулы эпидота анализированных проб приведены в табл. 1, из которых видно, что замещение Al на Fe^{3+} в минерале незначительно и находит свое отражение на оптических свойствах анализированного эпидота. Известно, что как показатели преломления, так и двупреломл-

ление увеличиваются с увеличением количества Al, замещенного на Fe^{3+} (Дир и др., 1965).

В пределах рудных зон развита бесцветная разновидность эпидота —клиноцоизит. Условия распространения, структурные соотношения с рудными агрегатами у бесцветных разновидностей эпидота и пумпеллиита приблизительно сходны. Эпидот в рудах ассоциирует с известково-бариевым цеолитом, кварцем, бесцветным пумпеллиитом, хлоритом, серицитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом. В отличие от эпидота, развитого за пределами ореола околорудных метасоматитов, бесцветная разновидность представлена в основном идиоморфными кристаллами призматического облика, беспорядочно разбросанными в агрегате рудных и жильных минералов. Размеры кристаллов бесцветного эпидота по длине призм варьируют от сотых долей до 5—6 мм. Наиболее крупные кристаллы минерала обнаруживаются в срастках с халькопиритом и пиритом.

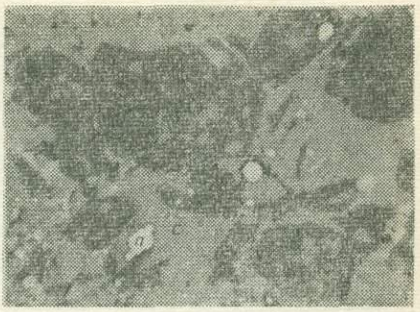


Рис. 3. Кристаллы клиноцоизита (темно-серые) с обильными включениями сульфидов; с — сфалерит, х — халькопирит, п — пирит. Полир. шлиф. Увелич. 110. Балта-тау, скв. 1345, глуб. 201,3 м.

Кристаллы бесцветного пумпеллиита полупрозрачны, имеют слабый зеленовато-желтый, серый оттенок. Среди них встречаются отдельные экземпляры, имеющие молочно-белую окраску, выделяющиеся также землистым строением. Нередко наблюдается зональное расположение молочно-белых и прозрачных разностей минерала в поперечном сечении призматических кристаллов.

В шлифе минерал бесцветный или слабо окрашен в буровато-серый цвет. Большинство зерен имеют зональное строение, зоны различаются значениями показателей преломления и двупреломления, неравномерным распределением включений сульфидов и полупрозрачного материала (кстати, придающего минералу отмеченную выше белую окраску). Обычно внешние зоны обладают низкими значениями двупреломления, внутренние — более высокими. Границы между зонами довольно четкие. Показатели преломления минерала составляют по Ng = 1,686—1,700, по Np — 1,670—1,680. Двупреломление колеблется в пределах 0,005—0,015. Минерал двуосный положительный.

Кристаллы бесцветного эпидота содержат обильные включения сфалерита, пирита и халькопирита (рис. 3) и секутся тонкими жилками этих же сульфидов. Несмотря на случаи пересечения жилками сульфидов кристаллы эпидота признаков коррозионной структуры не несут. Видимо, описанная структура срастаний эпидота и рудных минералов свидетельствует об их близком времени кристаллизации.

В лаборатории химических и физических методов анализа ЦХЛ Уральского геологического управления миерал подвергли спектральному и рентгенометрическому анализам. Спектральный анализ подтвердил, что в руде присутствует, маложелезистая разновидность эпидота — клиноцоизит. Видимо, и бесцветная окраска минерала обусловлена отсутствием железа в составе. Присутствие меди, цинка и свинца в анализированной пробе объясняется, безусловно, наличием мелких включений сульфидов этих элементов в минерале. По дебаеграмме минерал уверенно диагностируется как эпидот. Сопоставлением полученных данных с соответствующими величинами эталонного эпидота устанавливается, что анализированный минерал обладает несколько меньшими значениями меж-

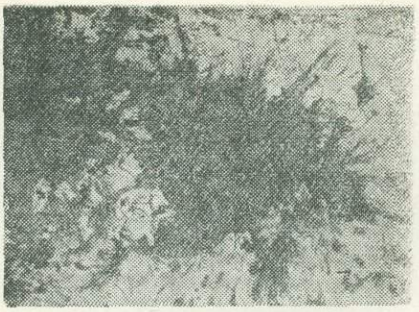


Рис. 4. Лучистые сростки кристаллов пьемонтита (серое) в кварц (светлое). Прозр. шлиф. Николи параллельны. Увелич. 120. Майское, скв. 943; глуб. 192,5 м.

плоскостных расстояний, следовательно, и меньшими размерами элементарной ячейки, что характерно для клиноцоизита (Михеев, 1957).

Таким образом, эпидот, встреченный в рудах баймакских месторождений, по его диагностическим свойствам уверенно можно отнести к клиноцоизиту.

Клиноцоизит так же, как и бесцветный пумпеллиит, пространственно и генетически тесно связан с сульфидами. Эта связь особенно отчетливо проявлена на Балтатауском месторождении, представленном прожилково-вкрапленными рудами. Распространение клиноцоизита ограничивается зоной прожилково-вкрапленных руд. В метасоматических породах внутренних (тыловых) зон ореола околорудного изменения клиноцоизит отсутствует.

Пьемонтит имеет весьма ограниченное распространение. Богатые пьемонтитом разности вулканогенных пород, известные под названием «розовые порфиры» (поделочные камни), слагают небольшие жилообразные и штокообразные тела с резкими границами. Встречаются также яшмовидные породы кроваво-красного цвета, состоящие в основном из кварца и пьемонтита. Так, подобного типа порода была встречена на Майском месторождении. Здесь в кровле, на незначительном удалении от рудного тела, скважиной были встречены кварц-пьемонтитовые породы мощностью около 1 м по керну. Они приурочены к контакту субвулканических кварцевых (липаритовых) порфиров с дацитами. В этих породах пьемонтит представлен игольчатыми и призматическими кристаллами, образующими срастания радиально-лучистой структуры («пьемонтитовое солнце») в кварцевой основной массе (рис. 4). Зерна пьемонтита в шлифе интенсивно окрашены и сильно плеохроируют от светло-розового, карминового или кроваво-красного до лимонно-желтого, оранжевого и коричневато-оранжевого цветов. Показатели преломления его варьируют в пределах (1,75—1,79). Химический анализ кварц-пьемонтитовой породы показал содержание кремнезема (54,75%), глинозема (17,52%), окиси железа (3,23%), закиси железа (0,14%), окиси титана (0,27%), окиси фосфора (0,12%,), извести (11,32%), окиси магния (4,85%), окиси марганца (5,39), окиси калия (1,32%), окиси натрия (следы) п. п. п. —1,98%, сумма равна 100, 87%[1].

В Баймакском рудном районе пьемонтит отчетливых признаков связи с рудообразующим процессом не проявляет. В то же время он не является и продуктом регионального зеленокаменного метаморфизма, о чем свидетельствует концентрация его в околорудном пространстве в локальных участках.

Случаи концентрированного выделения марганца вблизи колчеданных залежей на Южном Урале известны, хотя он здесь представлен другими минералами. Так, на месторождении им. XIX партсъезда в висячем боку рудных залежей в обломочных известняках, обогащенных эксплозивными брекчиями дацитов, разведочными скважинами были встречены скопления сплошных окисных руд марганца. В составе этих руд мною были обнаружены псиломелан, пиролюзит, голландит, гаусманит, родохрозит и другие минералы. При вскрытии месторождения карьером было

[1] Аналитик И. П. Вавилова, ИГ БФАН СССР.

установлено, что окисные руды марганца слагают крутопадающие жилообразные тела небольших размеров, которые по падению упираются в кровлю колчеданных залежей и постепенно замещаются сульфидами[1]. К. А. Уразаев (1971) марганцевые руды относит к доколчеданным образованиям и находит в них признаки контактового метаморфизма. На Сибайском месторождении в зоне карбонатизации ореола околорудных изменений обнаружен родохрозит. Приведенные примеры свидетельствуют, о том, что с колчеданным оруденением в какой-то мере связана и концентрация марганца в околорудном пространстве по фронту движения рудоносных растворов.

На золото-колчеданных месторождениях Баймакского рудного района устанавливается, что пумпеллиит и эпидот, являющиеся характерными минералами фаций регионального зеленокаменного метаморфизма, обнаруживаются также в породах околорудных изменений и в рудах. В каждой из этих зон (рудной, околорудной и регионально метаморфической) пумпеллиит и эпидот обладают различными значениями оптических, физических и прочих свойств. Так, отмечалось, что в направлении от рудных залежей к породам регионального метаморфизма бесцветные разности описываемых минералов постепенно сменяются слабо и густоокрашенными, увеличиваются значения их показателей преломления, двупреломления, размеров элементарных ячеек и других плоказателей. Это позволяет рассматривать разновидности пумпеллиита и эпидота из различных зон, в тесной генетической связи между собой и относить их к продуктам единого непрерывного геологического процесса.

На основании изложенного материала можно сделать вывод о том, что между региональным зеленокаменным метаморфизмом вулканогенных образований и колчеданным рудообразованием существует определенная генетическая связь. Последнее можно рассматривать как проявление регионального процесса в локальных структурно-благоприятных участках.

ЛИТЕРАТУРА

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1965.

Заварицкий В. А. Пумпеллиит в зеленокаменных породах Учалинского района на Южном Урале. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 5, 1944.

Заварицкий В. А. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале.— «Изв. АН СССР, сер., геол.», № 2, 1945.

Исмагилов М. И. Первичная зональность Майского золото-полиметаллического местрождения (Южный Урал).— Труды II Уральск. петрогр. совещ. т. 5. Свердловск, 1969.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Соотношение руд и метасоматических пород золото-полиметаллических месторождений Баймакского рудного района на Южном Урале.— «Критерии рудоносности метасоматитов», ч. 2. Алма-Ата, 1974.

Кваша Л. Г. Пумпеллиит из агломерата безрудной пирокластической толщи у пос. Левиха на Среднем Урале.— Зап. Всесоюзн. мин. Общ-ва, сер., 2, ч. 79, 1950.

Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов, т. 1. М., Изд. НТИ.

Нечеухин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале.— «Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала». М., «Наука», 1969.

Прокин В. А. 1967. Оценка колчеданных рудопроявлений по метасоматическим изменениям вмещающих пород (на примере Урала) — «Советская геология», 1967, № 9.

Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захаров А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. Эндогенные рудные месторождения. М., «Наука», 1968.

Сопко П .Ф., Исмагилов М. И., Серавкин И. Б., Сопко Л. Н. Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М., «Наука», 1973.

Уразаев К. А. 1971. О скарнировании в экзоконтакте интрузивных кварцевых альбитофиров месторождения им. XIX партсъезда (Южный Урал) — «Изв. вузов», 1971, № 5.

[1] Устное сообщение К. А. Уразаева.

А. А. ЗАХАРОВА, А. А. ЗАХАРОВ

ОКОЛОРУДНЫЕ ХЛОРИТЫ И КАРБОНАТЫ ИВАНОВСКОГО МЕДНО-КОБАЛЬТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ивановское сульфидное медно-кобальтовое месторождение расположено в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, в Бурибайском рудном районе. Оно приурочено к тектоническому контакту серпентинитов Байгускаровского гипербазитового массива с основными породами лландовери-венлокского вулканогенного комплекса. Рудные тела имеют сложную морфологию, предопределенную структурными и литологическими особенностями рудной зоны, и залегают в гидротермально-метасоматических породах, развитых по серпентинитам, габброидам, пироксенитам и основным вулканогенным породам висячего бока.

В пределах рудной зоны серпентиниты Байгускаровского массива подверглись метасоматическому преобразованию в тальковые, тальково-карбонатные, карбонатно-тальковые породы, частично оталькованные и карбонатизированные серпентиниты. Тальковые породы изредка образуют маломощные (до 1—10 м) зоны непосредственно у контактов с рудными телами. Тальково-карбонатные, карбонатно-тальковые породы по серпентинитам образуют выдержанные зоны мощностью до 450 м с наибольшим развитием в лежачем боку рудной зоны. Метасоматические породы сложены тальком, карбонатами, хромитом, магнетитом, содержат вкрапленность сульфидов. По периферии они сменяются зоной частично оталькованных и карбонатизированных серпентинитов.

Кварцево-карбонатные, карбонатно-кварцевые, хлорито-карбонатные породы по серпентинитам развиты незначительно в зонах дорудного дробления и рассланцевания пород, в контакте серпентинитов с эффузивами лландовери-венлокского вулканогенного комплекса.

Интрузивные породы основного и ультраосновного состава: габброиды, пироксениты — вблизи рудных тел превращены в хлоритовые породы. Кроме хлоритов (93—98% объема породы) в них, в качестве реликтовых акцессорных минералов исходной породы, присутствуют сфенизированный и лейкоксенизированный ильменит, рутил, апатит, гранат, сульфидные минералы. По периферии рудной зоны, преимущественно по падению интрузивных пород, последние превращены в кварцево-хлоритовые метасоматиты, в частично хлоритизированные, оталькованные породы.

Околорудные гидротермально-метасоматические изменения интенсивно проявились в висячем боку рудной зоны, в вулканогенных породах. Здесь, в непосредственной близости от рудных тел, развиты следующие зоны метасоматических пород, характеризующихся полным

замещением первичных породообразующих минералов: 1) хлоритовые породы; 2) кварцево-хлоритовые; 3) кварцево-карбонатно-хлоритовые; с удалением от рудных тел в сторону висячего бока метасоматиты сменяются зонами частичных изменений, в которых присутствуют реликты минералов исходной породы; 4) окварцевания; 5) кальцизации. В метасоматических породах кроме кварца, хлорита, карбонатов содержатся сфен, лейкоксен, апатит. Участками наблюдаются прожилки сульфидов: халькопирита, пирита, сфалерита, пирротина, бравоита, пентландита, виоларита. В зоне окварцевания развиты: кварц (15—50 % объема породы), хлорит (20—50 %), карбонаты (10—20 %), альбит (до 5 %). В качестве реликтовых минералов встречаются эпидот, актинолит, рутил, сфен, апатит. Для зоны кальцизации характерны: эпидот (10—40 %), пренит (5—15 %), кальцит (5—10 %), хлорит (5—20 %). В обоих зонах наблюдается сульфидная минерализация: тонкорассеянная вкрапленность и прожилковые выделения пирита, халькопирита, сфалерита, пирротина, сульфидов никеля совместно с эпидотом, кварцем, пренитом, хлоритом.

Во всех перечисленных околорудно-метасоматических зонах главными метасоматическими минералами являются хлориты и карбонаты. Как минералы переменного состава они представляют несомненный интерес в связи с выяснением условий формирования месторождения.

Хлоритовые породы по габброидам, пироксенитам, вулканитам основного состава представляют собой плотные образования темно-зеленого, почти черного цвета. Слагающие их хлориты в проходящем свете бесцветны или имеют слабый зеленоватый, голубовато-зеленоватый оттенок. Иногда они образуют крупные псевдоморфозы по таблитчатым, крупнопризматическим кристаллам замещенной породы. Но чаще наблюдаются полностью перекристаллизованные разности хлоритовых пород, сложенных крупно- и мелкочешуйчатыми розеточными хлоритами. В поляризованном свете хлорит обладает яркими сине-фиолетовыми, индигово-синими, оливково-зелеными аномальными цветами интерференции, реже наблюдается беловато-серая окраска. Показатели преломления хлоритов колеблются в следующих пределах: $Nq = 1{,}572—1{,}637 \pm 0{,}002$; $Np = 1{,}569 — 1{,}634 \pm 0{,}002$; $Nq — Np = 0{,}003 — 0{,}011$.

Термические, рентгенометрические исследования хлоритов (аналитики Г. С. Алибаева, И. Садреева) из хлоритовых пород, развитых в непосредственном контакте с рудными телами, показали, что, в соответствии с классификацией В. П. Ивановой (1949), В. И. Михеева (1957, (1966), они относятся к магнезиально-железистым разностям. Содержащийся в этих породах в качестве примеси карбонат представлен брейнеритом. Участками в контакте с рудными телами хлоритовые породы сложены хлоритом магнезиальной группы, примесь карбоната представлена магнезитом (рис. 1).

В висячем боку рудной зоны, в удалении от рудных тел, хлоритовые породы, развитые по габбро и диабазам, сложены также магнезиально-железистыми хлоритами типа рипидолита и магнезиальными хлоритами пеннин-клинохлоровой подгруппы (рис. 2).

Химический состав хлоритов из хлоритовых пород, развитых в контакте с рудой и в висячем боку рудной зоны, с рассчитанными коэффициентами их кристаллохимических формул (по Булаху, 1967) и коэффициентом F — общей железистости (по Кепежинскас, 1965) приведены в табл. 1. Как видно из таблицы, хлориты обеих групп пород характеризуются близкими значениями F и коэффициентов кристаллохимической формулы для главных минералообразующих катионов — Si, Al, Fe^{+2}, Mg. По основным классификационным параметрам — Si и F, в соответствии с классификацией К. Б. Кепежинскас (1965), большинство хлоритов относится к магнезиально-железистой группе, прохлоритовой под-

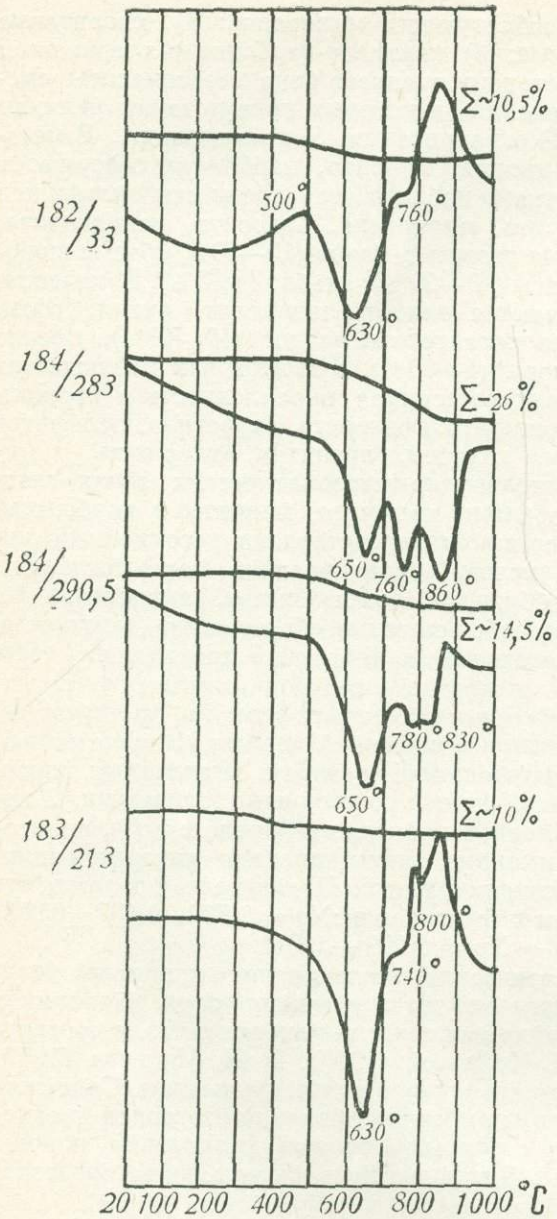


Рис. 1. Кривые нагревания и потери веса хлоритов из хлоритовых пород, развитых в контакте с рудными телами. Обр. 182/33 — хлорит из хлоритовой породы по диабазам; обр. 184/283; 184/290. 5; 183/213—хлориты из хлоритовых пород, развитых по габброидам.

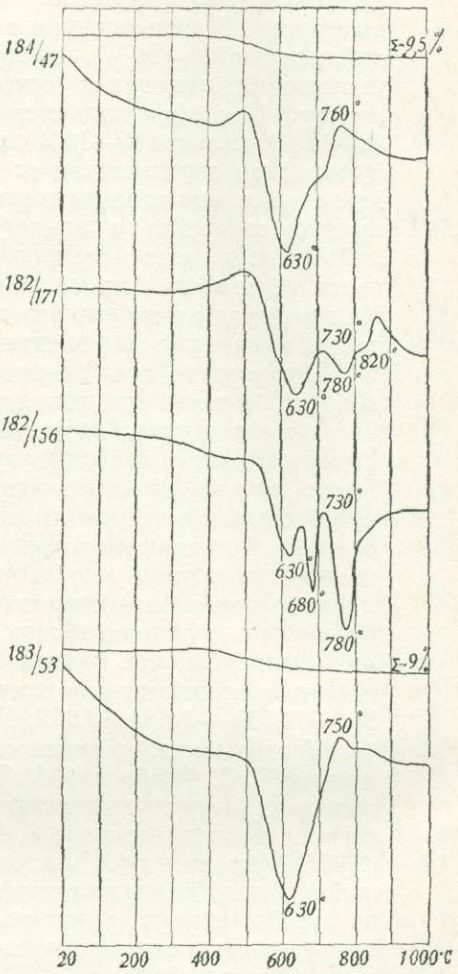


Рис. 2. Кривые нагревания и потери веса хлоритов из хлоритовых пород, развитых в висячем боку рудной зоны. Обр. 184/47; 183/33; 182/156 — хлориты хлоритовых пород, развитых по диабазам; обр. 182/171 — хлорит из хлоритовой породы по габбро.

группе (Si 2,81—3,50; F 26—75 атом. %). Реже развиты хлориты (обр. 184/290,5), относящиеся к магнезиальной группе, подгруппе клинохлор-пеннины (Si 2,81—3,50; F 0—25 атом. %).

Таким образом, пространственное положение околорудных метасоматических хлоритовых пород относительно рудных тел заметно не отра-

Таблица 1

Химический состав хлоритов из околорудно-метасоматических пород Ивановского медно-кобальтового месторождения

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	п. п. п.	H_2O	Σ	Si	Al	Fe^{+2}	Mg	F
Хлориты из хлоритовых пород висячего бока рудной зоны																			
184/47	28,42	0,68	18,65	2,32	17,79	0,31	19,52	0,10	—	—	0,11	11,60	0,50	99,50	3,66	2,83	1,91	3,74	36
183/47	27,40	0,60	19,30	2,50	17,10	0,31	19,78	0,30	0,27	0,17	0,07	11,82	0,62	99,62	3,48	2,89	1,82	3,75	39
182/148	26,71	0,48	19,79	3,18	20,42	0,14	17,60	—	—	—	0,09	11,12	0,22	99,53	3,50	3,06	2,24	3,44	42
182/156	26,40	0,62	20,05	2,61	19,78	0,11	18,36	—	—	—	0,07	11,50	0,32	99,50	3,46	3,09	2,16	3,58	40
182/171	27,02	0,60	18,21	3,56	18,05	0,16	19,54	—	0,42	0,24	0,10	11,52	0,52	99,42	3,52	2,80	1,96	3,79	36
Хлориты из хлоритовых пород, развитых в контакте с рудными телами																			
182/33	17,54	0,35	12,76	3,52	13,51	0,15	13,15	2,81	–	—	0,04	5,84	0,28	99,58	3,43	2,94	1,17	3,83	30
183/213	24,39	0,52	15 48	3,12	12,45	0,21	17,23	4,94	–	—	0,04	14,00	0,82	100,58	3,29	2,46	1,40	3,47	38
184/283	18,86	0,27	12,77	0,68	6,86	0,54	23,87	11,36	0,55	0,30	0,11	23,44	0,22	99,61					
184/290 5	25,46	0,38	16,41	1,44	13,43	0 ,2	24,04	3,74	—	—	0,09	15,18	0,64	100,49	3,37	2,56	1,48	4,74	25

Аналитик З. В. Евдокимова, химическая лаборатория ИГ БФАН СССР.

Примечание. Хлориты образцов 182/33, 183/213 содержат пылевидную вкрапленность сульфидов и соответственно Fe сульф., S, Cu.

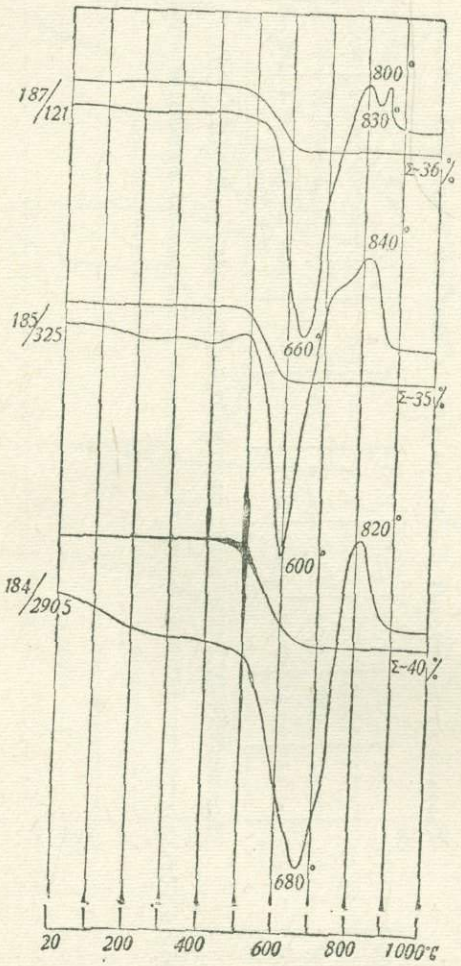


Рис. 3. Кривые нагревания и потери веса карбонатов, развитых в рудах месторождения. Обр. 184/325; 184/290.5 — карбонаты из пирротиновой руды, локализованной в хлоритовой породе по габбро; обр. 187/121 — карбонат из руды, локализованной в тальково-карбонатной породе по серпентиниту.

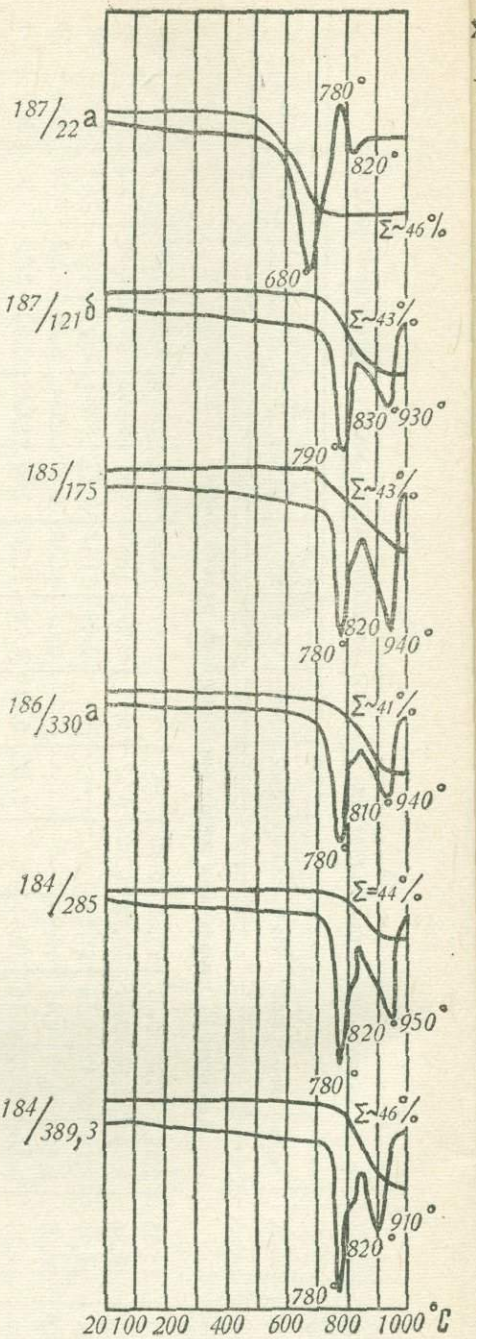


Рис. 4. Кривые нагревания и потери веса карбонатов, развитых в различных метасоматических зонах Ивановского месторождения. Обр. 184/389.3; 187/121 б; 187/22 а; 186/330а — карбонаты из тальково-карбонатных пород по серпентинитам; обр. 185/175 — карбонат из частично оталькованных и карбонатизированных серпентинитов лежачего бока рудной зоны; обр. 184/285 — карбонат, развитый в хлоритовой породе по габбро.

Таблица 2

Химический состав карбонатов, развитых в рудной зоне Ивановского медно-кобальтового месторождения

Образец	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	CO_2	п. п. п	Σ
Карбонаты, развитые в руде									
187/121	сл.	0,20		31,36	2,84	20,80	44,71	44,80	
185/325	0,20	0,12	47,0	—	0,63	25,0			
184/290,5	0,10	0,94	0,94	25,09	0,80	26,70			
Карбонаты из околорудно-метасоматических пород лежачего и висячего бока рудной зоны									
184/389,9	0,10	0,30	1,20	5,54	29,20	18,40	44,40	45,40	
184/285	6,70	0,20	сл.	8,56	1,68	37,20	44,99	44,80	99,98
186/330[а]	2,60	0,12	1,11	5,70	28,04	18,0	44,60	44,81	100,25
187/22[а]	0,36	0,30	16,0	—	2,24	34,20		46,20	99,30
187/121[б]	сл.	0,30	8,0	26,30	2,88	18,90	43,50	43,70	100,48
Карбонаты из цемента послераннетурнейских тектонических брекчий									
186/50	0,20	сл.	0,72	—	54,11	0,80	44,11	43,80	99,70
183/65	сл.	сл.	0,57	—	54,33	1,00	43,58	43,40	99,30
183/209	0,10	0,30	0,30	—	55,79	0,70	43,62	43,22	100,2

Анализы выполнены в ЦЛ ВТГУ, Уфа.

жается на химическом составе и физических свойствах слагающих их хлоритов. Можно отметить некоторую тенденцию изменения F — общей железистости хлоритов: в контакте с рудными телами величина F несколько ниже, чем в удалении от рудных тел.

В противоположность хлоритам, в околорудных карбонатах четко выражена зависимость состава от пространственного положения их по отношению к рудным телам.

Термические, рентгенометрические и химические анализы карбонатов из различных участков рудной зоны показали следующую закономерность изменения их состава. В пирротиновых, халькопирит-пирротиновых рудах, локализованных в хлоритовых породах по габбро, в тальково-карбонатных породах по серпентинитам, развиты карбонаты, сингенетичные с рудой и вместе с последней замещающие отмеченные выше метасоматиты. Они представлены сидеритами и брейнеритами, иногда с незначительной примесью родохрозита (рис. 3; табл. 2). В тальково-карбонатных породах, залегающих в контакте с рудными телами, также развиты брейнериты.

В удалении от рудных тел, в лежачем боку рудной зоны, в тальково-карбонатных породах развиты доломиты, анкериты. В висячем боку рудной зоны, в карбонатно-хлоритовых, хлоритовых породах, развитых по габброидам, карбонаты представлены магнезитом (рис. 4, табл. 2).

Таким образом, в рудных телах и вблизи них формировались железистые, магнезиально-железистые карбонаты, что обусловлено большим привносом в рудную зону железа и широко развитыми процессами железо-магнезиального метасоматоза при рудообразовании. В лежачем боку рудной зоны, в связи с большим привносом в серпентиниты кальция, выщелоченного из основных пород, образовались существенно кальциево-магнезиальные карбонаты. В висячем боку рудной зоны, в

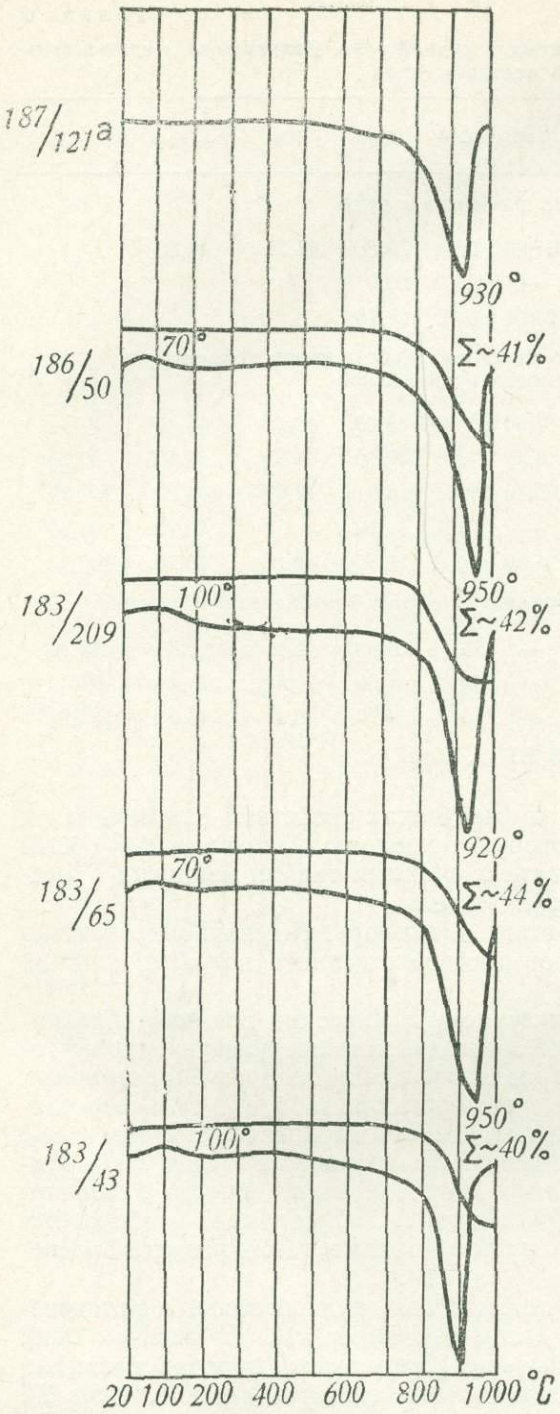


Рис. 5. Кривые нагревания и потери веса карбонатов, цементирующих тектонические брекчии в посленижнетурнейских зонах дробления и рассланцевания, секущих околорудно-измененные породы на Ивановском месторождении.

связи с большим привносом в основные породы магния, выщелоченного из серпентинитов, формировались магнезиальные карбонаты.

Таким образом, одним из минералогических критериев близости рудных тел является наличие в тальково - карбонатных, карбонатно - хлоритовых, хлоритовых метасоматических породах железистых, магнезиально-железистых карбонатов.

Сформировавшееся в венлокский век Ивановское сульфидное медно-кобальтовое месторождение в результате посленижнетурнейских тектонических деформаций подверглось интенсивному дроблению с образованием мощных зон тектонических брекчий руд, метасоматических и неизмененных вмещающих пород, зон трещиноватости и рассланцевания (Захаров, Захарова, 1970). Тектонические брекчии сцементированы карбонатами — кальцитом, арагонитом (рис. 5; табл. 2). Прожилки кальциевых карбонатов секут рудные тела, метасоматические породы, все разновидности околорудных карбонатов. Как более поздние образования, не имеющие отношения к процессам рудообразования, кальциевые карбонаты не представляют практического интереса.

ЛИТЕРАТУРА

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967.

Захаров А. А., Захарова А. А. Особенности фор-

мирования и перспективы обнаружения сульфидных медно-кобальтовых месторождений в Бурибайском рудном районе.— «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1970.

Иванова В. П. Хлориты.— Тр. Ин-та геологич. наук, 1949, вып. 120, ч. 1.

Кепежинскас К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М., «Наука», 1965.

Михеев В. Н. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Михеев В. Н. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1966.

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ

КАРБОНАТЫ УЗЕЛЬГИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ИХ СОСТАВ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Узельгинское месторождение находится в пределах северной части восточного крыла магнитогорского мегасинклинория и залегает в сложно дифференцированном вулканогенном комплексе среднего девона улутауской свиты. Разрез месторождения снизу вверх сложен: а) основными эффузивами — миндалекаменными порфиритами и афиритами базальтового состава с прослоями их лавобрекчий — подрудная толща; б) кислой рудовмещающей толщей, состоящей из пород субвулканической серии: липаритовых порфиритов, андезит-дацитовых порфиритов, магматогенно-эксплозивных брекчий; в) известняками; г) туфогенными терригенно-кремнистыми отложениями; д) вулканогенной толщей андезит-базальтового состава.

Месторождение представлено серией слепых рудных тел, расположенных в двух рудоносных горизонтах, находящихся на различных стратиграфических уровнях среди рудовмещающих пород толщи кислого состава. Рудные тела сложены сплошными и в меньшей степени прожилково-вкрапленными рудами, которые сопровождаются ореолами непромышленной сульфидной вкрапленности. Главными рудообразующими минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит, а в пределах отдельных рудных тел или их блоков — блеклая руда, пирротин, марказит. Практически весь пирротин сконцентрирован в центральной (ядерной) части наиболее крупного на месторождении четвертого рудного тела, располагающегося на глубинах от 490 до 590 м. Выше него в 250—300 м располагаются руды верхнего рудоносного горизонта.

Вмещающие породы претерпели интенсивные гидротермально-метасоматические изменения вплоть до преобразования их в полные метасоматиты и частично измененные породы различного состава, слагающие внешнюю зону ореола.

На месторождении карбонаты относятся к числу главных среди нерудных минералов гидротермально-метасоматического происхождения. Они постоянно встречаются в рудах, окружающих их метасоматитах и частично измененных породах, образуя различных форм и размеров вкрапленники, сгустковые скопления, гнезда и прожилки, часто в ассоциации с другими нерудными гидротермальными минералами (кварц, эпидот, серицит, хлорит) и различными сульфидами. В общем карбонатизацией охвачено все околорудное пространство, рудные тела и залежи месторождения. Для руд и в меньшей степени вмещающих пород характерно резко неравномерное распределение карбонатов. Повышенные их содержания отмечаются со стороны висячего бока рудных тел и зале-

Таблица 1

Химический состав карбонатов Узельгинского месторождения в %

Проба	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	CO_2 (ппп)	Σ
1	15,36	0,02	н. о.	1,32	0,78	0,31	н. о.	45,00	0,06	сл.	0,47	34,20	97,54
11	18,68	н. о.	1,01	0,50	0,62	0,83	0,80	42.09	0,04	н. о.	н. о.	34,65	99,22
7	0,64	н. о.	0,15	н. о.	16,81	0,70	8,06	28,08		н. о.	0,77	42,63	98,64
2	25,92	0,05	н, о.	2,97	11,48	0,37	7,33	22,20	0,09	сл.	0,58	31,00	99,31
14					7,40		5,20	16,39					
6	4, 82		н. о.	0,22	7,11	2,20	12,25	29,67		0,52	сл.	40,82	97,69
12	16, 44	н. о.	0,38	1,43	5,68	1,05	13,53	23,55	0,07	н. о.	н. о.	37,31	99,44
9	4,00	0,02	1,20	10,08	54,71	0,13	н. о.	0,46	0,07	сл.	0,35	34,13	99,44
8	12,12		1,51	5,67	50,29	0,15	0,90	0,15		0,35	сл.	28,26	99,35
4	1,04	н. о.	0,80	н. о.	58,02	0,72	1,26	0,48		сл.	0,40	37,75	100,47
5	0,74	н. о.	0,36	0,94	57,34	0,44	1,37	0,79		сл.	0,39	37,68	100,05
3	0,10	0,02	н. о.	2,40	58,04	0,74	1,58	0,93	0,08	сл.	0,35	37,62	99,82
10	2,00		1,64		51,97	0,16	4,27	1,00		0,37	сл.		
13					30,64		5,98	1,50					

Анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии БФАН СССР, аналитик З. В. Евдокимова. В пробах 11 и 12 вместо ппп определялось CO_2.

жей, где карбонаты являются сквозными минералами во всех зонах метасоматических и частично измененных пород.

Все карбонаты характеризуются большим разнообразием их состава, различаются между собою по морфологическим особенностям, формам выделения и окраске. В целом карбонатизация сопровождает процесс колчеданного рудообразования, начиная от формирования раннепиритовых минеральных ассоциаций и заканчивая отложением поздне-и послерудных минеральных ассоциаций.

С целью более точной диагностики минеральных видов карбонатов и выяснения их химического состава проведено изучение 14 мономинеральных фракций различных по окраске, морфологическим признакам и оптическим свойствам карбонатов, для которых выполнен химический анализ (табл. 1). При этом вместо CO_2 определялись потери при прокаливании, а в пробах 13 и 14 была определена только катионная часть.

Результаты полученных анализов были пересчитаны на кристаллохимические формулы по катионному методу. При пересчетах с учетом результатов микроскопического изучения проб и существующих представлений о возможных пределах изоморфных замещений в катионной части карбонатов (Татарский, 1955) были учтены все механические примеси, от которых не удалось избавиться при выделении мономинеральных фракций (пирит, кварц, серицит, хлорит). Полученные в результате пересчетов на кристаллохимические формулы коэффициенты атомов катионов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Коэффициенты атомов катионов карбонатов

№ проб	Коэффициенты атомов				№ проб.	Коэффициенты атомов			
	Ca	Mg	Fe	Mn		Ca		Fe	Mn
1	0,98		0,01	0,005	9	0,01		0,99	0,002
11	0,98			0,02	8	0,004	0,03	0,96	0,003
7	0,53	0,21	0,25	0,01	4	0,01	0,04	0,94	0,01
2	0,53	0,25	0,21	0,007	5	0,016	0,04	0,94	0,007
14	0,55	0,25	0,20		3	0,02	0,05	0,92	0,01
6	0,55	0,32	0,10	0,03	10	0,02	0,13	0,85	0,003
12	0,48	0,39	0,11	0,02	13	0,04	0,25	0,71	

Исследуемые пробы в виде фигуративных точек нанесены на треугольную диаграмму составов карбонатов в координатах Ca—Mq—Fe (рис. 1). Во всех пробах карбонатов присутствует марганец в количествах от 0,13 до 2,20%, а в пересчете на 100% чистого вещества эти количества соответственно повышаются до 0,15 и 2,40%. По полученным характеристикам (см. табл. 1 и 2, рис. 1) изученные пробы карбонатов можно разделить на 4 ряда с 7 минеральными видами.

1 ряд кальцита: 1) кальцит-пр. 1; 2) марганцовистый кальцит — пр. 11.

2 ряд анкеритов: 1) анкериты — пр. 2, 7, 14; 2) марганцовистые анкериты — пр. 6; 3) марганцовисто-железистый доломит — пр. 12.

3. ряд сидерита: 1) сидериты — пр. 3, 4, 5, 8, 9.

4 ряд магниосидеритов: 1) сидероплезиты — пр. 10, 13.

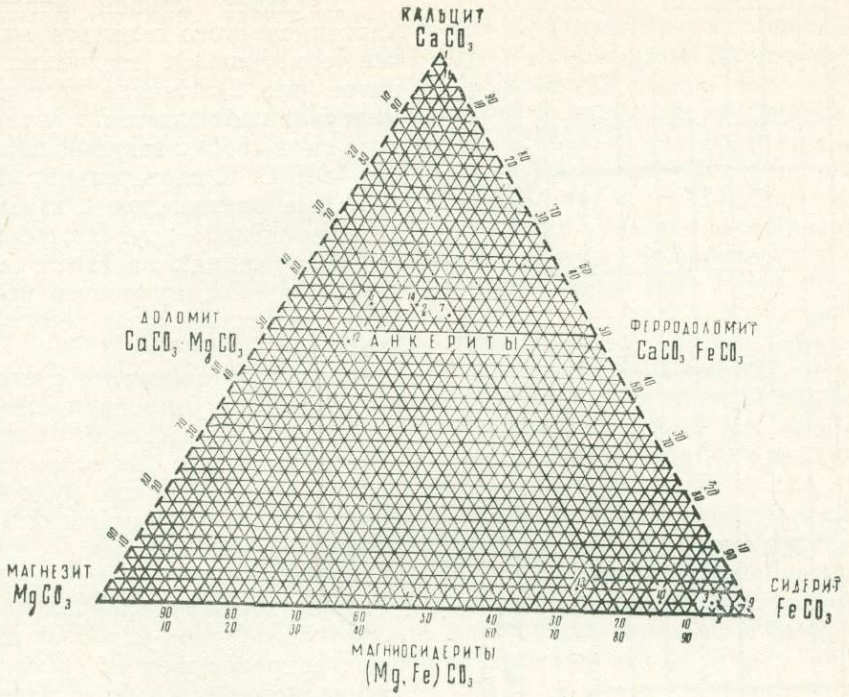


Рис. 1. Диаграмма составов карбонатов Узельгинского месторождения. Толстые сплошные линии — непрерывные изоморфные ряды, пунктир — отсутствие совершенного изоморфизма (по В. Б. Татарскому).

Последние 3 ряда составляют группу магнезиально-железистых карбонатов. Главнейшие особенности перечисленных рядов сводятся к следующему.

Ряд кальцита является наиболее распространенным среди остальных минеральных видов карбонатов. Преобладает здесь кальцит, который постоянно присутствует в переменных количествах в составе всех промышленных сортов и минеральных типов руд, а также в околорудном пространстве. Формы выделения самые разнообразные: это различные по размерам рассредоточенные вкрапленники зерен и зернистых агрегатов, гнездовые скопления, пятна, прожилки, корочки, налеты. В сплошных тонкозернистых и криптокристаллических рудах нередко наблюдается тонкодисперсное пропитывание кальцитом руды во всем ее объеме, которое можно установить лишь при микроскопическом изучении или в результате воздействия на образец соляной кислотой. Цвет кальцита белый, молочно-белый, иногда слегка сероватый. Обычно он непрозрачный и лишь в некоторых случаях слегка просвечивает в тонких сколах. Типичным представителем кальцитов является проба 1 (табл. 1, рис. 1).

Редко встречаются полупрозрачные бледно-розовые разновидности кальцита, окраска которых обусловлена изоморфными примесями марганца. Так, содержание последнего в пробе 11 розового кальцита оказалось равным 0,83%, а в пересчете на 100% чистого вещества — 1,07% (табл. 1, рис. 1). Коэффициент атома марганца в кристаллохимической формуле пробы 11 равен 0,02, что позволяет данный минерал определить как марганцовистый кальцит или манганокальцит.

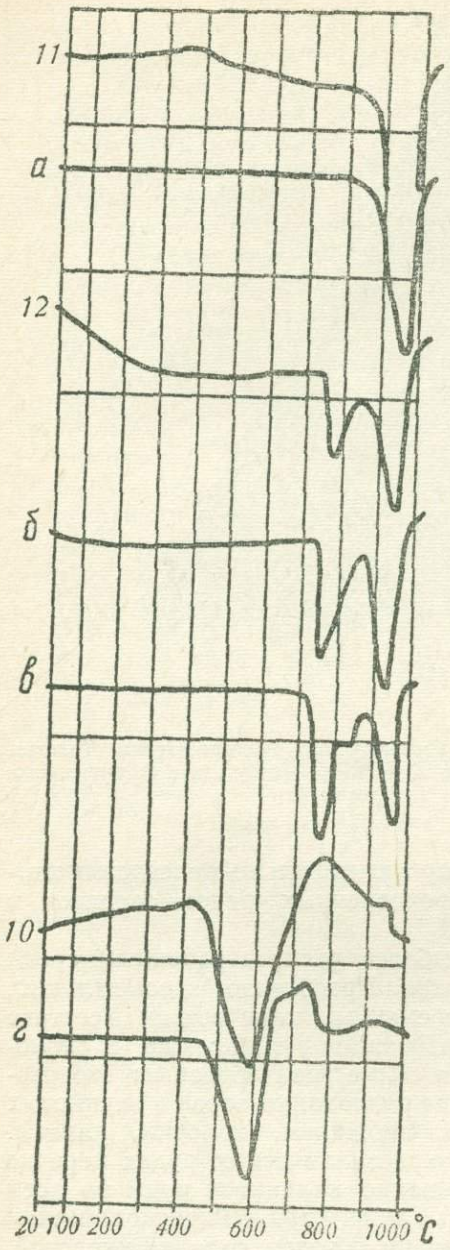


Рис. 2. Кривые нагревания карбонатов Узельгинского месторождения. Пробы 11 — марганцовистый кальцит, 12 — марганцовисто-железистый доломит, 10 — сидероплезит. Эталонные кривые: а — кальцит по В. П. Ивановой (1961), б — доломит по А. П. Цветкову (1949), в — анкерит по В. П. Ивановой (1961), г — сидерит по В. П. Ивановой (1961).

Характер кривой нагревания марганцовистого кальцита аналогичен термограммам эталонных кальцитов (рис. 2). Начало диссоциации минерала наблюдается при температуре около 850° и заканчивается при 950—970°С. Следовательно, марганцовистые разновидности кальцитов, как, вероятно, и других карбонатов, при содержаниях марганца не выше первых единиц процентов не могут быть диагностированы термическим анализом.

Кальцит совместно с его марганцовистыми разновидностями несет отчетливые признаки многократного образования. Он сопровождает процесс колчеданного рудообразования на всем его протяжении, являясь, таким образом, сквозным минералом. Он участвует в составе раннепиритовых минеральных ассоциаций (кварц-карбонат-пиритовая), сопровождает во времени и в пространстве отложение минералов халькопирит-пирититовой и сфалерит-барит-пиритовой минеральных ассоциаций. Широко распространены позднерудные существенно карбонатные и кварц-карбонатные прожилки с поздними сульфидами (халькопирит, блеклая руда, нередко теллуриды), а также послерудные карбонатные и кварц-карбонатные прожилки, стерильные в отношении сульфидов.

Магнезиально-железистые карбонаты относятся к наиболее поздним нерудным минералам и отчетливо накладываются на большинство более ранних генераций кальцита. Они пространственно и парагенетически тесно связаны с пирротиновой минерализацией, накапливаясь в основном в пределах сплошных и прожилково-вкрапленных руд четвертого рудного тела, в котором сконцентрирован практически весь пирротин месторождения, а также широко распространены в околорудном пространстве, охватывая сплошным ореолом упомянутое рудное тело. Ореол магнезиально-железистой карбонатизации распространяется во все стороны от рудного тела на расстояние до 200—250 м, а со стороны лежачего бока рудного тела почти все скважины не вышли за пределы этого ореола (Пшеничный, 1974). За пределами четвертого

рудного тела и окружающего его ореола в остальных частях месторождения магнезиально-железистые карбонаты являются редкостью. Содержание описываемых карбонатов в различных частях ореола колеблется от единиц до нескольких десятков процентов, составляя в среднем около 10%. Формы их проявления многообразны. Это различных форм и размеров пятна, неправильные скопления, различной мощности прожилки с сульфидами и без них, фоновое пропитывание пород. Но наиболее распространенной и характерной для месторождения является своеобразная точечно-каплевидная вкрапленность карбонатов во вмещающих породах, придающая последним нередко миндалевидный или порфировидный облик.

По окраске различаются темные стально-серые, бурые, грязно-желтые, бледные розовато-желтые, полупрозрачные медово-желтые и серовато-белые тона. По морфологическим признакам наиболее распространены зернистые агрегаты сахаровидного или мраморовидного облика, нередко встречаются крупнокристаллические выделения с прекрасно выраженной спайностью по ромбоэдру.

Магнезиально-железистые карбонаты образуют тесные ассоциации с пирротином или сопровождающими его минералами, а также накладываются на пирротин, интенсивно замещают его, образуя парагенезисы с халькопиритом, вторичным пиритом, арсенопиритом, гематитом, магнетитом. Описываемая карбонатизация накладывается на все типы околорудных изменений, а также частично проявлена в послерудных дайках габбро-диабазов.

Широкий диапазон во времени проявления магнезиально-железистой карбонатизации (от позднерудной одновременной с пирротиновой минерализацией до послерудной, накладывающейся на дайки габбро-диабазов) и часто наблюдаемые противоречивые ее возрастные взаимоотношения с одними и теми же минералами объясняются наличием разновременных генераций различных по составу минеральных видов описываемых карбонатов или даже одного и того же минерального вида.

Различные минеральные виды магнезиально-железистых карбонатов обычно слабо различаются между собою по внешним признакам, а иногда и вовсе не различаются. Минералы ряда анкерита (пробы 2, 6, 7, 12, 14) обычно представлены очень плотными разностями белого и желтовато-кремового цвета мраморовидного или сахаровидного облика. На поверхности образцов постоянно появляется более темный желтоватый, розовато-желтый или оранжевый налет.

Для анкеритов характерны максимальные из установленных среди карбонатов содержания примесей марганца. В пробах 12 и 6 они в пересчете на 100% чистого вещества соответственно равны 1,27 и 2,40%, что позволяет пробы отнести к марганцовистым разностям. Характерно, что в пробе 6 изоморфная примесь марганца не вызывает появления розового оттенка, что отмечалось для кальцита (проба 11), где содержание марганца более чем в 2,2 раза ниже. Следовательно, изоморфные примеси марганца в количестве до первых процентов не всегда обусловливают розовый оттенок светлых карбонатов.

Несомненный интерес представляет присутствие в ряду анкерита (проба 6) минерала с очень высокой магнезиальностью и пониженным содержанием закисного железа (табл. 1, рис. 1), который может быть диагностирован как марганцовисто-железистый доломит. Кривая нагревания этой пробы полностью соответствует доломиту.

Сидериты являются наиболее распространенными среди магнезиально-железистых карбонатов. Для них характерны очень незначительные примеси магния, кальция и марганца (табл. 1, рис. 1). При этом по изменению в формулах молекулярных количеств Mg и Fe отчетливо прослеживается

постепенный переход от наиболее чистых сидеритов (проба 9) к сидероплезитам (пробы 10, 13). При крайне незначительных колебаниях химического состава для сидеритов характерно большое разнообразие по цвету и морфологическим особенностям. Показательны в этом отношении пробы 3,4 и 5, которые почти не различаются между собою по химическому составу. Все пробы выделены из одной карбонатной жилки мощностью около 3 см, секущей сплошную колчеданную руду. Сидерит пробы 3, слагающий призальбандовую часть прожилка, крупнозернистый с четко выраженной кристаллографической индивидуальностью. Цвет медово-желтый со слабым оранжевым или буроватым оттенком, полупрозрачный, а в некоторых зернах — полностью прозрачный. Вторая от периферии зона прожилка сложена непрозрачным сидеритом темного желто-бурого и буровато-коричневого цвета (проба 4). Минерал представлен сплошными зернистыми агрегатами мраморовидного облика. Центральная часть прожилка выполнена зернистым мраморовидным сидеритом темно-серого цвета с буроватым оттенком (проба 5).

Описанные выше сидероплезиты проб 10 и 13 по внешним признакам (агрегаты, цвет, прозрачность) являются полной аналогией сидеритов соответственно проб 3 и 4. Таким образом, разные минеральные виды магнезиально-железистых карбонатов часто не различаются между собою по морфологическим особенностям и цвету, а один и тот же минеральный вид даже в пределах одного штуфа может иметь самую различную окраску и формы выделения. Это сильно осложняет предварительную диагностику описываемых минералов при полевом минералогическом картировании керна. В то же время наблюдаются некоторые закономерности распределения в пространстве различно окрашенных сидеритов. Темные стально-серого цвета сидериты встречаются только в рудах или в тесном взаимопрорастании с сульфидами за пределами рудных тел. Сидериты других окрасок распространены повсеместно, в том числе встречаются и в рудных телах, однако преимущественное их развитие наблюдается в околорудном ореоле.

ВЫВОДЫ

1. Карбонаты Узельгинского месторождения характеризуются большим разнообразием по составу, среди них выделено 7 минеральных видов, входящих в 4 ряда: 1) кальцита, 2) анкерита, 3) сидерита, 4) магниосидерита.

2. Ряд кальцита является наиболее распространенным среди остальных карбонатов. Он постоянно присутствует в составе всех минеральных типов руд и в околорудном пространстве, обнаруживая несколько повышенные концентрации со стороны висячего бока рудных тел и залежей.

3. Для кальцита характерны отчетливые признаки многократного образования. Он встречается в составе различных минеральных ассоциаций, сопровождает процесс колчеданного рудообразования от начальных до завершающих стадий, а также откладывается в послерудное время, являясь сквозным минералом гидротермально-метасоматического происхождения.

4. Магнезиально-железистые карбонаты в пространстве и парагенетически тесно связаны с пирротиновой минерализацией. Они образуют мощный эндогенный ореол (до 200—250 м, а иногда и более) вокруг крупного глубокозалегающего рудного тела, ядро которого сложено пирротином.

5. Ореолы магнезиально-железистой карбонатизации можно рассматривать как один из прямых минералого-геохимических поисковых

признаков на глубокозалегающие пирротинсодержащие колчеданные руды, а также на руды, базисом которых является пирит, образовавшийся в результате дисульфидизации пирротина.

ЛИТЕРАТУРА

Пшеничный Г. Н. Парагенетическая связь ореолов магнезиально-железистой карбонатизации и пирротинового оруденения на колчеданных месторождениях Южного Урала.— Тезисы докладов III Уральского петрогр. совещания. Свердловск, 1974.

Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Л., Гостоптехиздат, 1955.

М. И. ИСМАГИЛОВ, М. З. ИСМАГИЛОВА

МИНЕРАЛЫ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕСЕННЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(Южный Урал)

Основные черты геологического строения месторождения и района его расположения изложены в работах М. Б. Бородаевской, А. Д. Ракчеева и др., (1970), М. Б. Бородаевской, Е. П. Ширая и др. (1974), С. П. Агеевой (1973) и авторов данной статьи (Исмагилов, Исмагилова 1972, 1975). Во избежание повторения освещение этого вопроса здесь не приводится.

Колчеданное месторождение Весеннее залегает в нижне-среднедевонских вулканогенных породах основного состава в экзоконтакте Кошенсайского массива гранитов и гранодиоритов. Термальное воздействие массива обусловило контактовый метаморфизм околорудных измененных пород месторождения. В результате этого в ореоле рудных тел возникли ассоциации метаморфических минералов, резко отличные от околорудных изменений неметаморфизованных месторождений. Вместе с тем в новообразованных контактово-метаморфических породах сохранились неоднородность состава и зональность исходных околорудных метасоматитов. Вмещающие породы месторождения претерпели метаморфизм в условиях фации амфиболитовых роговиков, среди продуктов которого различается несколько минеральных ассоциаций (табл. 1).

В данной статье дана характеристика тех минералов, по которым в определенной мере можно судить о составе исходных околорудных метасоматических пород догранитного возраста и о превращениях, вызванных термальным воздействием гранитной интрузии. Здесь не рассматриваются рудные минералы, метаморфизм которых проявлен по-другому.

Ф л о г о п и т является одним из основных минералов контактово-метаморфических пород, непосредственно прилегающих к рудным телам со стороны висячего бока. Для него характерна ассоциация с кордиеритом, кварцем, сульфидами и антофиллитом.

Макроскопически минерал обладает розовокоричневой окраской с сиреневым оттенком. Он представлен пластинчатыми кристаллами, размеры которых достигают 1 см. В шлифе флогопит имеет коричневато-оранжевую окраску и плеохроирует по схеме: по Nq — густо оранжево-коричневый, по Np — бесцветный со слабым оранжево-желтым оттенком. Показатели преломления минерала составляют по Nq = 1,609, по Nm — 1,608, по Np—1,587. Двупреломление — 0,020—0,025. Минерал оптически отрицательный. Угол 2 v небольшой и меняется в пределах 0—10°. Спайность минерала совершенная, удлинение положительное, угасание прямое.

Таблица 1

Типы контактово-метаморфических пород Весеннего месторождения
(без учета фаций регрессивного метаморфизма)

Название пород	Минеральный состав	
	основные минералы	второстепенные
Эпидот-гранатовые амфиболиты	роговая обманка, плагиоклаз, эпидот, гранат	кварц, магнетит, гематит, геленит, халькопирит, пирит
Биотитовые роговики	плагиоклаз, роговая обманка, биотит, магнетит	кварц, пирит, халькопирит, сфалерит, гематит, рутил, кордиерит, антофиллит, эпидот
Антофиллит-кордиеритовые роговики	антофиллит, биотит, кордиерит, плагиоклаз	кварц, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, гематит, рутил, флогопит, эпидот, магнетит, мусковит, куммингтонит, галенит, ганит
Кварц-флогопит-кордиеритовые роговики	кордиерит, флогопит, кварц, пирротин, пирит	мусковит, антофиллит, шпинель, корунд, геленит, рутил, магнетит, гематит, анатаз, хлорит, диаспор, сфен марказит
Полевошпатово-кварцевые роговики по кислым порфиритам	кварц, плагиоклаз	амфибол, мусковит, пирит

Химический анализ флогопита, отобранного из образца (скв. 2646 глуб. 217 м) кварц-флогопит-кордиеритовых пород, под бинокуляром дал следующие результаты (в вес. %): кремнезема —41,58, окиси титана 1,80, глинозема — 15,42, окиси железа — 1,66, закиси железа — 12,02, окиси магния — 16,33, окиси марганца —0,08, калия —1,64, натрия — 0,08, воды —8,82, фтора —0,17, сумма —99,67[1]. Результаты анализа были рассчитаны на формулу по кислородному методу в пересчете на 24 (O,OH, F).

$$K_{0,28}(H_3O^+)_{1,22}(Mg_{3,25} \cdot Fe^{2+}_{1,34} \cdot Mn_{0,01} \cdot Fe^{3+}_{0,17} \cdot Ti_{0,19})_{4,96} \times$$
$$\times (Si_{5,57} \cdot Al_{2,43})_8 O_{20}] \cdot (F_{0,07} \cdot OH_{3,93})_{4,00}.$$

Из формулы видно, что содержания кремнезема и глинозема в анализированном минерале соответствуют эталонным содержаниям этих компонентов в флогопите. В то же время флогопит из Весеннего месторождения характеризуется низким содержанием калия, магния и повышенным содержанием воды.

По соотношению магния к железу в формуле анализированный минерал является железистой разновидностью флогопита и магнезиальной разновидностью биотита. По этой причине описываемый флогопит характеризуется высокими показателями преломления. Однако величины двупреломления и угла 2v несколько ниже, чем у эталонных флогопи-

[1] Аналитик М. Н. Старосельцева.

тов, приводимых в справочниках (Трегер, 1958). Возможно, это связано с тем, что в структуре флогопита из Весеннего значительная часть атомов калия замещена оксонием (H_3O^+). Своеобразие состава и оптических свойств флогопита, видимо, обусловлено тем, что он возник по хлориту в процессе термального метаморфизма. В околорудных породах встречаются разновидности флогопита, которые по оптическим свойствам являются промежуточными между хлоритом и слюдой (слабый плеохроизм и низкие значения двупреломления). Это предположение подтверждается данными термографических исследований минерала. Термограммы флогопита характеризуются интенсивным экзоэффектом в интервале 400 —600° (пик на отметке 480°), этот эффект не типичен для флагопита. Эндоэффекты в интервалах температур 640—690°, 810° и 840—860° характерны для магнезиального и железисто-магнезиального хлорита. Эти эффекты проявлены значительно менее интенсивно, чем эффект при 480°. Полученные термограммы указывают, что минерал характеризуется свойствами и хлорита, и слюды. Рентгенометрический и дифрактометрический анализы подтверждают выводы, полученные по термограммам.

К о р у н д является редким минералом. Он был встречен в богатых сульфидами и слюдой метаморфических породах. Корунд здесь представлен голубовато-синей разновидностью — сапфиром. Он образует разрозненные зерна размером 4 — 5 мм среди флогопитового агрегата. Зерна корунда имеют чрезвычайно изрезанные края. Некоторые из них замещены серицитом, хлоритом, а также и флогопитом по взаимнопересекающейся сетке трещин. Зерна корунда содержат включения мелких кристалликов пирита.

Отдельные крупные кристаллы корунда имеют зональное строение, обусловленное чередованием разноокрашенных зон. Различаются бесцветные и голубовато-синие зонки. Окрашенные полоски и зонки обладают отчетливым плеохроизмом по следующей схеме: по N_0 — густо-синий, по Ne — светлый голубовато-зеленый. Показатели преломления корунда составляют Ne — 1,761 по N_0 — 1,770— 1,772. Минерал оптически отрицательный.

Г а н и т встречается спорадически. Зерна ганита, так же как корунд, встречены в кварц-флогопит-кордиеритовых породах с повышенным содержанием слюд и крупнопластинчатого хлорита. Они разбросаны неравномерно. Основное количество изученных зерен ганита имеет неправильные очертания. Среди них редко встречаются метакристаллы с изрезанными краями. Размеры зерен достигают 2—3 мм. В зернах ганита встречены включения кристаллов пирита, пластинок флогопита и хлорита. Сам ганит образует включения в кордиерите.

Макроскопически и в шлифах минерал синевато-зеленый с голубоватым оттенком. Он изотропен. Зерна ганита, встреченные в агрегате пирротина, окружены тонкой каймой сфалерита шириной 0,01 мм. Сфалерит возник лишь вокруг тех зерен ганита, которые интенсивно корродированы пирротином. Видимо, кристаллизация зерен ганита при метаморфизме предшествовала отложению сульфидов. Диагностика ганита подтверждена рентгенометрическим и спектроскопическим методами (табл. 2).

Спектральный анализ подтвердил, что в составе анализированного минерала много цинка и алюминия.

В породах нами были встречены псевдоморфозы хлорита по идиоморфным кристалликам минерала, предполагаемого шпинелью. Он обнаружен в парагенезисе с флогопитом, кордиеритом и антофиллитом. Псевдоморфозы, имеющие в сечении квадратные, ромбовидные и более сложные формы, были встречены внутри более крупных зерен кордиерита. Возможно, что эти кристаллы шпинели, так же как и кордиерит, полностью замещены хлоритом в регрессивную фазу метаморфизма.

Таблица 2

Дебаеграмма шпинели-ганита

№ пп	Проба 366		Ганит по Михееву		
	I	$\frac{d}{n}$ (выч.)	h, к, l	I	$\frac{d}{n}$
1	1	3,076			
2	5	2,838	220	7	2,85
3	1	2,671			
4	10	2,432	311	10	2,44
5	2	2,012	400	2	2,02
6	1	1,892	330	2	1,91
7	1	1,838	331	2	1,85
8	1	1,701			
9	5—6	1,636	422	4	1,65
10	9	1,542	333,511	4	1,55
11	9	1,422	440	3	1,431
12	3	1,272			
13	4—5	1,228	533	8	1,232
14	1	1,100			
15	7	1,078			
16	9—10	1,051			
17	5	1,010			
18	1	0,987			

Условия съемки: излучение Fe (Mn), диаметр камеры 573 мм; расположение пленки асимметричное. Проб 366, скв. 2347, глуб. 116,0 м.

Диаспор был встречен в кварц-флогопит-кордиеритовых породах, обогащенных сульфидами. Скопления его зерен незначительных размеров (тысячные доли мм) располагались среди массы пирита. Минерал в шлифе бесцветен, лишь по краям зерен разложен и по нему возникло полупрозрачное новообразование. Кристаллы таблитчаты, имеют спайность. Удлинение минерала отрицательное. Он двуосный, оптически положительный. Характеризуется высокими значениями двупреломления. По этим признакам минерал был определен предположительно как диаспор.

Кордиерит в околорудных метаморфических породах имел широкое распространение. Однако в регрессивную фазу метаморфизма он заместился в основном хлоритом, в меньшей степени — карбонатами и серицитом. В псевдоморфозах регрессивных минералов хорошо сохранились форма кристаллов и структура агрегата кордиерита. Реликты этого минерала были обнаружены в антофиллит-кордиеритовых роговиках, в которых кордиерит слагает зерна неправильных полигональных очертаний. В кварц-флогопит-кордиеритовых роговиках, особенно в обогащенных сульфидами разностях, нередко можно встретить псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам кордиерита. В отличие от остальных минералов контактового метаморфизма, кордиерит был представлен более крупными кристаллами (достигающими 1,5 см), содержащими пойкилобласты разноориентированных зерен кварца, флогопита, пластинчатого хлорита, пирита и рутила. Пойкилобласты перечисленных минералов в кордиерите из пород реликтовой сланцеватой текстуры ориентированы параллельно плоскости сланцеватости, что указывает на возникновение описываемого минерала по рассланцованным метасоматическим породам. Почти

все пойкилобласты в кордиерите оторочены тонкой каймой хлорита венчиковой структуры. С сульфидами кордиерит образует два вида срастаний. Так, например, с пирротином он образует мирмекитовые и эвгедральные сростки. Во втором случае пирротин так же, как и кварц, рутил, пирит, слагает интерстиции идиоморфных кристаллов кордиерита.

В шлифе минерал бесцветен. Чрезвычайно редко обнаруживаются двойники его кристаллов, внешне сходные с альбитовыми двойниками. В свежих зернах спайность отсутствует, однако хлорит и другие замещающие его минералы развиваются по тонким взаимноперпендикулярным трещинам, совпадающим с кристаллографическим направлением. Причем ориентировка чешуек хлорита и серицита сохраняется и при полном замещении кордиерита. Поэтому в псевдоморфозах чешуйки хлорита и серицита в пределах одного зерна кордиерита в поляризованном свете гаснут одновременно.

Минерал чрезвычайно сходен с кварцем и плагиоклазом, поэтому его диагностика требует большого внимания. Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, составляют: по Nq — 1,545, по Np — 1,536. В отличие от кварца кордиерит двуосен, а от плагиоклаза отличается отрицательным оптическим знаком. Угол 2v—80—85°.

Антофиллит встречается в зоне пород, промежуточной между эпидот-гранатовыми и кварц-флогопит-кордиеритовыми породами. Он ассоциирует в основном с кордиеритом, кислым плагиоклазом, флогопитом, редко шпинелью. Это ассоциация минералов, богатых магнием, бедных известью и глиноземом. Антофиллит представлен идиоморфными призматическими кристаллами, которые слагают характерные метельчатые, сноповидные срастания в плагиоклазе или кордиерите. Размеры его кристаллов варьируют в широких пределах. Встречаются агрегаты от тонковолокнистого до крупнокристаллического строения с длиной призматических зерен в 1—2 см. В некоторых разновидностях антофиллит-кордиеритовых роговиков метельчато-сноповидная структура антофиллитового агрегата заметна макроскопически. Антофиллит в породе выделяется светлой окраской со слабо зеленовато-серым оттенком. В шлифах он бесцветен. От роговой обманки легко отличается прямым угасанием и отсутствием плеохроизма. Минерал характеризуется показателями преломления (определены иммерсионным способом) по Nq —1,662, по Np — 1,643. В условиях регрессивного метаморфизма этот минерал замещался хлоритом, реже — карбонатами.

Роговая обманка является распространенным минералом амфиболитов и их эпидот-гранатовой и биотитовой разновидностей. Минерал имеет темную окраску с зеленым оттенком.

В шлифе роговая обманка зеленая, светло-зеленая. Плеохроизм отчетливый: по Ng — синевато-зеленая, по Np — грязно-желтая. Спайность выражена четко. Угасание косое, угол C: Ng — достигает 25°. Показатели преломления по Ng — 1,657—1,663; по Np — 1,629, Ng — Np =0,020—0,028. Изредка в кристаллах роговой обманки наблюдаются двойники. Химический состав роговой обманки, слагающей метаморфическую жилу в кварцево-плагиоклазовых роговиках, близок к составу этого минерала из нормальных гранитов : кремнезема — 49,04; окиси титана — 0,32; глинозема — 5,63; окиси железа —3,69; закиси железа — 10,37; извести — 11,86; окиси магния — 14,31; окиси марганца — 0,41; окиси фосфора — 0,02; калий — 0,11; натрий — 0,61; карбоната кальция — — 1,36; воды — 2,00; сумма равна 99,73 (в вес. %). Формула роговой обманки, рассчитанная по кислородному методу (на 24 кислорода):

$$(Ca_{1,87} \cdot Na_{0,18} \cdot K_{0,02})_{2,07} (Mg_{3,14} \cdot Fe^{2+}_{1,27} \cdot Fe^{3+}_{0,41} \cdot Al_{0,20} Ti_{0,01} \cdot Mn_{0,05})_{5,11} \times$$

$$\times [Si_{1,22} \cdot Al_{0,78} \cdot O_{22}] \cdot (OH)_{1,95}$$

$$100\ Mg : [Mg + Fe^{2+} + Mn + F^{3+}] = 64,5.$$

Коэффициент замещения Mq на Fe^{2+} в анализированной пробе роговой обманки, равный 64,5, указывает, что минерал обогащен железом. В нормальных роговых обманках это отношение ограничивается значениями 47,5—33,0 (Дир и др., 1965).

Х л о р и т ы имеют широкое распространение. В метаморфизованных породах различается несколько морфологических разновидностей хлорита: 1) слабо-оранжевый флогопитоподобный, 2) зеленовато-голубой, 3) густо-зеленый лучистый, 4) мелкочешуйчатый и 5) тонкочешуйчатый.

Флогопитоподобный хлорит фактически является промежуточным между слюдой и настоящим хлоритом. Макроскопически этот хлорит имеет светло-зеленую окраску с буроватым оттенком. В шлифах изредка можно встретить смешанно-слоистые срастания этого хлорита с флогопитом. Границы оранжевых и зеленых слоев в таких смешанных кристаллах обычно нечеткие. Зеленые и оранжевые по окраске пластинки в смешанно-слоистых кристаллах гаснут одновременно, но при скрещенных николях первые имеют низкие, вторые—высокие цвета интерференции. Было замечено, что хлоритовые слои обладают несколько большими показателями преломления, чем флогопит.

Пластинчатый хлорит имеет зеленовато-голубую окраску. Размеры чешуек достигают нескольких миллиметров. Пластинчатый хлорит в шлифе бесцветный. Минерал имеет совершенную спайность. Изредка встречаются двойники, ориентированные поперек спайности. Угасание минерала прямое, удлинение — отрицательное. Показатель преломления по Nm — 1,596. Двупреломление низкое, не превышает 0,005. Минерал оптически положительный. Угол 2 v — незначительный (0 — 5°).

Пластинчатый хлорит ассоциирует с флогопитоподобным хлоритом и флогопитом. Его пластинки идиоморфны относительно флогопита и флогопитоподобного хлорита.

Анализ минерала дал следующие результаты: кремнезема — 32,64; глинозема — 18,31; окиси железа — 5,61, закиси железа —7,20; окиси магния —21,87; воды — 10,07; формула пластинчатого хлорита, рассчитанная на 14 атомов кислорода:

$$Mg_{3,20} \cdot Fe^{2+}_{0,59} [Fe^{3+}_{0,41} \cdot Al_{1,31}] [Si_{3,20} \cdot Al_{0,80} \cdot 0_{10}] (OH)_{6,62}$$

По химическому составу минерал относится к типу железисто-магнезиальных хлоритов. В составе пластинчатого хлорита содержание воды низкое.

По кривой нагревания пластинчатый хлорит сходен с флогопитом. На ней отчетливо проявляется экзотермический эффект (550°).

Лучистый хлорит встречается в парагенезисе с кордиеритом. Он слагает венчики лучистого строения вокруг кристаллов кордиерита и заключенных в них пойкилобластовых других минералов; встречается в тесных сростках с пирротином и пиритом. Эта разновидность хлорита ксеноморфна относительно флогопита, пластинчатого хлорита, но вокруг них венчиков не образует. Однако сфалерит, возникший по ганиту, выполняет промежутки между его лучистыми кристаллами.

Третья разновидность хлорита в шлифе имеет светло-зеленую окраску, слабый плеохроизм. При скрещенных николях он имеет характерную интерференционную окраску серого цвета с индигово-синим оттенком. Показатель преломления этой разновидности хлорита, определенный по оси Nm — 1,626, минерал оптически отрицателен.

Мелкочешуйчатый хлорит обычно слагает промежутки между чешуйками и пластинками вышеописанных разновидностей. Иногда он слагает метасоматические жилки. Он характеризуется буровато-зеленой интерференционной окраской.

Тонкочешуйчатый хлорит, имеющий голубовато-зеленую, реже буровато-зеленую окраску, развивался метасоматически по кордиериту. Он часто встречается в сростках с тонкочешуйчатым серицитом. Показатель преломления хлорита, образованного по кордиериту, по оси Nm — 1,596. Этот хлорит слагает метасоматические жилки, секущие сульфиды и перечисленные выше разновидности хлорита. Проведенный термический анализ нескольких разновидностей хлорита подтвердил принадлежность их к различным видам.

Кошенсайская интрузия гранитов и гранодиоритов вызвала контактовый метаморфизм околорудных гидротермально-метасоматических образований, в результате которого появилась новая минеральная ассоциация: кордиерит, флогопит, антофиллит, корунд, шпинель, роговая обманка и др. Как видно из перечня, в этой ассоциации преобладают минералы магния. Следовательно, и исходные породы состояли из магнезиальных минералов, например, хлоритов с незначительной примесью калиевых слюд (серициты). Дефицит калия сказался на составе новообразованных слюд (в флогопите калий содержится в 3 раза меньше, чем в теоретической формуле). Таким образом, можно предположить, что первоначально в околорудном пространстве Весеннего месторождения присутствовали породы хлоритового, кварцево-хлоритового состава. При этом не вся масса хлорита превратилась в метаморфические минералы. Незначительная часть этого минерала сохранилась, но превратилась в агрегат крупнопластинчатых кристаллов, свойства которых характерны и для слюд и для хлоритов. Контактовый метаморфизм носил регрессивный характер. В условиях постепенного охлаждения массива в зоне контактового воздействия появились гидротермальные растворы, которые вызвали замещение нестабильных минералов во вновь возникших условиях другими минералами. Так, в начале процесса термального метаморфизма появились более высокотемпературные минералы — кордиерит, шпинель, ганит, корунд, антофиллит, после которых произошло образование пластинчатого хлорита, флогопита и сульфидов (в основном пирротина). В эту высокотемпературную фазу метаморфизма летучие компоненты, среди которых на первом месте стоит вода, в состав кристаллизующих фаз не входят, не способствуют кристаллизации минералов. С понижением температуры летучие компоненты переходят в гидротермы, которые производят метасоматические превращения в минералах. В результате шпинель, кордиерит и антофиллит полностью или частично заместились хлоритом, произошла частичная гидратация слюд, дисульфидизация пирротина. Об изменениях условий минералообразования в регрессивную фазу метаморфизма можно судить по последовательной смене разновидностей хлорита во времени.

ЛИТЕРАТУРА

Агеева С. Т. Условия локализации колчеданных залежей Весеннего месторождения (Ю. Урал).— «Геология рудных месторождений», т. 15, № 4, 1973.

Бородаевская М. Б., Ракчеев А. Д., Вахрушев М. И., Новгородова М. И. О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджарах.— АН СССР, т. 194, № 2, 1970.

Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Агеева С. Т., Злотник-Хоткевич А. Г., Требухин В. С. Особенности магматизма и колчеданного оруденения Домбаровской структурно-формационной зоны Северных Мугоджар.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 5.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1—5. М., «МИР». 1965—1966.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. О соотношении оруденения Весеннего месторождения и Кошенсайского массива гранодиоритов.— «Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1972.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Об условиях формирования Весеннего месторождения.— «Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1975.

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ, П. И. ПИРОЖОК

ПАРАЛЛЕЛЬНОШЕСТОВАТЫЙ ПИРИТ В РУДАХ УЧАЛИНСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Параллельношестоватые агрегаты различных минералов уже давно привлекают пристальное внимание многих исследователей как источник богатой генетической информации (Mügge, 1913, 1928; Григорьев, 1947, 1949, 1954; Григорьев и др., 1955, 1960; Жабин, 1958, Жабин, Григорьев, 1975; и др.). А в последние годы возникла особая научная проблема изучения роста, структуры и свойств шестоватых и нитевидных кристаллов в связи с необходимостью решения ряда практических задач в быту и технике (Бережкова, 1969).

В рудах месторождений колчеданной формации Урала параллельношестоватый пирит является большой редкостью и до настоящего времени практически не описывался в литературе. Поэтому многочисленные находки параллельношестоватых агрегатов пирита на Учалинском месторождении представляют несомненный интерес в связи с выяснением истории формирования агрегатов пирита в колчеданных рудах, а в конечном итоге — и в связи с изучением генезиса месторождений колчеданной формации.

Различные вопросы геологии, минералогия и текстурно-структурные особенности руд Учалинского месторождения изложены в работах многих исследователей (Заварицкий, 1943; Шадлун, 1950; Вахромеев, Моисеева, 1959; Бородаевская и др., 1960, 1962, 1967; Петровская, Касьянов, 1960; Прахова, 1969; Пшеничный, Пирожок, 1970; и др.), что избавляет авторов статьи от повторения этих данных. Для колчеданных руд месторождения характерно большое разнообразие морфологических разновидностей пирита, участвующих в составе разновременных минеральных ассоциаций, отложившихся на протяжении колчеданного этапа рудообразования (Петровская, Касьянов, 1960; Прахова, 1969). Первые находки шестоватого пирита в рудах колчеданных месторождений Урала были сделаны С. Н. Ивановым в 1940 г. (Первомайское месторождение) и П. Я. Ярошем в 1949 г. (Дзержинское месторождение Карбашской группы). На Учалинском месторождении параллельношестоватый пирит впервые обнаружен П. И. Пирожком в 1961 г. на VIII уступе южного борта карьера. В последующие годы различные по форме и интенсивности проявления шестоватого пирита неоднократно наблюдались авторами в карьере и подземных выработках в различных частях месторождения. Шестоватый пирит встречен лишь в составе моно- и полиминеральных жил и прожилков, секущих все промышленные сорта и минеральные типы колчеданных руд и послеколчеданные дайки габбро-диоритов. По минеральному составу на месторождении отчетливо выделяется 7

типов жил с параллельношестоватым пиритом: 1) мономинеральные пиритовые; 2) халькопирит-пиритовые; 3) кварц-халькопирит-пиритовые; 4) кварц-теннантитовые с пиритом; 5) кварцевые и барит-кварцевые с полиминеральной вкрапленностью сульфидов; 6) кварц-карбонатные с полиминеральной вкрапленностью сульфидов; 7) кальцит-халькопирит-пиритовые. Характерно, что в жилах и прожилках полиминерального состава, где кроме пирита в значительных количествах присутствует еще не менее 2—3 рудных или нерудных минералов (халькопирит, блеклая руда, кальцит, барит, кварц), параллельношестововатым строением обладает только пирит. Наряду с параллельношестоватыми агрегатами в таких прожилках иногда встречаются и зернистые выделения пирита. В отдельных случаях на выклинках тончайших жилочек наблюдаются постепенные переходы параллельношестоватых агрегатов пирита в зернистые. Основные особенности выделенных типов жил и прожилков, включая их структурное положение в разрезе месторождения, сводятся к следующему.

Мономинеральные прожилки, состоящие только из шестоватого пирита, являются редкостью. Их мощность достигает 1 см, а по протяженности они редко превышают первые десятки сантиметров. Шестики пирита обычно параллельны между собой, иногда слабо изогнуты и постоянно (во всех типах выделенных на месторождении жил с шестоватым пиритом) ориентированы перпендикулярно зальбандам прожилков. Эти прожилки обычно встречаются на флагах месторождения и секут руды пиритового, халькопирит-пиритового, а иногда и халькопирит-сфалерит-пиритового состава.

Жилы халькопирит-пиритового состава секут сплошные халькопирит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды. Мощность их достигает 2—5 см. Жилы имеют северо-западное простирание с крутым северо-восточным падением. По элементам залегания представляется возможным выделить 3 серии описываемых жил: а) простирание 295—300° с северо-восточным падением под углами 70—75°; б) простирание 305—310° с северо-восточным падением под углами 42—74°; в) простирание 340° с северо-восточным падением под углом около 40°. В составе жил в незначительном количестве встречаются кварц, барит (до 1—3%), иногда тонкие жилочки или гнездовые скопления блеклой руды и единичные зерна светлого с желтоватым оттенком сфалерита(клейофана). Количественные соотношения между халькопиритом и шестоватым пиритом колеблются в значительных пределах. Для последнего характерно большое разнообразие форм и размеров выделения. Это и прямолинейные жилки в составе общей жилы, состоящие из крупных субпараллельных шестиков пирита, и веерообразные агрегаты, образованные широкими (до 1,5—2 мм) мечевидными кристалликами пирита, а иногда даже своеобразные ажурные образования, поражающие тонкостью рисунка (рис. 1). Возрастные взаимоотношения между шестоватым пиритом и халькопиритом противоречивы. Иногда тонкие жилочки шестоватого пирита секут зернистые агрегаты крупнокристаллического халькопирита. В других случаях щетки шестоватого пирита нарастают на зернистые агрегаты халькопирита.

Описываемые жилы в пространстве тесно ассоциируют с различными по минеральному составу кварц-сульфидными жилами с параллельношестоватым пиритом, иногда постепенно переходят друг в друга. Но только в редких случаях наблюдались пересечения халькопирит-пиритовых жил существенно кварцевыми с шестоватым пиритом.

Кварц-халькопирит-пиритовые жилы являются, пожалуй, наиболее распространенными среди всех перечисленных типов жил с шестоватым пиритом. Они секут сплошные халькопирит-пиритовые

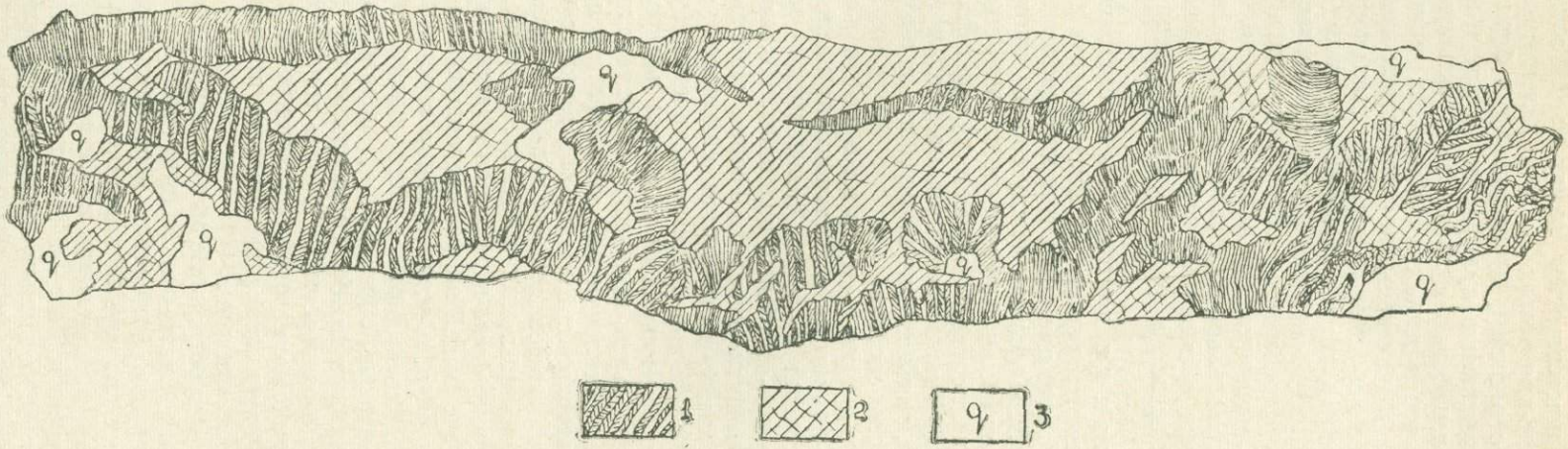


Рис. 1. Особенности строения сульфидной жилы с параллельношестоватым пиритом (1) и халькопиритом (2), секущей сплошную халькопирит-сфалерит-пиритовую руду, 3—кварц, карьер, IX уступ в районе профиля 7. Штуф в нат. вел. Зарисовка П. И. Пирожка, 1964.

и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды в виде единичных рассредоточенных жил или образуют пучки сближенных субпараллельных жил. В местах интенсивного дробления руд наблюдается сложное штокверкоподобное ветвление жил. Господствующим простиранием жил является северо-западное (295 — 330°) с крутым северо-восточным падением: от 40 — 75° до вертикального. Располагающиеся вблизи описываемых жил трещины в рудах северо-восточного простирания (аз. 20 — 45°) с бороздами и штрихами скольжения оказываются совершенно «сухими» и являются, вероятно, более поздними. Мощность описываемых жил колеблется от единиц до 20—25 см, в среднем составляя около 3 — 5 см. Прослеженная длина жил достигает многих десятков метров. За пределами рудной залежи (со стороны ее висячего и лежачего боков) кварцевые жилы с халькопиритом и шестоватым пиритом, выходя во вмещающие породы, выклиниваются уже на расстоянии первых метров или даже нескольких десятков сантиметров.

Главными минералами жил являются кварц (обычно преобладает), крупнозернистый халькопирит и шестоватый пирит. Общее содержание сульфидов и количественные соотношения между каждым из минералов колеблются в очень больших пределах. Иногда в жилах в незначительном количестве присутствует блеклая руда, которая по отношению к халькопириту и пириту ведет себя как более поздний минерал, а также встречаются редкие кристаллики медово-желтого сфалерита.

В пределах описываемых жил шестоватый пирит наблюдается в виде различной мощности ветвящихся прожилков и розетковидных скоплений, которые встречаются по всему сечению кварцевых жил или располагаются в их зальбандах на контакте кварца и сплошных колчеданных руд. Иногда апофизы мономинеральных прожилков шестоватого пирита отходят от контакта с кварцевыми жилами и прослеживаются в массивных колчеданных рудах на расстоянии до 15—20 см. Шестики пирита постоянно ориентированы перпендикулярно стенкам трещин, выполненных серовато-белым или белым кварцем. Размеры кристалликов-шестиков по высоте колеблются от 2—3 до 25—35 мм, в среднем составляя около 4 — 5 мм. В сечении, перпендикулярном длине оси, шестики пирита иногда имеют форму деформированных прямоугольников и ромбиков с размерами до 1,5—2 мм. Чаще это неправильные формы, о чем подробнее будет сказано ниже. Вершины шестков редко оканчиваются выпуклой (закругленной) поверхностью, чаще это поверхность плоская или ступенчатая в зависимости от микрорельефа стенок трещины. Описываемые жилы встречаются в пределах всего месторождения, но наиболее распространены они в центральной части рудной залежи.

Характерной особенностью кварц-халькопирит-пиритовых жил является наличие в них иногда мелких ксенолитов сплошных халькопирит-пиритовых и халькопирит-сфалерит-пиритовых руд, пересекаемых жилами (рис. 2). Обычно ксенолиты хорошо сохраняют свою остроугольную форму, также отсутствуют явные признаки их перекристаллизации, растворения или разъедания. Приведенные данные могут свидетельствовать о малых расстояниях транспортировки ксенолитов сплошных руд в условиях свободного заполнения жильным веществом открытой или постепенно открывающейся трещины. Наблюдения показывают, что наличие в жилах ксенолитов сплошных колчеданных руд, их размеры, формы и состав обычно не оказывают какого-либо влияния на морфологию агрегатов шестоватого пирита, размеры и ориентировку шестиков.

Значительно реже встречающиеся кварц-теннантитовые жилы с шестоватым пиритом, где содержание блеклой руды в жилах повышается до 60—70%, а количество шестоватого пирита обычно

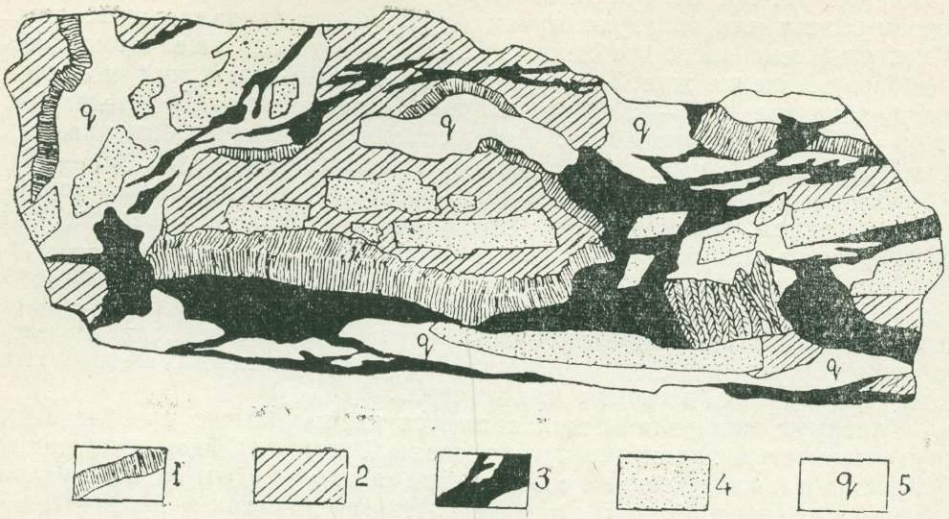


Рис. 2. Особенности строения кварц-сульфидной жилы, секущей сплошные халькопирит-пиритовые и халькопирит-сфалерит-пиритовые руды. *1* — параллельношестоватый пирит, *2*— халькопирит, *3*— блеклая руда, *4*— ксенолиты сплошной халькопирит-пиритовой руды, пересекаемой жилой, *5*—кварц, карьер, X уступ в районе 11 профиля. Штуф в нат. вел. Зарисовка П. И. Пирожка, 1967 г.

не превышает 2—5%. Почти постоянно в незначительных количествах присутствует халькопирит (до 1%). Пробирным анализом в блеклой руде из этих жил установлено свыше 600 г/т серебра.

Кварцевые и барит-кварцевые жилы с полисульфидной минерализацией периодически встречаются в пределах всего месторождения и секут сплошные руды халькопирит-пиритового и халькопирит-сфалерит-пиритового состава. Мощность жил не превышает 2—3 см, простирание их субширотное, северо-западное и северо-восточное, падение от 35—40° до субвертикального. Из сульфидов в составе жил в переменных количествах присутствуют халькопирит, шестоватый пирит, блеклая руда и галенит. Иногда устанавливается зависимость минерального состава жил от их структурного положения в пространстве, т. е. от простирания и падения. Так, в жилах северо-западного простирания отсутствует галенит, а в жилах широтного и северо-восточного простирания — блеклая руда. Кроме того, в жилах с различным простиранием сильно колеблются количественные соотношения между халькопиритом и шестоватым пиритом.

Отмеченные особенности могут быть следствием разновременного формирования качественно различающихся минеральных ассоциаций, слагающих описываемые жилы различного направления, хотя прямых пересечений этих жил не наблюдалось.

Кварц-карбонатные жилы с полисульфидной минерализацией пространственно связаны с постколчеданной дайкой габбро-диорита и наблюдались на северных уступах карьера и в подземных выработках в центральной части месторождения. Из сульфидов постоянно присутствуют халькопирит, шестоватый пирит, галенит, блеклая руда. Описываемые жилы располагаются в самой дайке, реже прослеживаются по контакту с колчеданными рудами различного состава или наблюдаются в последних на незначительном удалении от дайки (до первых десятков метров).

Количество сульфидов в жилах этого типа редко превышает единицы или первые десятки процентов. Пирит часто короткошестоватый (длина шестиков до 2—3 мм), образует ветвящиеся прожилки, рассекающие зернистые агрегаты халькопирита или располагается по контакту последнего с нерудными минералами в пределах общей жилы (рис. 3). Среди халькопирита встречаются правильные кристаллики кварца, обрастающие каемками пирита, шестики которого всегда ориентированы перпендикулярно граням кристалликов кварца (см. рис. 3). Иногда халькопирит обладает грубопластинчатым строением внешне несколько напоминая параллельношестоватые агрегаты. Однако при более детальном рассмотрении легко увидеть, что халькопирит разбит серией субпараллельных трещин деформации, которые нередко выполнены пленочками и тончайшими корочками гипергенного гипса и ковеллина.

В одной из жил описываемого типа, располагающейся в зоне контакта дайки габбро-диорита и сплошной колчеданной руды, встречены остроугольные и параллелепипедальные ксенолиты сплошной халькопирит-пиритовой руды и хлоритизированных габбро-диоритов из приконтактовых частей дайки. На рудных ксенолитах не установлено сколько-нибудь существенных признаков разъедания (растворения) и метаморфической перекристаллизации сульфидов.

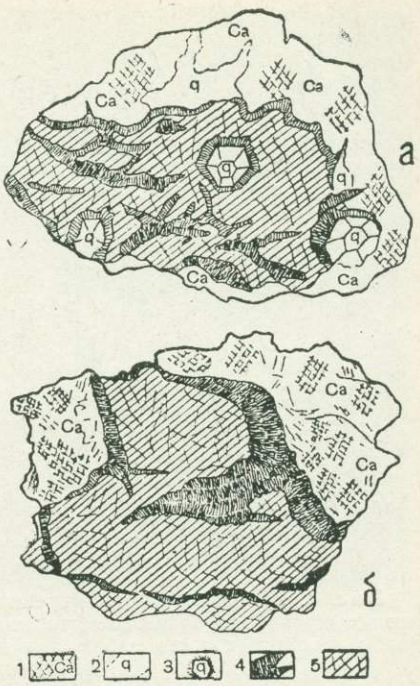


Рис. 3. Взаимоотношение тонкошестоватого пирита и халькопирита в кварц-карбонатной жиле, залегающей на контакте висячего бока дайки габбро-диорита со сплошной халькопирит-пиритовой рудой. *1* — желтовато-белый кальцит, *2* — мелкозернистый белый кварц, *3* — кристаллы кварца, окаймленные тонкошестоватым пиритом, *4* — тонкошестоватый пирит, *5* — грубопластинчатый агрегат халькопирита, в трещинах которого расположены пленочки ковеллина и гипса.

а—короткие прожилки шестоватого *пирита, рассекающие и окаймляющие* халькопиритовый агрегат, *б* — характер ориентировки и деформации тонких параллельных шестиков пирита. Штуфы: *а*— уменьш. 2, *б* — нат. вел. Зарисовка П. И. Пирожка, 1962 г.

Кальцит-халькопирит-пиритовые жилы являются наиболее редкими среди остальных типов жил. Они фиксируют небольшое нарушение северо-западного простирания с крутым северо-восточным падением в северной части месторождения. Сульфиды в пределах описываемых жил наблюдаются в виде незакономерно расположенных в сечении жилы коротких и редких прожилков. Общее количество сульфидов не превышает 2—3% объема жил. Шестоватый пирит в виде тонких прожилков рассекает зернистые агрегаты халькопирита или находится в зоне контакта халькопирита с кальцитом.

Для всех слагающих описанные жилы и прожилки минералов, кроме пирита и в особенности халькопирита и блеклой руды, характерны крупно- и грубозернистые аллотриоморфные агрегаты с преобладанием разнозернистых структур, где отсутствуют отчетливые признаки перекристаллизации и метаморфической перегруппировки вещества. Следовательно, отсутствие зонального строения шестоватых агрегатов пирита

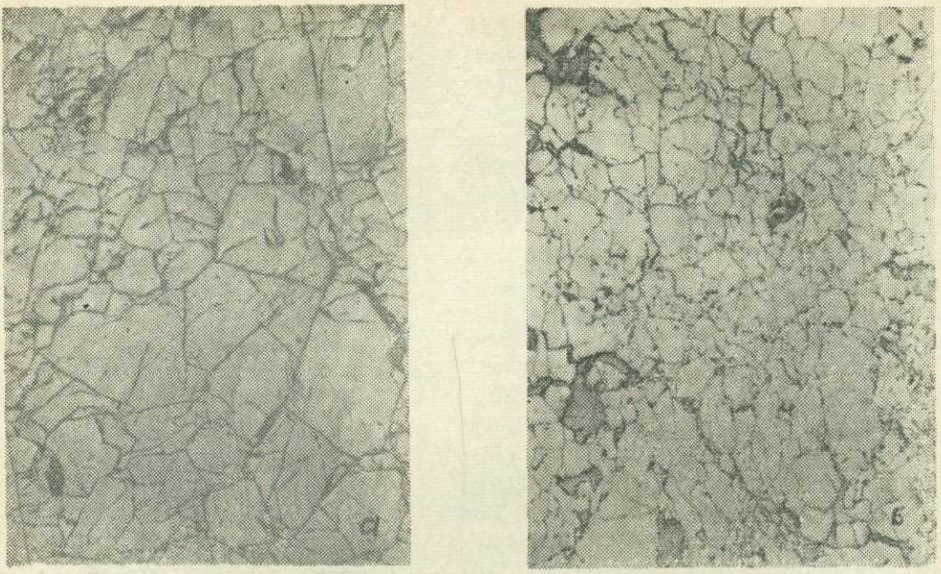


Рис. 4. Различные формы (преимущественно неправильные и изометричные) поперечных сечений параллельношестоватых агрегатов пирита (белое). В зонах контакта между шестиками часто наблюдаются тончайшие корочки халькопирита (серое). Полированный шлиф, увел. 45.

в их поперечном и продольном сечениях вряд ли можно объяснить процессами метаморфизма. При электролитическом травлении шестоватого пирита последний или затравливается, или в нем выявляются своеобразные губчатые структуры. В то же время в окружающих прожилки колчеданных рудах пирит обнаруживает отчетливое зональное строение. Отмеченные особенности являются, вероятно, следствием различных физико-химических (включая термодинамические) условий формирования шестоватого и зернистого пирита из колчеданных руд.

В то же время для Учалинского месторождения характерно проявление в послеколчеданную эпоху интенсивного метаморфизма руд вплоть до появления значительных скоплений регенерированных халькопиритовых, халькопирит-борнитовых и существенно борнитовых руд (Пшеничный, Пирожок, 1970). Отмеченные особенности позволяют предполагать послеметаморфический возраст всех типов жил с параллельношестоватым пиритом. Однако здесь все еще необходимы поиски дополнительных критериев возрастных взаимоотношений послеколчеданного метаморфизма и секущих колчеданные руды жил с параллельношестоватым пиритом.

Контакты всех без исключения жил и прожилков с вмещающими рудами и породами резкие. В мономинеральных пиритовых прожилках обе стенки трещинной полости, как правило, изоконтурны друг другу, чего обычно не наблюдается в полиминеральных жилах и прожилках. Однако в пределах последних трещинные полости прожилков самого шестоватого пирита также изоконтурны. Контакты этих прожилков очень резкие даже в том случае, если они секут существенно пиритовые агрегаты.

В поперечном сечении для параллельношестоватых агрегатов пирита обычно характерны неравномернозернистые аллотриоморфные либо гранобластические структуры (рис. 4), где промежутки между отдельными шестиками часто выполнены тончайшими пленочками и корочками халькопирита. Последний почти постоянно присутствует даже в мономинераль-

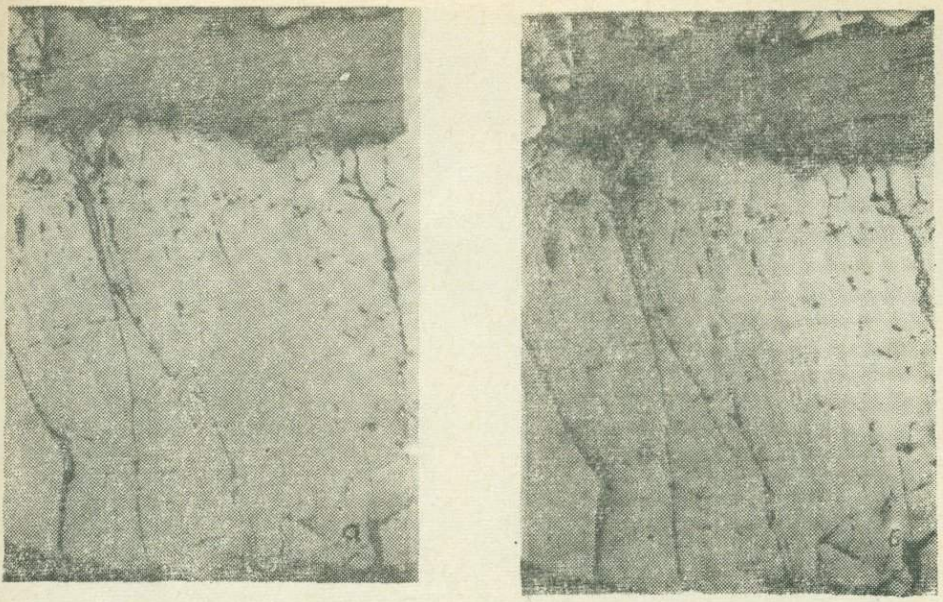
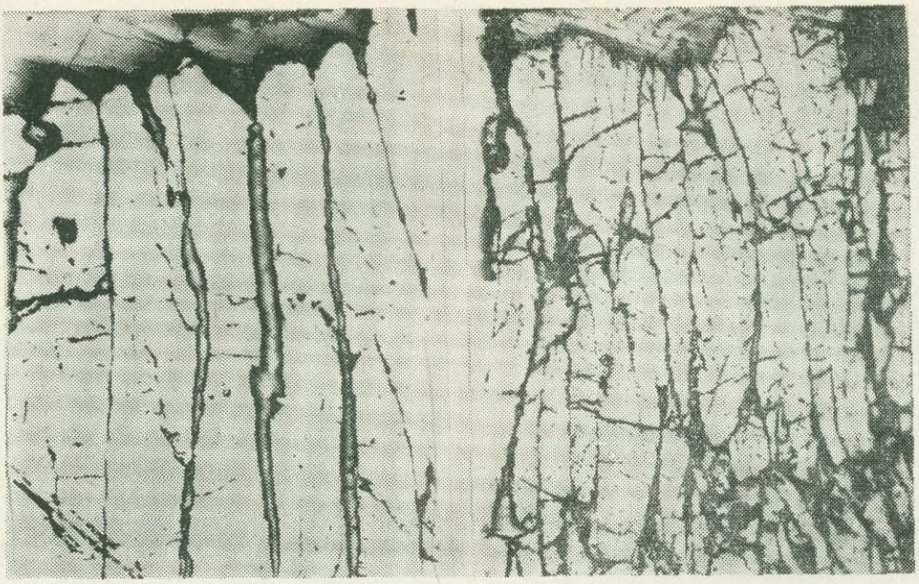


Рис. 5. *Участок щетки параллельношестоватого пирита. Границы между шестиками припаяны (а) и отдельные шестики в продольном сечении при обычных условиях наблюдения почти не различаются. Однако при косом освещении и затянутой апертурной диафрагме хорошо видны извилистые тонкие шестики, сложенные пиритом$_1$ и пиритом$_2$ (б).* Серое — халькопирит. Полированный шлиф, увел. 45.

ных пиритовых прожилках. Шестики в плоскости своего удлинения иногда отделены типичными индукционными поверхностями, значительно чаще это поверхности очень сложной извилистой формы.

Отсутствие зонального строения параллельношестоватого пирита в сочетании с практически полным отсутствием четко выраженных кристаллографических очертаний в его зернах и шестиках сильно затрудняет или даже делает почти невозможным определение кристаллографической ориентировки шестиков. Судя по наличию или отсутствию в основании параллельношестоватых агрегатов зон геометрического отбора, а также по другим косвенным признакам можно предположить, что на Учалинском месторождении встречаются параллельношестоватые агрегаты первого и второго рода (по Д. П. Григорьеву), т. е. агрегаты с закономерной кристаллографической ориентировкой шестиков относительно их удлинения и без закономерной кристаллографической ориентировки.

Характерна следующая деталь. Отдельные шестики пирита, а иногда целые их агрегаты, в поперечном и продольном сечениях состоят из двух разновидностей пирита, различающихся между собою по оптическим и некоторым физическим свойствам (цвет, отражение, твердость — рис. 5). Ранее подобные образования на примере Сибайского месторождения были условно названы как пирит$_1$ и пирит$_2$ (Пшеничный, 1970). Отсутствие отчетливо выраженных признаков динамического или динамотермального метаморфизма сульфидов, слагающих описываемые прожилки (халькопирит, блеклая руда, частично зернистый пирит) не позволяет рассматривать пирит$_2$ (более твердый) как продукт метаморфизма пирита$_1$, как это имеет место на Сибайском месторождении в зоне экзоконтакта с послерудной дайкой габбро-диабаза. В данном случае это, скорее, результат взаимодействия более поздних сульфидоносных растворов с ранее отложенным параллельношестоватым пиритом$_1$ (частичное его разъедание, растворение зон контакта между шестиками и отложение новой генерации шестоватого пирита$_2$).



Р и с. 6. Особенности морфологии шестиков пирита в верхней части щетки. На левом снимке головки некоторых шестиков имеют идиоморфные друзовые очертания. На правом снимке в основании четковиднорасположенных шестиков пирита видна маломощная зонка геометрического отбора. Полированный шлиф, увел. 45.

В мономинеральных пиритовых жилках высота шестиков пирита чаще соответствует мощности прожилков. Однако встречаются участки, где со стороны лежачего и висячего боков прожилков друг другу навстречу располагаются две щетки параллельношестоватого пирита (друзы нарастания по Д. П. Григорьеву и М. Д. Капитонову, 1953), которые почти смыкаются в центральной части прожилков, разделяясь лишь узкими полосками других минералов (чаще халькопирита). Головки шестиков пирита в этих случаях часто имеют отчетливо выраженные идиоморфные друзовые очертания (рис. 6, *а, б*). По форме шестики бывают прямолинейны с равновеликой их толщиной и несколько изогнутые, иногда даже с линзовидными очертаниями. Встречаются монокристальные шестики и шестики, состоящие из нескольких четковиднорасположенных сильно удлиненных зерен пирита. В основании последних иногда видна маломощная зонка геометрического отбора (рис. 6, *б*).

Значительно большей сложностью характеризуется морфология шестиков пирита в полиминеральных жилах. Здесь параллельношестоватый пирит наблюдается в виде серий параллельносближенных или ветвящихся мономинеральных прожилков среди других рудных и нерудных минералов или образует скопления неправильной или изометричной формы.

В одной из жил в участке мощного (до 25—30 мм) макроскопически однородного прожилка шестоватого пирита установлены следующие детали внутреннего строения. Прожилок состоит из серии ветвящихся маломощных (до 4—7 мм) щеток шестоватого пирита, которые соприкасаются между собою, составляя как бы четковидное продолжение единых шестиков, или разделены небольшими полями халькопирита. По простиранию щетки изменяются в толщине в меньшую или большую стороны, выклиниваются или сливаются в одну более мощную щетку. Кроме описанных выше морфологических особенностей шестиков здесь встречаются участки с типичными S-образными и дугообразно изогнутыми шестиками, а также вееро- и спиралеобразные их агрегаты (рис. 7). Среди зернистых агрегатов халькопирита встречаются отдельные блоки или



Рис. 7. Сложные формы шестиков в неправильных шестоватых агрегатах пирита. Левый снимок: среди халькопирита (серое) видны S-образные шестики пирита. Правый снимок — причудливой, частично спиралевидной формы агрегат шестоватого пирита. Серое—халькопирит. Полированный шлиф. увел. 45.

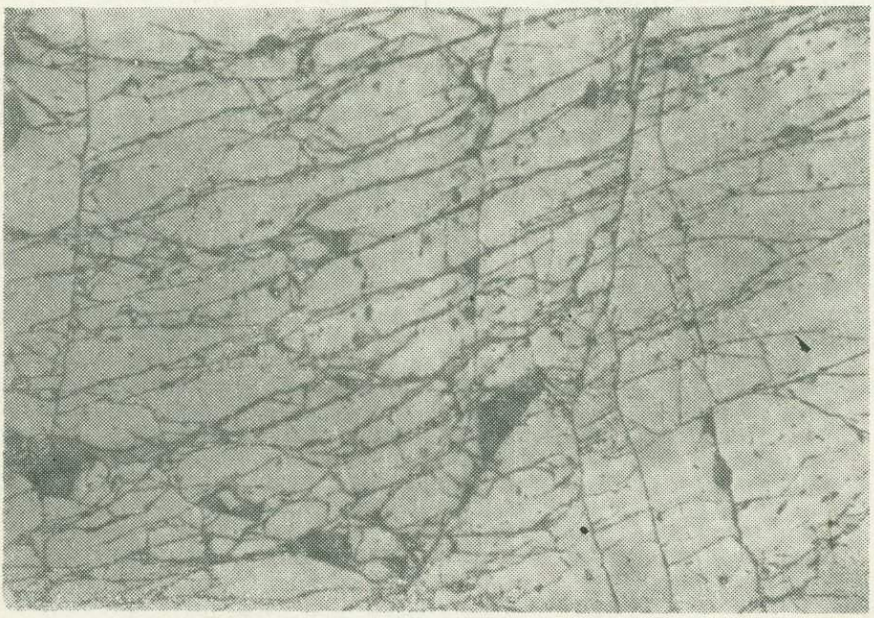


Рис. 8. Центральные части крупных шестиков пирита (контакты между шестиками субвертикальные на снимке), в поперечном направлении пересекаются густой серией трещин с образованием катакластической шестоватости второго порядка. Полированный шлиф, увел. 45.

участки параллельношестоватого пирита, где шестики ориентированы под углом к плоскости щетки. Это свидетельствует о дроблении щеток параллельношестоватого пирита, повороте в пространстве отторгнутых участков и блоков и последующей цементации их халькопиритом.

В описываемом участке интенсивно проявлены также хрупкие деформации шестиков пирита, выражающиеся в появлении местами серии субпареллельных ветвящихся трещин, ориентированных под углом 45—50° к плоскости шестиков. На рис. 8 отражена густая серия таких трещин, которые пересекая толстые шестики пирита создают ложную картину появления почти поперек ориентированных четковидных мелких шестиков второго порядка. Чаще же эти трещинки более редки и подобных ложных картин не возникает (рис. 9).

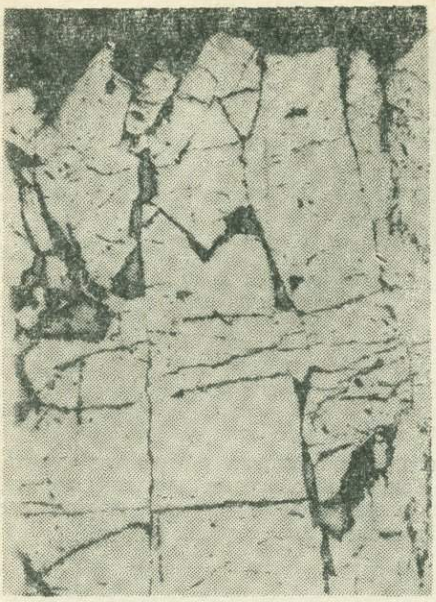


Рис. 9. Редкие поперечные трещины в крупных шестиках пирита. Черное — нерудные минералы и выбоинки. Снимок сделан вблизи участка, показанного на рис. 8 (несколько мм от него). Полированный шлиф, увел. 45.

Особый интерес представляет то, что в описываемом участке жилы полиминерального состава встречаются агрегаты пирита, образующего шестоватую структуру без закономерной кристаллографической ориентировки и с закономерной кристаллографической ориентировкой с наличием зон геометрического отбора. Отмеченные особенности свидетельствуют о сложной и продолжительной тектонической истории формирования и жизни некоторых жил.

Некоторые особенности геохимии шестоватого пирита сводятся к следующему. В табл. 1 приведены данные по изотопному составу серы 4 проб шестоватого пирита, выделенного из различных типов жил и прожилков, ассоциирующих с ним халькопирита и блеклой руды, а также мелкозернистого пирита из сплошной колчеданной руды, пересекаемой этими жилами.

Из табл. 1 следует, что шестоватый пирит постоянно обогащен тяжелым изотопом серы ($+\delta S^{34}$) не только по сравнению с сульфидами, находящимися с ним в парагенезисе (халькопирит, блеклая руда), но также по сравнению с пиритом из вмещающих колчеданных руд. Менее информативными на первый взгляд являются результаты химических анализов

Таблица 1

Изотопный состав серы (δS^{34} ‰) сульфидов из жил и прожилков и пересекаемой ими колчеданной руды (мелкозернистый пирит)

Пробы	Минерал			
	пирит шестоват.	пирит зернист.	халькопирит	блеклая руда
8у	+5,1	—11,5	—2,5	
415	+2,9	+2,3	+2,25*	+0,7
2у	+2,3		+1,6	
33б	—0,8		—2,5	

*Среднее по двум значениям.

(включая рассеянные элементы и другие примеси) концентратов шестоватого пирита и тонкозернистого пирита из сплошных колчеданных руд, пересекаемых различными типами жил и прожилков с шестоватым пиритом (табл. 2).

Однако более детальный анализ табл. 2 позволяет сделать следующие выводы. Шестоватый пирит очень беден благородными металлами (золотом и серебром) по сравнению с тонкозернистым пиритом из колчеданной руды, что обычно бывает характерно при метаморфической регенерации сульфидов. В то же время находящаяся в парагенезисе с шестоватым пиритом блеклая руда постоянно обогащена благородными

Таблица 2

Распределение главных и рассеянных элементов в концентратах шестоватого пирита из жил и зернистого пирита из пересекаемых ими колчеданных руд

№ проб	Минерал	Cu	Zn	S	Fe	Pb	Au	Ag	Se	Te	Ga	Ge	Bi	In	Tl	Cd	Se: Te
415/1	$Пирит_{ш}$	6,23	0,04	49,43	42,14	0,05			6	5	7	8	10	22	2	н. о	1,2:1
415/3	$Пирит_{з}$	6,43	0,01	48,97	41,72	0,12			10	77	н. о	3,5	20	3	2,5	10	1:7
8у/1	$Пирит_{ш}$	4,26	0,06	48,7		0,06	н. о	2,0	63	16							4:1
8у/4	$Пирит_{з}$	3,40	0,10	49,8		0,10	1,4	15,8	30	43							1:1,4

Примечание. 1. Содержания Cu, Zn, Pb, S, Fe — в %, остальных элементов — в г/т. 2. Пробы 415/1 и 415/3 проанализированы в химической лаборатории БТГУ; пробы 8у/1 и 8у/2 — в химической лаборатории Учалинского ГОК, аналитик Н. И. Карачева. 3. Высокие содержания в концентратах пирита меди обусловлены очень тонкими механическими примесями халькопирита.

металлами при отсутствии по данным микроскопических исследований собственных минеральных форм золота и серебра. Так, содержание серебра в отдельных пробах блеклой руды превышает 600 г/т.

Несколько сложнее выглядит картина распределения между шестоватым и зернистым пиритом селена и теллура. Но если обратиться к отношению Se: Te, то достаточно четко видно закономерное увеличение содержаний селена по отношению к теллуру при переходе от концентратов зернистого пирита к шестоватому. Поведение остальных рассеянных элементов различно. Содержания висмута, таллия и кадмия несколько снижаются в шестоватом пирите по сравнению с зернистым, а индий, галлий и германий накапливаются в шестоватом пирите. Свинец, цинк и в особенности медь во всех анализировавшихся концентратах пирита присутствуют в основном за счет механических примесей, от которых не удалось избавиться при подготовке проб.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Минеральный состав всех типов жил с параллельношестоватым пиритом не зависит от состава пересекаемых ими минеральных типов руд и рудовмещающих пород, что исключает их метаморфогенную природу. Об этом свидетельствует также отсутствие отчетливых признаков перекристаллизации и метаморфической перегруппировки слагающих жилы сульфидов.

Все жилы с шестоватым пиритом образовались путем выполнения трещин разрыва минералами, отложившимися из гидротермальных растворов (вероятно истинных), привнесших кремнезем, кальций, барий, железо, серу, медь, свинец, мышьяк, сурьму, золото, серебро и частично комплекс рассеянных элементов.

Концентрации цинка в растворах были незначительны и он весь вошел в качестве изоморфной примеси в блеклые руды. Новообразований сфалерита в жилах нет даже в том случае, когда они секут колчеданные руды с высоким содержанием сфалерита.

Параллельношестоватый пирит значительно обеднен по сравнению с пересекаемыми им колчеданными рудами и зернистым пиритом золотом и серебром, а также отличается от них изменением отношений Se: Te в пользу селена.

При электролитическом травлении шестоватый пирит не обнаруживает зонального строения, что отличает его от неметаморфизованных пиритов колчеданных руд.

Установлена зависимость минерального состава жил от закономерностей их распределения в пространстве. Максимальное количество кварцевых жил с сульфидами приурочено к диагональным трещинам разрыва в центральной части рудной залежи, а кварц-карбонатные и карбонатные жилы с сульфидами тяготеют к флангам рудной залежи и частично к постколчеданным дайкам габбро-диоритов.

Все типы жил с параллельношестоватым пиритом моложе колчеданного этапа рудообразования. Они парагенетически связаны с минерализацией золото-полиметаллического этапа нижнекарбонового металлогенетического цикла.

Главная фаза послеколчеданного метаморфизма руд завершилась, вероятно, до начала золото-полиметаллического этапа минералообразования, в связи с чем все типы жил с параллельношестоватым пиритом остались неметаморфизованными. Последние испытали лишь слабые проявления кластических деформаций.

Тектоническая история формирования, становления и дальнейшей жизни многих типов жил с шестоватым пиритом была очень сложной и

продолжительной. Трещины разрыва неоднократно подновлялись во времени с последующей их цементацией халькопиритом, блеклой рудой и новыми генерациями шестового пирита. Иногда трещины по мере своего развития испытывали даже сколовые деформации, о чем свидетельствует разрушение параллельношестоватых агрегатов.

Большое разнообразие жил с шестоватым пиритом по их минеральному составу, а также направлений трещиноватости в колчеданных рудах, фиксируемых этими жилами, свидетельствуют о сравнительной продолжительности процессов минералообразования золото-полиметаллического этапа послеколчеданной эпохи, на протяжении которого произошло последовательное формирование серии разновременных минеральных ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

Бережкова Г. В. Нитевидные кристаллы. М., «Наука», 1969.

Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского рудного поля.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 37.

Бородаевская М. Б., Петровская Н. В., Нафиков У. С., Пирожок П. И., Курбанов Н. К. К вопросу о генезисе так называемых рудных «галек» из Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал).— Труды ЦНИГРИ, 1962, вып. 43.

Бородаевская М. Б., Пирожок П. И., Курбанов Н. К., Нафиков У. С. Возрастные соотношения даек и колчеданных руд в Учалинском рудном поле (Южный Урал).— «Геол. строение некоторых колчеданных месторож.».— Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 67.

Вахромеев И. С., Мосеева Е. А. Об условиях залегания слоистых вулканогенно-осадочных пород висячего бока Учалинского месторождения и о рудных включениях в них.— «Вопросы геол. и происхож. колч. местор. Урала». Труды ГГИ УФАН, 1959, вып. 43.

Григорьев Д. П. Генерации и зарождения минералов.— «Мин. сб. Львовск. геол. общ-ва», № 3. 1949.

Григорьев Д. П. Как образуются друзы минералов? — «Природа», 1947, № 9.

Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах.— Зап. ВМО, ч. 83, вып. 3, 1954.

Григорьев Д. П., Матвеева И. Н. О параллельношестоватом кальците из зеленокаменных пород Березовского золоторудного месторождения на Урале.— «Изв. вузов, сер. геол. и разв.», 1960, № 7.

Григорьев Д. П., Капитонов М. Д. Два типа друз минералов.— ДАН СССР, т. 89, № 3, 1953.

Григорьев Д. П., Гамзулова И. Я. Параллельношестоватый кварц с верховьев Аварского Койсу в Дагестане.— ДАН СССР, т. 101, № 2, 1955.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., «Наука», 1975.

Жабин А. Г. Морфология и генезис параллельношестоватых агрегатов минералов.— Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, ч. 87, 1958, № 5.

Заварицкий А. Н. О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1943.

Петровская Н. В., Касьянов А. В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале.— Труды ЦНИГРИ, 1960, вып. 37.

Прахова Е. В. Строение и формирование агрегатов пирита в колчеданных рудах Урала (на примере Учалинского и других колчеданных месторождений).— «Формирование руд колч. месторожд. Урала». Труды ИГиГ УФАН СССР, 1969, вып. 80.

Пшеничный Г. Н. Изменение микротвердости пирита под воздействием контактового метаморфизма сульфидных руд послерудной дайкой.—«Геол., минералогия и геохимия сульф. местор. Ю. Урала». Вопр. геол. вост. окр. Русск. платф. и Ю. Урала, вып. 10. Уфа, 1970.

Пшеничный Г. Н., Пирожок П. И. Халькопирит-борнитовая минерализация Учалинского медноколчеданного месторождения и некоторые вопросы ее происхождения (Южный Урал). «Геол., минералогия и геохимия сульф. местор. Южного Урала». Вопр. геол. вост. окр. Русск. платф. и Ю. Урала, вып. 10. Уфа, 1970.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала.— «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.

Mügge O. Zur Kenntnis haarförmiger kristalle. Neue Jahrb., 11, 1913.

Mügge O. Über die Entstehung fasiger Minerale und ihrer Aggregationsformen. Neue Jahrb., B—B, A, 1928.

Н. А. АНДРИЯНОВА

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА УЗЕЛЬГИНСКОМ МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

(по данным термометрии)

Узельгинское месторождение расположено в центральной части Учалинско-Александринской структурно-формационной зоны Магнитогорского мегасинклинория, сложенной породами вулканогенной дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и флишоидной вулканогенно-осадочной карбонатно-кремнисто-обломочной среднедевонских формаций. В разрезе месторождения (снизу вверх) выделяются следующие толщи: а) миндалекаменные порфириты и афириты базальтового состава с прослоями их лавобрекчий; б) кварцевые порфириты липаритового состава, липарито-дацитовые порфириты и их туфы; в) рифовые известняки; г) кремнистые сланцы, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты; д) туфобрекчии, лафобрекчии, в меньшей мере лавы пироксен-плагиоклазовых порфиритов. На площади месторождения широко распространены субвулканические породы кислого состава: липаритовые порфиры, андезито-дацитовые порфириты, магматогенно-эксплозивные брекчии, играющие рудоконтролирующую роль.

Вмещающие породы претерпели околорудные гидротермально-метасоматические преобразования, генетически связанные с процессом колчеданного рудоотложения. По Г. Н. Пшеничному, общая схема метасоматической зональности от рудных тел к периферии представляется в следующем виде: 1) рудный метасоматит (сплошные и прожилково-вкрапленные руды); 2) серицит-кварцевые метасоматиты; 3) хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты; 4) хлорититы; 5) пирофиллитовые породы; 6) частично серицитизированные породы; 7) окварцованные породы; 8) окварцованные и хлоритизированные породы; 9) эпидотизированные породы; 10) гематитизированные породы; 11) магнезиально-железистая карбонатизация.

Рудные тела представлены сплошными, в меньшей степени прожилково-вкрапленными серноколчеданными, медисто-цинковистыми и цинковисто-колчеданными рудами. Главные рудные минералы (количественно ведущие) — пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные —пирротин, блеклая руда, галенит и др.

По Г. Н. Пшеничному, главнейшими минеральными ассоциациями на месторождении являются следующие:

I — раннепиритовые: 1) кварц-пиритовая, 2) хлорит-пиритовая, 3) кварц-карбонат-пиритовая;

II — продуктивные ассоциации: 4) халькопирит-пиритовая с кварцем и карбонатами, 5) халькопирит-сфалерит-пиритовая с карбонатами, 6) сфалерит-барит-пиритовая, 7) галенит-теннантитовая, 8) пирит-теннантитовая, 9) поздне-и послерудные кварц-барит-карбонатные ассоциации с сульфидами, 10) серия кварц-барит-карбонатных безрудных ассоциаций, в некоторых из них отмечается флюорит.

Особое место на месторождении занимает пирротиновая минерализация и связанные с ней поздняя халькопиритовая минерализация и магнезиально-железистая карбонатизация.

Изучение температур минералообразования на Узельгинском месторождении осуществлялось методом гомогенизации газово-жидких включений в минералах. Предполагалось, что следы деятельности минералообразующих растворов законсервированы как во вновь образованных минералах, так и в рудовмещающей среде, подвергшейся воздействию гидротерм.

Для сопоставительного анализа изучены включения в прозрачных и полупрозрачных минералах пород: а) не затронутых гидротермально-метасоматическими изменениями, б) гидротермально-метасоматически измененных; в) рудных минеральных ассоциаций и г) в нерудных минералах пострудных прожилков. Исследовались кварц, кальцит, барит, сфалерит (клейофан), сидерит. Изучение агрегатного состава, морфологии включений и их особенностей распределения в минерале проводилось в тонких сколах минералов, которые просматривались под микроскопом при увеличении до 600 раз.

В минералах Узельгинского месторождения включения относятся к жидким (ЖВ) однофазовым и газово-жидким (ГЖВ) двухфазовым. Преобладают ГЖВ. Размеры их укладываются в интервал от сотых до тысячных долей миллиметра, газового пузырька — в тысячные и десятитысячные доли. Форма разнообразная, но чаще овальная, реже повторяет форму негативного кристалла, еще реже—трубчатая и червеобразная. ГЖВ и ЖВ в минералах встречаются и обособленно в кажущемся беспорядке, и в виде цепочек, часто пересекающих друг друга.

ГЖВ в минералах месторождения гомогенизируют в жидкую фазу при температурах от 50 до 310°С. Полученные данные сведены в табл. 1.

В кварце из вкрапленников в неизмененных кварц-плагиоклазовых порфиритах ГЖВ встречаются редко, имеют размеры тысячные доли миллиметра с едва заметным газовым пузырьком, что не позволяет их гомогенизировать. По их агрегатному составу, соотношению фаз и аналогии с включениями подобного типа, но больших размеров, можно лишь предположить, что температуры гомогенизации этих включений будут низкими.

В кварце из вкрапленников кварц-плагиоклазовых порфиритов, частично измененных или же интенсивно измененных, но не минерализованных или со слабой минерализацией пылевидного и тонкозернистого пирита, ГЖВ обнаруживаются очень часто. Газовая фаза составляет от 1/5 до 1/10—1/12 части объема включения. Включения имеют различную форму, исключая кристаллические негативные. Преобладают овальные или вытянутые включения, расположенные как в беспорядке, так и в виде цепочек вдоль трещин залечивания в кристалле. Гомогенизируют они при температуре от 55 до 140°С.

В кварце из вкрапленников кварц-плагиоклазовых порфиритов, интенсивно измененных гидротермально-метасоматическими процессами, интенсивно минерализованных мелкокристаллическим пиритом, ГЖВ по размерам, морфологии, соотношению фаз, характеру расположения в кристалле аналогичны вышеописанным. Температура гомогени-

Таблица 1

Температуры гомогенизации ГЖВ в минералах Узельгинского месторождения

Исследуемый минерал	Минеральная ассоциация или название породы, руды, из которых извлечен минерал	Колич. проб.	Колич. проанализированных ГЖВ	Пределы колебания температур гомогенизации ГЖВ, °С
Кварц	Кварц-плагиоклазовый порфирит, макроскопически гидротермально-метасоматических изменений не отмечается	5		ГЖВ не отмечается
Кварц	кварц-плагиоклазовый порфирит, слабо серицитизирован, окварцован, хлоритизирован, эпидотизирован, гематитизирован	8	26	70—140
Кварц	интенсивно измененные породы, минерализация или отсутствует или представлена редкой вкрапленностью тонкозернистого пирита	8	16	55—140
Кварц	интенсивно измененные и минерализованные пиритом породы	6	34	55—195
Кварц	вкрапленная пиритовая руда	4	44	82—215
Кварц, кальцит	массивная пиритовая руда	4	24	108—220
Сидерит	сидеритовая	5	23	50—215
Кварц	халькопирит-пиритовая	4	32	100—235
Кварц, барит, кальцит, клейофан	халькопирит-сфалерит-пиритовая	6	16	100—225
Барит	кварц-баритовая жильная	3	6	205—310
Кальцит	кварц-карбонатная жильная (редко с флюоритом)	13	33	70—232

зации данных включений от 55 до 195°С, подавляющее большинство ГЖВ гомогенизирует при температуре 160—195°С.

Аналогичны предыдущим по морфологии, размерам, особенностям распределения включения во вкрапленниках кварца из обломочных пород, интенсивно минерализованных пылевидным, мелко- и тонкозернистым пиритом, а также в кварце, находящемся в парагенетической ассоциации с данной генерацией пирита (пиритовая вкрапленная руда). Включения в этих образцах гомогенизируют при температуре 85—125° С. В кварце, парагенетичном с массивной пиритовой рудой, включения гомогенизируют при температуре от 108 до 220°С.

В сидерите ГЖВ имеют размеры в тысячные и сотые доли миллиметра, размер газового пузырька меньше 1/10 части объема включения, форма включений близка к форме негативного кристалла. Включения гомогенизируют при температуре от 50 до 215°С, основная масса — в пределах 120—140°С.

В кварце и кальците, образующих парагенезис с продуктивной минерализацией — халькопиритовой, сфалеритовой, а также с крупно- и грубозернистым пиритом, ГЖВ встречаются часто. Распределены включения в зернах, обычно в беспорядке, реже вдоль граней роста кристалла. Их форма разнообразна, иногда близка к негативному кристаллу. Газовая фаза составляет от 1/4 до 1/10 части объема включения. ГЖВ в кварце и кальците, парагенетически ассоцирующих с халькопиритом и грубозернистым пиритом, гомогенизируют при температуре от 100 до 235°С, а со сфалеритом — от 100 до 255°С.

Следует отметить, что в кварце из кварц-хлорит-пиритового (пирит грубозернистый) прожилка халькопирит-пиритовой минеральной ассоциации в хлоритизированной породе ГЖВ гомогенизирует при температуре 130—231°С.

В барите из кварц-баритовой жильной и кварц-карбонатной минеральной ассоциации обнаруживаются в основном однофазовые ГЖВ, расположенные как вдоль граней роста, так и в беспорядке. Редко встречаются двухфазовые жидко-газовые включения. Форма включений разнообразна, часто близка в прямоугольной с округлыми углами. Газовая фаза составляет от $^1/_2$ до $^1/_5$, реже до $^1/_{10}$ части включения. Включения в барите гомогенизируют в жидкую фазу при температуре от 205 до 310°С.

В кальците кварц-карбонатной жильной ассоциации ГЖВ чаще имеют форму негативного кристалла, расположены в беспорядке. Размер включений составляет от тысячных до сотых долей миллиметра, объем газового пузырька — $<^1/_{10}$ части объема включения. Гомогенизируют эти включения при температуре от 70 до 232°С, основная масса включений — при температуре 100—190°С. В этих же температурных границах становятся однофазными ГЖВ в кальците из кальцит-флюоритовых прожилков.

Следовательно, основная часть околорудных гидротермально-метасоматических изменений (серицитизация, хлоритизация, окварцевание, эпидотизация, гематитизация) на месторождении предшествовала продуктивному оруденению и проходила, вероятно, при температурах до 140°С.

Приведенные температуры гомогенизации ГЖВ прозрачных минералов, находящихся в пространственной и парагенетической ассоциации с рудными минералами, позволяют предположить постепенное повышение температур колчеданного минералообразования от ранних ассоциаций к более поздним продуктивным. Температуры образования рудных минералов близки к 200—260°С.

Минералы послерудной кварц-карбонатной жильной минеральной ассоциации отлагались при температурах до 200—230° С.

Во всех изученных минералах, начиная от предрудных и кончая пострудными минеральными ассоциациями, наряду с ГЖВ с высокой температурой гомогенизации (140—310°С) имеются ГЖВ, температура гомогенизации которых составляет 50—100°С. Природа последних включений пока не ясна.

А. С. БОБОХОВ, А. В. ПАВЛОВ

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ФЕНОКРИСТАЛЛАХ КВАРЦА — ИСТОЧНИК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

В фенокристаллах кварца, являющегося одним из главных породообразующих минералов кислых вулканогенных и гипабиссальных пород, часто наблюдаются капсюлированные включения маточного расплава. Их форма, характер распределения в кристалле, количество, фазовый и химический состав отражают условия роста кристалла и состав, а также состояние окружающего расплава (Ермаков, 1950; Бакуменко, 1970; и др.).

В кварце раннегеосинклинальных порфиров Южного Урала расплавные включения, достигающие иногда размеров 0,25 мм, по времени своей консервации делятся на две группы. Включения первой группы обычно концентрируются в центральных частях фенокристаллов и нередко объединяются в концентрически-зональные или спиралеобразные цепочки, располагающиеся в общем согласно внешним очертаниям кварцевых зерен. Другие включения отмечаются главным образом в периферических зонах вкрапленников. Довольно часто они обнаруживают связь с резорбционными сигарообразными и неправильными по форме кавернами, выполненными основной массой, и поэтому образование их, вероятно, происходило путем расшнуровывания последних. По классификации Н. П. Ермакова (1972), включения первого типа являются первичными, включения второго типа — мнимовторичными.

С целью выяснения возможности практического использования при петрологических исследованиях данных об основных особенностях расплавных включений, последние были изучены в порфирах Озерного колчеданного месторождения, условия залегания и структура которых однозначно указывают на различную обстановку их формирования.

Наиболее древние породы этой серии представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, размещающимися в верхних частях разреза месторождения. Слагаемые ими пологозалегающие пластообразные тела мощностью 5—10, местами — до 80 м переслаиваются с игнимбритовидными туфами того же состава. Составляющие около 1% от всего объема пород фенокристаллы кварца имеют размеры 0,1—0,8 мм. Эти порфиры, судя по тесной ассоциации с пирокластическими отложениями и признакам разрушения кровли их тел, относятся к эффузивным образованиям.

Субвулканическая фация представлена мелкокварцевыми липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами и мегафирами, соответствующими по составу липарито-дацитам и дацитам. Первые образуют крупные пластообразные и штокообразные тела, главным образом, в нижней части

разреза. Содержание вкрапленников кварца в них составляет 1—2%. Размеры колеблются от 0,2 до 1,0 мм. Пластообразные тела мегафиров со вскрытой мощностью от 30—40 до 80—100 м также приурочены к низам разреза. В мегафирах размеры фенокристаллов кварца достигают 5—10 мм, а содержание их в породе — 15—20%.

Самыми молодыми кислыми породами месторождения являются плагиогранит-порфиры. Вскрытая мощность слагаемых ими тел достигает 60 м. По размерам вкрапленников кварца плагиогранит-порфиры сопоставимы с мегафирами, а по количеству несколько уступают им. Полнокристаллическая структура основной массы этих порфиров свидетельствует о гипабиссальном уровне их становления.

Количество расплавных включений

Большое количество включений минералообразующей среды в кристаллах связано с их интенсивным ростом. Одна из основных причин этого явления кроется в несовершенстве формирующегося гранного рельефа растущего кристалла, вызванного повышенным содержанием и неравномерным распределением примесей, количество которых прямо зависит от скорости кристаллизации (Фекличев, 1970; Булдаков, 1968; и др.).

О содержании первичных расплавных включений в кварце изученных порфиров можно судить по графикам (рис. 1). Хорошо видно, что, во-первых, количество включений не зависит от размеров захвативших их вкрапленников. Во-вторых, кислые породы Озерного месторождения заметно различаются по содержанию в кварце включений. Наименьшее количество их отмечается в кварце эффузивных и гипабиссальных образований (в среднем 0—3 шт.). Значительно больше включений в кварце мелокварцевых субвулканических пород (2—10шт.). В фенокристаллах мегафиров количество их достигает 20 и более.

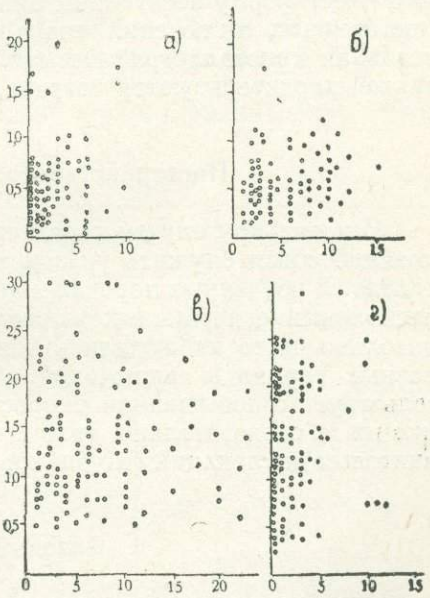


Рис. 1. Количество первичных расплавных включений в фенокристаллах кварца: *а*)—в эффузивных порфирах; *б*)—в субвулканических мелокварцевых порфирах; *в*)—в субвулканических мегафировых порфирах; *г*)—в плагиогранитпорфирах.

Примечание. По оси абсцисс отложено количество включений, по оси ординат—размеры фенокристаллов.

Из физико-химических основ петрологии известно, что при изменении хотя бы одного из факторов равновесия магматической системы выделившиеся кристаллы начинают взаимодействовать с остаточным расплавом. Результатом этого процесса является появление резорбционных каверн. Мнимовторичные включения, образование которых в большинстве случаев происходило путем расшнуровывания наиболее глубоко проникших в кристалл каверн, служат, таким образом, указанием на нарушение равновесия между кристаллами кварца и расплавом. Другой разновидностью мнимовторичных включений являются включения, генетически связанные с залечиванием протокластических микротрещин в кристаллах.

Повышенное содержание мнимовторичных включений характерно для кварца из мегафировых липарито-дацитовых и дацитовых порфиров. В эффузивных породах и плагиогранит-порфирах они отсутствуют. В кварце субвулканических мелкокварцевых порфиров мнимовторичные включения развиты крайне незначительно.

Форма включений

Капсюлированные микрообъемы расплава могут иметь неправильную, изометрическую и негативную кристаллографическую форму. Первоначальная неправильная форма включения энергетически невыгодна, и поэтому при сравнительно медленном темпе снижения температуры окружающей среды происходит переформирование вакуоли, принимающей в итоге форму негативного кристалла (Ермаков, 1972; Бакуменко, 1970; и др.).

Включения в кварце эффузивных порфиров Озерного месторождения имеют неправильную форму. В субвулканических мелкокварцевых порфирах наибольшим развитием пользуются первичные включения с изометричными и кристаллографическими очертаниями. Редкие мнимовторичные включения отличаются неправильными, червеобразными формами. В мегафирах преобладающее большинство первичных включений имеет форму негативных бипирамидальных кристаллов. Форма мнимовторичных включений неправильная, изометрическая и реже — негативная кристаллографическая. Включения из плагиогранит-порфиров также характеризуются ограненной формой.

Пространственное размещение включений

В идеальном случае характер расположения включений в минерале-хозяине может служить указанием на некоторые особенности роста кристалла. В изученных породах наиболее обычным является беспорядочное расположение первичных включений. Вместе с тем в кварце мегафиров довольно часто наблюдались концентрически-зональные или спиралеобразные гирлянды включений. Такое расположение включений свидетельствует о повышенной скорости роста кристаллов, когда достраивание их и, следовательно, захват частиц расплава происходит в торцах винтовых дислокаций (Шубников, 1947; Фекличев, 1970).

Фазовый состав включений

Преобладающее большинство изученных первичных включений в проходящем свете являются непрозрачными, особенно в их центральных частях. Видимые газовые пузырьки обычно отсутствуют. Твердая фаза многих включений заметно действует на поляризованный свет, т. е. находится в раскристаллизованном состоянии. Наиболее хорошо раскристаллизованы включения в кварце плагиогранит-порфиров, состоящие из субмикроскопических зерен кварца и полевого шпата (?). При нагревании включений, начиная с момента их плавления, наблюдается постепенное осветление и появление газовой фазы в виде одного или нескольких растущих пузырьков, впоследствии обычно сливающихся. Видимо, газовая фаза в большинстве включений была распределена в интерстициях субмикроскопических кристалликов либо находилась в многочисленных микропорах аморфной стеклообразной массы.

Химический состав твердой фазы включений

Имеются указания на то, что в порфировых породах химический состав твердой фазы расплавных включений близок к составу основной массы (Бакуменко, 1970). Однако в палеопорфирах, подвергавшихся воздействиям регионального и околорудного метаморфизма, видимо, в первую очередь, изменяется химизм основной массы, тогда как состав надежно законсервированных в кристаллах включений должен оставаться неискаженным.

Впервые для определения состава твердой фазы расплавных включений был применен лазерный микроспектральный анализ. В качестве элемента внутреннего стандарта был выбран кремний, колебания содержания которого в кислых магматических породах практически не улавливаются спектральным анализом. Наиболее информативными элементами оказались Al, Ti, Mg, Mn, Fe, Ca, Cu. Содержания их представлялись в виде условных единиц, определяющихся разностью почернений аналитических линий исследуемого элемента и кремния (ΔW), что пропорционально логорифму содержаний этих элементов ($\Delta W = k \cdot \lg \frac{C_{эл}}{C_{Si}}$).

Для определения степени надежности микроспектрального анализа полученные с его помощью данные о содержаниях петрогенных элементов были сопоставлены с результатами полного силикатного анализа этих же проб. Сравнивались параметр (*b*) (Заварицкий, 1956) и сумма условных содержаний главных петрогенных элементов $\Sigma_{\Delta W} = \Delta W_{Mg} + \Delta W_{Al} + \Delta W_{Ca} + \Delta W_{Fe}$, примерно указывающая на относительное содержание в породе кремнезема. Каждая серия сравниваемых проб отбиралась из одного тела.

Таблица 1

Привязка субвулканических пород	Вторичные изменения	Хим. анализ			Микроспектральный анализ		
		колич. проб.	b	S	колич. включ.	$\Sigma\Delta W$	S
г. Бугулыгыр	относительно свежие	9	4,5	1,38	108	0,36	0,25
Рудопроявление Курпалы	относительно свежие	6	5,1	2,74	72	0,4	0,21
Месторождение Учалы	хлоритизация, серицитизация	7	9,2	2,32	84	0,44	0,34
Рудопроявление Высоковольтное	окварцевание, серицитизация, хлоритизация	7	7,6	4,4	84	0,6	0,31
г. Кара-Сыер	относительно свежие	7	6,7	2,4	84	0,93	0,31

Приведенные в табл. 1 данные показывают значительное расхождение относительных количеств кремнезема, определенных химическим методом в валовых пробах и микроспектральным методом — в включениях. Наибольшая разница отмечается в том случае, когда порода интенсивно изменена вторичными процессами. Показательно в этом отношении и поведение среднего квадратического отклонения (S). В то время как величина среднего квадратического отклонения суммы определенных во включениях содержания Al, Mg, Ca, Fe сравнительно невелика

Таблица 2

Тип пород по составу включений	Колич. включений	Mg|Si		Al|Si		Ca|Si		Fe|Si		Ti|Si		Mn|Si		Cu|Si		$\Sigma\Delta W$
		ΔW	s	ΔW	s	ΔW	s	ΔW	s	ΔW	s	ΔW	s	ΔW	s	
1	146	0,26	0,31	0,10	0,17	0,62	0,31	0,15	0,16	—0,25	0,30	—0,30	0,27	—0,90	0,22	1,13
2	153	—0,07	0,29	0,03	0,17	0,52	0,27	—0,01	0,17	—0,22	0,31	—0,64	0,30	—0,90	0,22	0,47
3	55	0,14	0,35	0,04	0,20	0,57	0,26	0,07	0,17	—0,22	0,39	—0,51	0,28	—0,59	0,40	0,82
4	171	0,02	0,31	0,05	0,15	0,62	0,24	0,03	0,16	—0,24	0,29	—0,53	0,28	—0,88	0,21	0,72
5	17	0,09	0,23	0,18	0,11	0,61	0,22	0,05	0,14	—0,43	0,28	—0,59	0,38	—0,88	0,24	0,93
6	35	—0,12	0,25	—0,03	0,45	0,63	0,23	—0,05	0,15	—0,26	0,17	—0,70	0,28	—0,96	0,15	0,43

и примерно одинакова для всех изученных порфиров, среднее квадратическое отклонение параметра (*b*) имеет на порядок большее значение и заметно меняется в зависимости от степени измененности пород. Это является достаточным основанием для вывода о том, что метаморфические процессы не вносят существенных коррективов в состав расплавных включений.

Для группировки кислых порфировых пород Озерного месторождения по составу первичных расплавных включений были проанализированы из эффузивов 11 проб, из субвулканических мелкокварцевых порфиров — 17, из мегафировых липарито-дацитовых — 8, из мегафировых дацитовых — 6, из плагиогранит-порфиров — 5, из субвулканических магматогенных брекчий — 8 проб. В каждой пробе микроспектральному анализу подвергалось по 10 расплавных включений.

Обработка результатов микроспектрального анализа производилась в несколько этапов. Вычисленные для каждой пробы моды и дисперсии условных содержаний Al, Ti, Mg, Mn, Ca, Fe, Cu использовались для расчета критерия проверки гипотез об однородности, основанного на построении функции правдоподобия в условиях соответствующих предположений по всему комплексу признаков (Родионов, 1968). Расчет производился с помощью ЭВМ «Наири-К». В дальнейшем полученная матрица была разделена на группы разного ранга сходства с помощью модифицированного метода фенограммы (Фрей, 1971; Тарасевич и др., 1974) на БЭСМ-4М. В конечном итоге кислые порфировые породы Озерного месторождения расчленились на шесть типов, характеризующихся приведенными в табл. 2 средними значениями (ΔW) и средними квадратическими отклонениями (S) для каждого элемента. Для этих типов были рассчитаны коэффициенты сходства, позволяющие оценить степень близости между ними (табл. 3).

Таблица 3

Типы пород по составу включений	2	3	4	5	6
1	227, 68	79, 69	140, 84	35, 45	138, 76
2		74, 05	36, 15	128, 16	16, 12
3			49, 82	19, 58	57, 76
4				20, 45	35, 51
5					40, 39

Оказалось, что выделившиеся по составу первичных расплавных включений типы порфировых пород можно объединить в две группы (табл. 4). В группу А, более основную по составу, вошли: определенная часть эффузивных порфиров, 8 из 10 проб, характеризующих штокообразное субвулканическое тело мелкокварцевых порфиров, все 6 проб мегафировых дацитовых порфиров и по одной пробе из мегафировых липарито-дацитовых порфиров и плагиогранит-порфиров. Более кислая группа Б представлена 4 пробами эффузивов, в разрезе размещающихся выше упоминавшихся эффузивных пород, 9 пробами субвулканических мелкокварцевых порфиров, более тяготеющих к восточному флангу месторождения, 7 пробами мегафировых липарито-дацитовых порфиров, 4 пробами плагиогранит-порфиров и всеми пробами магматогенных брек-

Таблица 4

Разновидности порфировых пород	Группы					
	А			Б		
	1	3	5	2	4	6
Эффузивы	5	—	2	1	2	1
Субвулканические мелкокварцевые порфиры	3	5	—	6	2	1
Мегафировые липарито-дацитовые порфиры	1	—	—	—	7	—
Плагиогранит-порфиры	—	1	—	4	—	—
Мегафировые дацитовые порфиры	6	—	—	—	—	—
Магматогенные брекчии	—	—	—	2	4	2

чий, генетически связанных, по всей вероятности, с мегафировыми липарито-дацитовыми порфирами.

Следует отметить хорошую сходимость результатов расчленения кислых пород, произведенных на основании состава расплавных включений и по данным геолого-петрографических исследований. Единичные отклонения, видимо, связаны с незамеченной разгерметизацией включений в некоторых образцах. Вместе с тем результаты исследования расплавных включений позволили установить, что часть эффузивных и субвулканических пород имеет состав более основной, чем это предполагалось по петрографическим и петрохимическим данным. Заслуживает также внимания факт, что повышенное содержание меди отмечается лишь в включениях из кварца мелкопорфировых субвулканических пород, к апикальной части тела которых приурочена рудная залежь Озерного месторождения.

ВЫВОДЫ

Подводя итог изложенному, можно утверждать, что изученные эффузивные, субвулканические и гипабиссальные кислые породы по основным внешним особенностям расплавных включений в фенокристаллах кварца заметно отличаются друг от друга. Эти различия связаны с неодинаковой скоростью кристаллизации кварца (количество и расположение первичных включений) и темпом понижения температуры расплава (количество мнимовторичных включений, форма и отчасти степень раскристаллизации), т. е. в значительной мере вызваны условиями становления магматического расплава. В свою очередь, последнее указывает на то, что фенокристаллы кварца не являются интрателлурическими образованиями в ортодоксальном смысле этого понятия. Формирование их происходило, по всей вероятности, на сравнительно небольших глубинах. Максимальная скорость кристаллизации породообразующих минералов магматических пород отмечается при незначительном (20—40°) переохлаждении расплава (Заварицкий, Соболев, 1961). Видимо, наиболее благоприятные условия для быстрой и продолжительной кристаллизации кварца находились на субвулканическом уровне глубинности. В условиях гипабиссальной фации, где переохлаждение, вероятно, было весьма малым, рост фенокристаллов происходил достаточно медленно. Таким образом, по количеству, характеру размещения и морфологическим особенностям расплавных включений можно судить о глубине формирования кислых магматических пород, т. е. производить фациальное расчленение.

Применение микроспектрального анализа расплавных включений и последующая статистическая обработка полученных результатов позволяет получать объективные данные о содержаниях главных породообразующих элементов. В связи с тем, что процессы околорудного и регионального метаморфизма практически не оказывают воздействия на состав герметичных включений, последние наиболее полно отражают особенности химизма исходных магматических расплавов и могут служить для уточнения диагностики порфировых пород, их корреляции и выяснения закономерностей изменения состава расплавов в их возрастных сериях. Одним из перспективных приложений данных о химическом составе расплавных включений является определение с помощью прослеживания корреляционных связей между отдельными элементами комагматических серий кислых порфировых пород. Наконец, в связи с существующими представлениями о наличии определенных рудно-магматических систем (Иванкин, 1970; Бобохов, 1974; Сопко, Бобохов и др., 1975) большое значение имеют сведения о повышенной концентрации меди в исходном расплаве субвулканических пород, пространственно и во времени сближенных с колчеданными рудами.

ЛИТЕРАТУРА

Бакуменко И. Т. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах.— «Проблемы петрологии и генетической минералогии». М., «Наука», 1970.

Бобохов А. С. Раннегеосинклинальные субвулканические породы кислого состава и их роль в формировании колчеданного оруденения.— «Материалы юбилейной сессии геолфака ВГУ». Воронеж, Изд. ВГУ, 1974.

Булдаков И. В. Влияние условий образования на количество структурных примесей и параметры элементарной ячейки кварца.— «Минералогия и геохимия», вып. 3. ЛГУ, 1968.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970.

Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.

Сопко П. Ф., Бобохов А. С., Серавкин И. Б., Уразаев К. А. Структурно-магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии. М., «Наука», 1975.

Тарасевич Л. Ф., Миркин Б. М., Наумова Л. Г. Использование кластерного анализа (фенограммы) для организации матриц межвидовых сопряженностей.— «Количественные методы анализа растительности». Уфа, 1974.

Фекличев В. Г. Микрокристалломорфологические исследования. М., «Наука», 1970.

Фрей Т. Э.-А. Обработка геоботанических описаний методом анализа скоплений с применением критерия К и фенограммы.— «Методы выделения растительных ассоциаций». Л., «Наука», 1971.

А. П. БОЯРКИН, И. А. ХАЙРЕТДИНОВ

О ТЕМПЕРАТУРАХ ГОМОГЕНИЗАЦИИ ГАЗОВО-ЖИДКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГНЕЗИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САТКА

Одним из дискуссионных вопросов в изучении саткинского месторождения является вопрос о его генезисе. Это связано с тем, что имеется ряд признаков, свидетельствующих как в пользу осадочного (Наливкин, 1932; и др.), так и гидротермальнометасоматического (Заварицкий, 1920; Варлаков, 1960; и др.) происхождения, и вместе с тем отсутствуют данные о температурных условиях образования или преобразования самих руд.

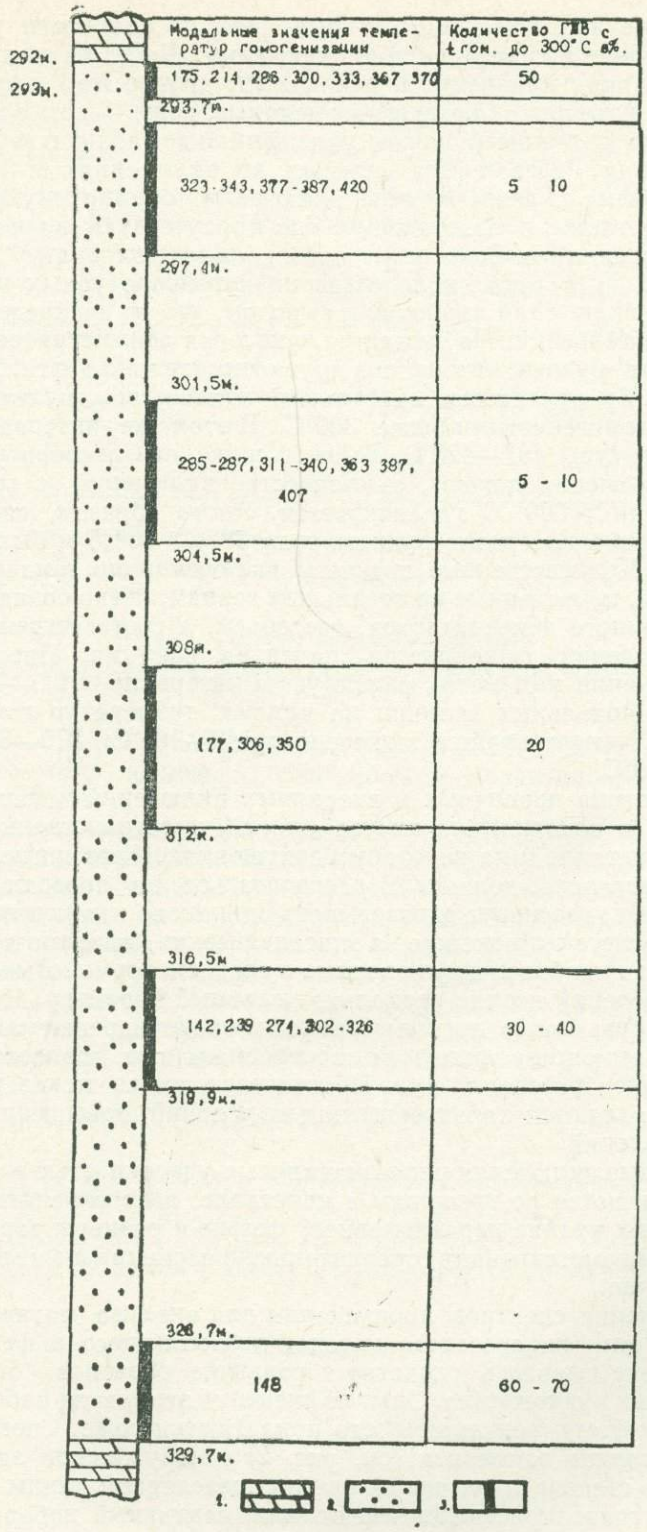
В связи с этим основное внимание в наших исследованиях было обращено на выяснение генезиса магнезитов с помощью методов термобарогеохимии (гомогенизации и декрепитация). Кроме того, для изучения образцов была привлечена спектроскопия поглощенного света.

Каменный материал для исследований был отобран из керна скважин по профилю 28 на Гологорском участке, вкрест простирания рудного тела. Образцы получены в результате усреднения интервальных проб магнезита. Длина интервала опробования составляла от 1 до 3,5 м, в зависимости от мощности рудного тела. Отобрана фракция 0,8—0,4 мм весом 10 г. Поиски зерен, пригодных для анализа, осуществлялись с помощью микроскопов — стереоскопического SM = X и Amplival-pol-u с окулярной насадкой — трансфокатором. Гомогенизация проводилась в малогабаритных печках, установленных на столике микроскопа МБИ-6. Из каждой пробы исследовалось не менее трех зерен, в каждом из которых изучалось не менее трех включений. Гомогенизация каждого включения проводилась для контроля трижды. В настоящей работе обсуждаются данные по скв. 10 208, по керну которой в 6 интервалах выполнено 54 тройных измерения температур гомогенизации.

Для декрептометрических исследований использовался как вакуумный декрепитатор при давлении 4×10^{-2} мм рт. ст., так и прибор, датчиком которого является пьезоэлемент. Навеска — 0,5 г, нагрев — линейный со скоростью 10° в минуту.

Спектрометрическое изучение магнезитов преследовало методические цели и проводилось на двухлучевом монохроматоре марки ДМР = = 4 в видимой области по трем длинам волн: $\lambda_1 = 5770$ Å; $\lambda_2 = 5461$ Å; $\lambda_3 = 4047$ Å; что определялось спектральными линиями ртутной лампы — источника света. Навеска бралась из расчета полного заполнения кюветы, в которую загружалась проба, т. е. 2 г.

Результаты изучения каменного материала сведены на рис. 1 и 2. Сопоставление данных, полученных тремя независимыми методами, повышают однозначность их интерпретации.



Р и с. 1. Разрез по скв. 10208 через рудное тело.

. — вмещающие доломиты; *2* — магнезиты; *3* — интервалы опробования.

В прозрачных пластинчатых выколках по спайности установлены газовые, жидкие и газово-жидкие включения. Часть из них может быть отнесена по ряду признаков к первичным, другие же, несомненно, ко вторичным. Размеры включений — тысячные, реже — сотые доли миллиметра. Форма их большей частью уплощенная до таблитчатой, в плане — прямоугольная. Газовая фаза занимает во включениях от 5 до 30—40% от всего объема. Газово-жидкие включения обычно двухфазовые, но встречаются также и трехфазовые, где присутствуют водный раствор и жидкая углекислота. Сопоставительный анализ температур гомогенизации (см. рис. 1), а также количества низкотемпературных и высокотемпературных включений приводят к выводам, что по распределению температур гомогенизации наблюдается некоторая асимметрическая зональность свойств рудных интервалов друг относительно друга. В интервале 293, 7—304,5 м отмечается наибольшее количество включений с температурой гомогенизации более 300°С. В этом же интервале фиксируются температуры 407—420°С. Выше и ниже его температуры гомогенизации включений падают, а количество включений с температурой гомогенизации $>$ 300° С увеличивается. Таким образом, гидротермальные растворы в интервале рудного тела 297,4—304,5 м были наиболее нагретыми. Количественные подсчеты включений по температурам гомогенизации, проведенные по отдельным зернам, четко совпадают с данными вакуумного декрепитатора, где объем, а соответственно и количество включений фиксируется падением вакуума. Преобладающую массу включений этот метод фиксирует в интервале 301,5—304,5 м. По положению модальных величин на кривых температур гомогенизации выделяются четыре группы включений: 140—180°С; 270—300°С; 320—380°С; $>$ 400°С.

Диагностика первичных и вторичных включений в магнезитах основывалась в основном на их морфологии, пространственном расположении в кристалле и на некоторых допущениях. Первичные включения, как предполагалось, должны а) располагаться на поверхностях роста (гранях) зерен, где могут образовывать одинаково и закономерно ориентированные системы (похожие на эпитаксические нарастания на кристаллах); б) иметь наиболее изометричные в среднем формы. Выделение первичных включений носило несколько условный характер. Но, мы полагаем, это не суть важно, поскольку основная задача, решаемая с помощью включений, это определение роли гидротермального процесса в формировании или преобразовании руд. Практически все из показанных групп включений являются характерными для условий повышенных температур и давлений.

Вторичные включения распознавались с уверенностью в случае, если они располагаются по трещинам в кристалле, а пространственное распределение их крайне неравномерное, формы и размеры разнообразные, температуры гомогенизации, сравнительно с первичными и мнимовторичными, низкие.

Привлечение спектров пропускания для анализа магнезита диктовалось поисками экспрессного метода, позволяющего на феноменологическом уровне выявлять сходство и различие образцов, отобранных в разных частях рудного тела. Опыт применения этого вида работ оказался удачным. Поэтому результаты его прилагаются тоже. Спектры поглощения кристаллов магнезита (см. рис. 2) обнаруживают закономерные изменения в степени поглощения света определенной длины волны. Известно, что такие кристаллы имеют или различный набор дефектных узлов, или различные их количества. Детальное рассмотрение этого вопроса требует специальных исследований. Интенсивность поглощения света одинаково асимметрично меняется для всех рудных интервалов,

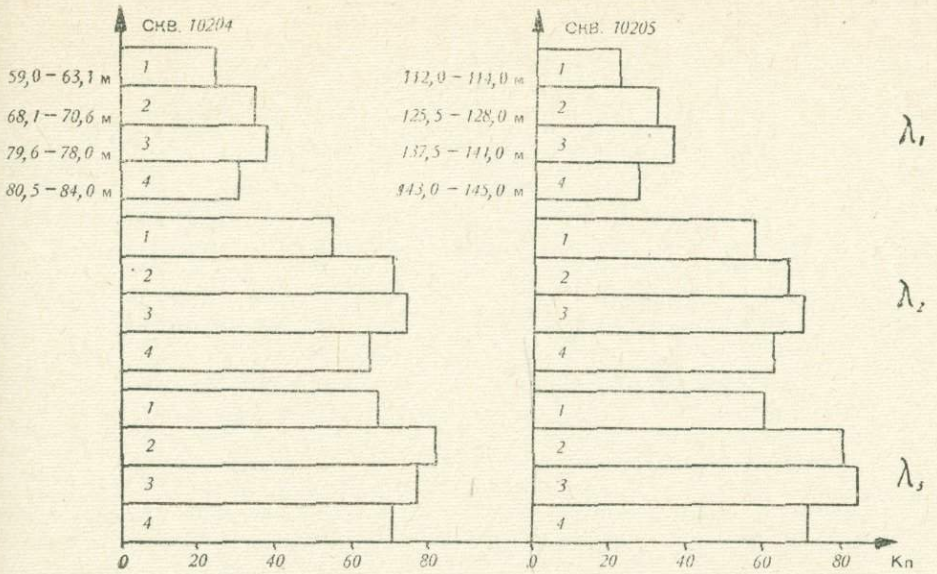


Рис. 2. Спектры поглощенного света.

λ_1 — 5770Å; λ_2 — 5461Å; λ_3 — 4047Å; $K_п$ — коэффициент поглощения.

взятых по двум рядам расположенным скв. 10 205 и 10 204. Центральная зона рудного тела поглощает свет заметно значительнее, чем в подошве и кровле.

Резюмируя изложенное, мы приходим к следующим выводам. В рудном теле кристаллического магнезита по скв. 10 208, 10 205, 10 204 отмечается прямая температурная зональность, выраженная в более высоких температурах гомогенизации газово-жидких включений центральных частей по сравнению с кровлей и подошвой, а также прямая зональность в спектрах поглощения видимого света.

Полученные данные свидетельствуют об участии гидротерм в процессе формирования или преобразования руд Саткинского месторождения. Вопрос о доле их участия — предмет дальнейших работ.

ЛИТЕРАТУРА

Варлаков А. С. К вопросу о дедоломитизации и образовании магнезитов.— ДАН СССР, т. 134, № 2, 1960.

Заварицкий А. Н. Результаты исследований магнезитовых месторождений в саткинском районе в 1918 г.— «Горное дело». 1920, № 2—3.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. М.—Л., 1932.

ГЕОХИМИЯ

Л. А. ЛОГИНОВА

ГЕНЕРАЛЬНАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ МИНДЯКСКИХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенные ореолы характеризуются зональным строением. В практике геохимических исследований преимущественно выделяют следующие компоненты зональности: вертикальную, горизонтальную, осевую по восстанию, по мощности, продольную — по простиранию, поперечную — вкрест простирания рудной зоны. На Миндякских месторождениях отчетливо выражена зональность по мощности ореола.

Миндякские месторождения (Благодатное, Южно-Ремезовское, Куш-Таш и др.) находятся в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, в области его сочленения с Уралтауским мегантиклинорием. Эти структуры разделены Уралтауским глубинным разломом, к оперяющей зоне рассланцевания которого приурочены изучаемые месторождения, залегающие в эффузивно-осадочных образованиях березовской свиты нижнего карбона (по данным Н. И. Бородаевского и А. Г. Акиньшиной). На Миндякском рудном поле березовская свита подразделяется на четыре толщи (снизу вверх): порфиритовую, известковистую, диабазовую и алевролитовую. В связи с запрокинутостью на запад антиклинальной складки, вмещающей месторождения, плагиоклазовые порфириты перекрывают более молодые толщи березовской свиты. Золотое оруденение локализовано в диабазах, импрегнированных золотоносным пиритом. Эффузивные и осадочные породы березовской свиты в различной степени лиственитизированы. Оруденение и лиственитизация контролируются тектоническими нарушениями. Породы березовской свиты прорваны дайками ультраосновного, основного и среднего состава, которые также подверглись лиственитизации.

Эндогенные ореолы Миндякских месторождений изучались К. П. Атабекьянцем (1972), при этом основное внимание было уделено осевой зональности. Им выделены элементы (мышьяк, серебро, бор, медь, свинец), преимущественно накапливающиеся в надрудных уровнях ореола. В подрудных частях ореола, кроме золота, повышенные содержания других элементов этим автором не установлены.

Обобщенное представление о строении эндогенного ореола Миндякских месторождений в направлении, перпендикулярном восстанию рудной зоны, отражено на рис. 1.

Отобрано и изучено около 1000 валовых геохимических проб околорудных пород и руд. Пробы отбирались от керна скважин с месторождений Южно-Ремезовское, Куш-Таш и в горных выработках (карьер, шахта) с месторождения Благодатное. Все геохимические пробы были проанализированы полуколичественно спектрально на 24 элемента и спектрохимически на золото с чувствительностью $(1—2) \cdot 10^{-7}$ %. Часть проб была

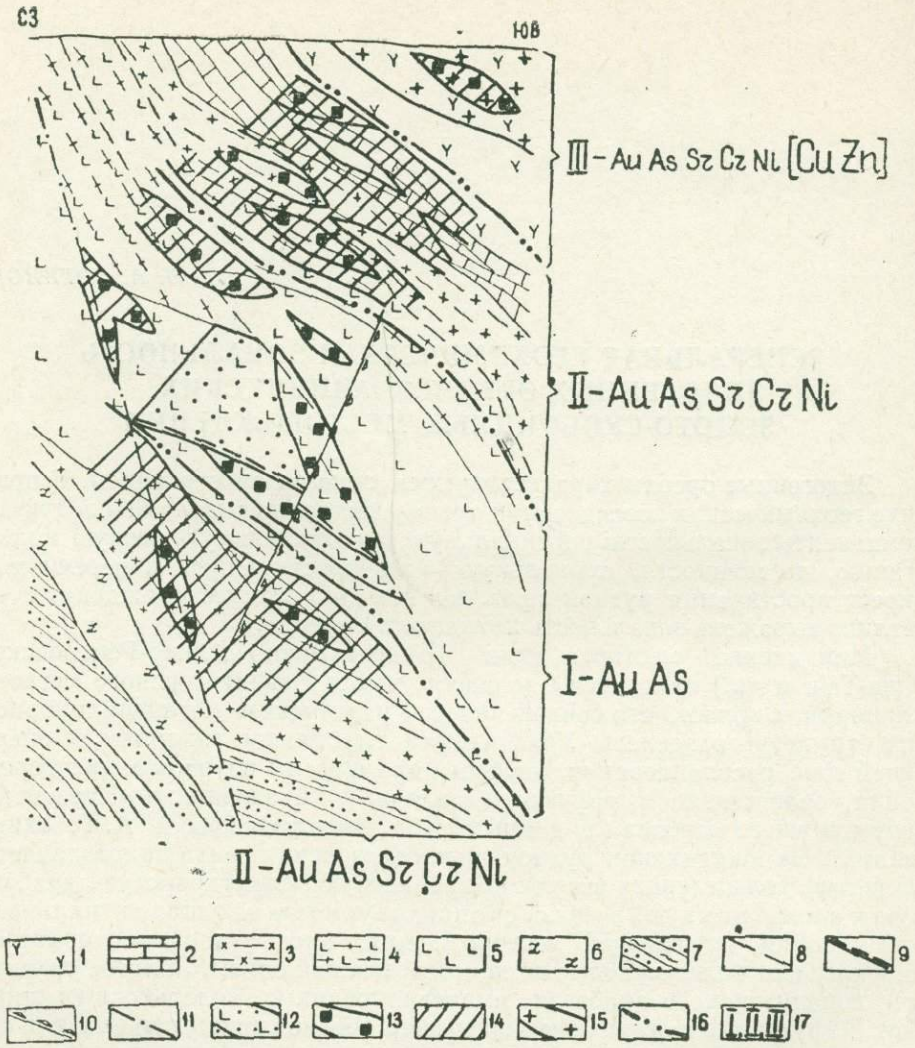


Рис. 1. Схема генеральной геохимической зональности эндогенного ореола Миндякских месторождений. (Схематический геологический разрез по данным Н. И. Бородаевского и др., 1964 г.).

1— плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *2*— известняки, известковистые конгломераты и песчаники; *3*— известково-осадочные породы, интенсивно метаморфизованные; *4*—рассланцованные туфы и туфобрекчии диабазов; *5*—диабазы; *6*—лиственниты; *7*—песчаники, алевролиты; разрывные нарушения: *8* — дорудные; *9*—внутрирудные; *10*—позднерудные; *11*—послерудные; *12*—рудное тело; участки аномальных содержаний: *13*—золота и мышьяка; *14*—стронция, хрома и никеля; *15*—меди и цинка; *16*—границы зон ореола; *17*—зоны ореола: I—зона высоких содержаний золота и мышьяка, II—зона высоких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля; III—зона низких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля, наложенная на ореол колчеданного оруденения.

проанализирована на пламенном фотометре на калий и натрий с чувствительностью 0,01—0,02%; на литий, рубидий, цезий на спектрографе ИСП-51, чувствительность: Rb, Cs—0,0002%; Li — 0,0008%; на ртуть с чувствительностью $5 \cdot 10^{-7}$% на спектрографе ДФС-13; химически на йод с чувствительностью $2 \cdot 10^{-5}$% и фтор с чувствительностью 0,01%*.

* Анализы выполнены на йод, фтор А. П. Насоновой, ртуть — Т. И. Шкодиной, прочие — под руководством Е. М. Бейзерова.

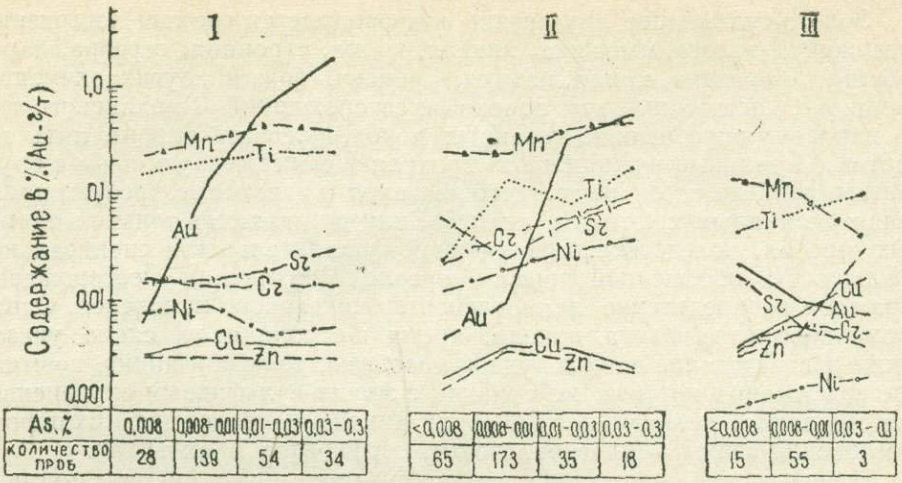
Золото-сульфидное оруденение сопровождается ореолом повышенных содержаний золота, мышьяка, никеля, хрома, стронция, серебра, бария, кобальта, марганца, калия, натрия, рубидия, йода и других элементов. Комплекс, достаточный для поисков месторождений Миндякского типа по валовому опробованию коренных пород, включает первые пять элементов. Остальные элементы или проявляют менее четкую связь с оруденением, или, не имея решающего значения при поисках, требуют применения специальных методов анализа, или выявляются только в единичных пробах, вследствие ограниченной чувствительности спектрального анализа. На обобщенной модели ореола Миндякских месторождений отражено распределение лишь элементов поискового комплекса. Однако кроме золота, мышьяка, никеля, хрома и стронция на схеме указано также распределение в околорудном пространстве меди и цинка, повышенные содержания которых не связаны с золото-сульфидным оруденением, а определяются колчеданной минерализацией в наиболее древних породах березовской свиты — плагиоклазовых порфиритах и их туфах.

В эндогенном ореоле выделяются три геохимических зоны повышенных содержаний главных химических элементов, расположенные в направлении от рудного тела: 1— зона высоких содержаний золота и мышьяка; 2— зона высоких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля; 3— зона низких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля, наложенная на часть ореола колчеданного оруденения с медно-цинковой минерализацией. Выделенные зоны имеют сложное строение и характеризуются неравномерным распределением аномальных содержаний химических элементов.

Зона высоких содержаний золота и мышьяка приурочена к лиственитизированным в различной степени диабазам и примыкает к рудному телу, обрамляя его. Граница между зоной и рудным телом проводится по бортовому содержанию полезного компонента. Содержания золота колеблются в пределах 0,01—2 г/т, а мышьяка 0,02—0,3%. В данной зоне, так же как в рудных телах, иногда наблюдается повышенные содержания бария (0,02—0,1%), йода ($5—15 \cdot 10^{-5}$%), никеля, хрома и стронция (0,01—0,05%), калия (2,5—6,1%) и рубидия (0,01—0,05%). Вблизи рудного тела и на участках интенсивной лиственитизации диабазов высокоаномальные содержания главных элементов встречаются чаще.

Следующей является зона высоких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля. Она приурочена к лиственитизированным осадочным породам второй и четвертой толщ березовской свиты, вмещающим рудные диабазы. Эта зона отличается от предыдущей высокими содержаниями никеля, хрома и стронция, варьирующими от 0,03 до 0,5%. Высокоаномальные содержания главных элементов данной зоны тяготеют к тектоническим нарушениям и контактам пород с раличными механическими свойствами.

Зона низких содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля, наложенная на ореол колчеданного оруденения с медно-цинковой минерализацией, приурочена к толще плагиоклазовых порфиритов. Содержания главных элементов колеблются в пределах: 0,01—0,1 г/т — золото, 0,02—0,1% — мышьяк, 0,01—0,03% — стронций, хром и никель. Медно-цинковая минерализация в плагиоклазовых порфиритах проявляется повышенными содержаниями меди и цинка — 0,01—0,04%, выделяющимися на фоне низких их содержаний (0,001—0,003%) в рудовмещающих диабазах и в окружающих их метаморфизованных осадочных породах. Преобладающие однородно низкие содержания меди и цинка свидетельствуют об отсутствии связи золота с этими элементами, на что впервые указывал И. С. Волынский, проводивший в 1944 г. минералоги-



As, %	0,008	0,008-0,01	0,01-0,03	0,03-0,3
количество проб	28	139	54	34

<0,008	0,008-0,01	0,01-0,03	0,03-0,3
65	173	35	18

<0,008	0,008-0,01	0,03-0,1
15	55	3

Рис. 2. Графики зависимости между содержаниями химических элементов в породах, охваченных эндогенными ореолами Миндякских месторождений.

I—рудовмещающие диабазы, третья толща; II—осадочные породы второй и четвертой толщ; III—плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы, первая толща.

ческие исследования руд месторождения Благодатное. Повышенные содержания меди и цинка в толще плагиоклазовых порфиритов обусловлены минерализацией колчеданного типа, признаки которой отмечались Ю. И. Новожиловым (1967).

Из приведенной характеристики эндогенного ореола следует, что распределение в околорудных породах аномальных содержаний химических элементов, сопутствующих оруденению, контролируется литологическим составом пород, расстоянием от рудного тела и системой секущих и послойных тектонических нарушений. Возможно, некоторую роль играет стадийность гидротермального процесса, с которым связаны рудоотложение, лиственитизация и образование геохимического ореола. О том, что выделенные зоны эндогенных ореолов связаны единым процессом, продуктивным результатом которого явилось образование Миндякских месторождений, свидетельствуют корреляционные зависимости между содержаниями ряда химических элементов с содержаниями золота и мышьяка, изученные для трех групп пород, охваченных основными зонами геохимического ореола (рис. 2). Эти группы пород представлены: 1— диабазами, их туфами и туфобрекчиями рудовмещающей третьей толщи, к которым приурочены промышленное оруденение и первая из перечисленных выше ореольная зона; 2— интенсивно измененными осадочными породами (известняками, известковистыми конгломератами и песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и др.) второй и четвертой толщ и прорывающими их дайками основных и ультраосновных пород, также претерпевшими изменения, породы данной группы охвачены второй ореольной зоной; 3— плагиоклазовыми порфиритами и их туфами (первая толща), вмещающими третью ореольную зону.

Корреляционные связи между химическими элементами выявлялись графически. Пробы в выборках по каждой группе пород ранжировались по содержаниям мышьяка. Для совокупностей проб, объединенных одним интервалом содержаний мышьяка, вычислялись средние арифметические содержания золота и ряда других химических элементов.

В рудовмещающих диабазах наиболее четкая прямая корреляционная зависимость проявляется между золотом и мышьяком. Рост содержа-

ний этих элементов сопровождается слабым увеличением содержаний марганца, титана, стронция. Отсутствия связи с золотом и мышьяком проявляют медь, цинк, никель и хром.

В осадочных породах, охваченных ореолом, повышению содержаний мышьяка и золота соответствует повышение содержаний никеля, хрома, стронция, марганца и, возможно, титана. Некоторое отклонение от общей закономерности проявляет стронций. Повышенное его содержание фиксируется в группе проб с наиболее низким содержанием мышьяка и золота, в которой преобладают известковистые породы, представляющие собой благоприятную среду для накопления привнесенного стронция, содержания которого здесь в 3—4 раза выше, чем в тех же породах, но находящихся вне влияния известных месторождений золота (см. таблицу).

Таблица

Содержание стронция в известковистых породах, охваченных ореолами и вне ореолов месторождений золота

Объекты		Возраст известковистых пород	Колич. проб	Sr, %
Миндякские месторождения		C_1t+V_1	40	н.о.—0,2 / 0,055
Вне влияния известных месторождений золота	Миндякское рудное поле	C_1t+V_1 $C_1V_{2+3}+n$	14	0,005—0,04 / 0,013
	Кизильский разлом	$C_1V_{2+3}+n$	17	н.о.—0,07 / 0,02
	Восточно-Ирендыкский разлом	D_2e	11	н.о.—0,007 / (30%)

Примечание. В числителе—минимальное и максимальное, в знаменателе—среднее содержание; н.о.—не обнаружено; цифра в скобках в знаменателе—встречаемость стронция в процентах проб.

Содержания меди и цинка в осадочных породах стабильно низкие и не зависят от содержаний золота и мышьяка.

В третьей группе пород отмечаются существенные отличия корреляционных зависимостей от наблюдаемых в рудовмещающих диабазах и осадочных породах, проявляющиеся в обратной корреляционной связи между содержаниями золота и мышьяка и прямой связи между содержаниями мышьяка, меди и цинка. Особенности отмеченных корреляционных связей являются одним из признаков ореола колчеданного типа, охватившего толщу плагиоклазовых порфиритов. К признакам ореола золото-сульфидного типа в этой толще пород относится прямая корреляционная связь между содержаниями золота, стронция и марганца. Кроме того, несмотря на то, что анализ полной выборки по плагиоклазовым порфиритам не выявляет корреляционных связей между мышьяком и золотом, рассмотрение конкретного распределения химических элементов по разрезу свидетельствует о наличии локально проявляющейся прямой корреляции между золотом, мышьяком, стронцием, хромом и никелем, аналогичной наблюдающейся в нижележащей осадочной толще, охваченной золото-сульфидным оруденением (рис. 3). Содержания золота и мышьяка на рис. 3 показаны во всех точках опробования, а содержания стронция хрома и никеля усреднены по интервалам опробования.

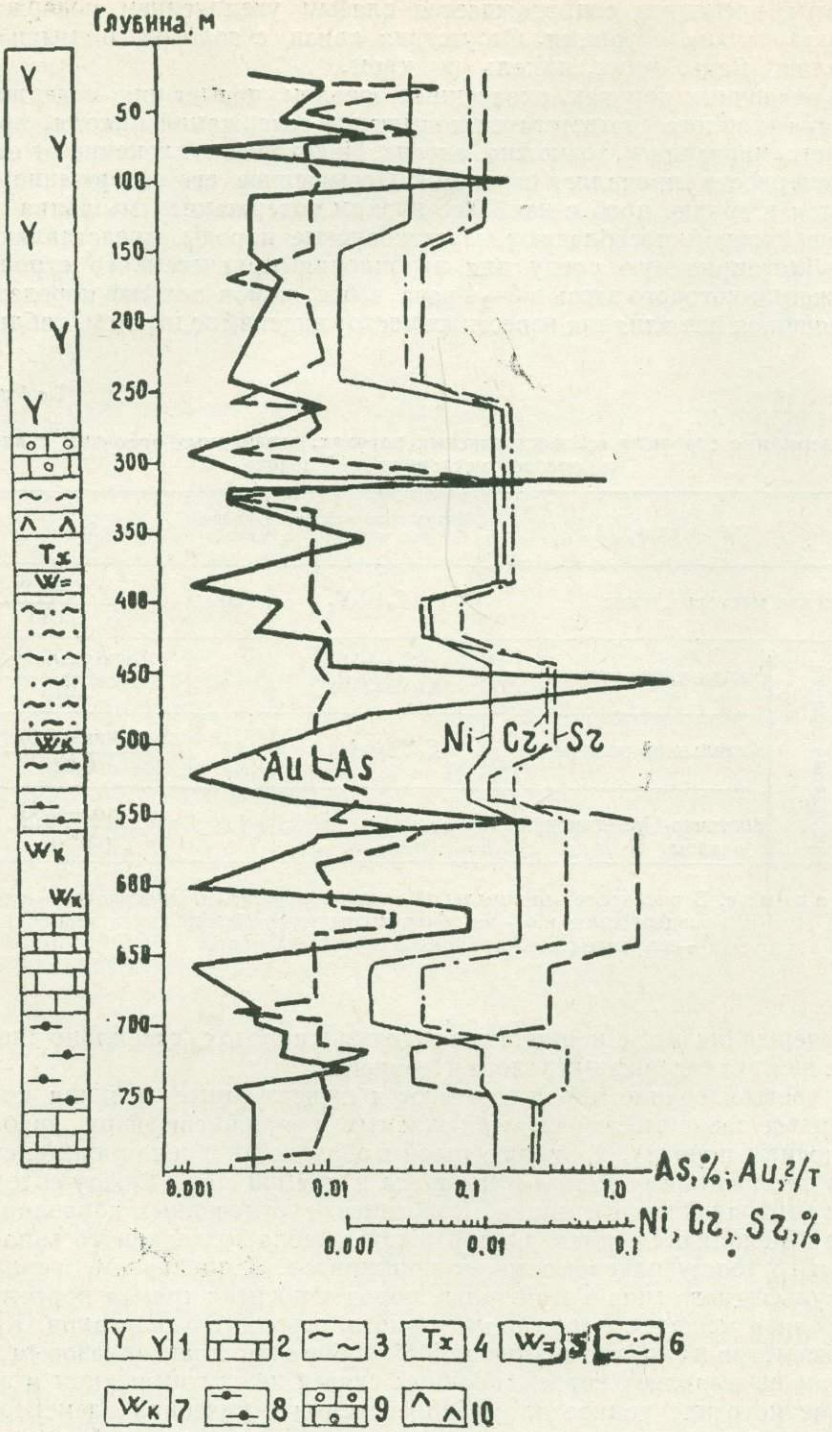


Рис. 3. Распределение содержаний золота, мышьяка, стронция, хрома и никеля в породах по скв. 4.

1—плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *2*—известковистые конгломераты; *3*—глинистые и углисто-глинистые сланцы; *4*—тальково-хлоритовые породы; *5*—графито-кварцевые породы; *6*—алевролиты и глинистые сланцы; *7*—кварцево-карбонатные породы; *8*—туфопесчаники; *9*—известняки; *10*—серпентиниты.

В геохимических ореолах Миндякских месторождений, по сравнению с ореолами других золоторудных месторождений, крайне слабо выражены повышенные содержания ряда химических элементов. Сурьма, ртуть, молибден и серебро обнаруживаются в десяти и менее процентах проб, при чувствительности анализа: сурьма —0,01 %, ртуть —$5 \cdot 10^{-7}$ %, молибден и серебро —$8 \cdot 10^{-5}$ %. Максимальные из выявленных содержаний следующие: ртуть—$1 \cdot 10^{-5}$ %, сурьма—0,05 %, молибден и серебро—$8 \cdot 10^{-5}$ %. Встречаемость свинца составляет 30 %, при чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-3}$ %, выявленные содержания колеблются в пределах 0,001—0,005 %. В околорудных породах Миндякских местрождений содержания лития не превышают 0,01 %, цезия — 0,002 %, фтора — 0,1 %. Закономерность в распределении в ореоле их повышенных содержаний не установлена.

Проведенные исследования распределений химических элементов в околорудном пространстве и изучение корреляционных связей между элементами позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Индикаторный комплекс элементов, необходимый для выявления эндогенных ореолов месторождений Миндякского типа, при валовом геохимическом опробовании, включает золото, мышьяк, стронций, хром, никель.

2. Геохимический ореол имеет зональное строение в направлении, перпендикулярном восстанию рудной зоны (по ее мощности). Зональность эндогенного ореола симметрична по золоту, мышьяку, никелю, хрому и стронцию, образующим одинаковый поликомпонентный ореол в породах со стороны висячего и лежачего боков рудного тела.

3. Для изучаемого ореола, независимо от состава вмещающих пород, характерны: тесная прямая корреляционная связь золота с мышьяком, аналогичная, но более слабая связь этих элементов с марганцем и титаном, отсутствие связи золота и мышьяка с медью и цинком. В лиственитизированных осадочных породах содержания золота и мышьяка находятся в прямой корреляционной связи с содержаниями стронция, хрома и никеля, что открывает перспективы поисков промышленных концентраций золота в этих породах.

4. Наиболее древние породы — плагиоклазовые порфириты, перекрывающие Миндякские месторождения, несут геохимические признаки колчеданного и золото-сульфидного типов оруденения. Последний является более молодым по отношению к колчеданному.

5. Специфический состав геохимического ореола отражает особенность геологической позиции Миндякских месторождений: сочетание базальтоидных пород, серпентинитов и известняков в благоприятной структурно-тектонической обстановке, способствующей возникновению золото-сульфидного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Атабекьяиц К. П. Первичные ореолы золото-слуьфидных месторождений.— «Сов. геология», 1972, № 1.

Новожилов Ю. И. Избирательный характер гидротермального метаморфизма обломков в пирокластических породах Миндякского рудного поля.— «Геология и методы изучения золоторудных провинций». Труды ЦНИГРИ, 1967, вып. 68.

Л. А. ЛОГИНОВА, Г. Н. ЗАСУХИН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРИТОВ МИНДЯКСКИХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Золотосодержащий пирит в диабазах березовской свиты нижнего карбона является основным рудным минералом Миндякских месторождений. Пиритная вкрапленность, широко развитая в околорудных диабазах и осадочных породах, представляет собой одну из составляющих эндогенного ореола. Ее геохимические особенности несут информацию о рудных телах независимо от случайных колебаний густоты вкрапленности в пределах ореола, поэтому относятся к важным поисковым признакам. В статье приводятся данные о геохимических спектрах и изотопном составе серы пиритов, а также зональности пиритной составляющей эндогенного ореола. Краткие сведения о геологии Миндякских месторождений изложены в ряде опубликованных работ (Новожилов, 1964; Сорокин, 1971).

Изучены содержания элементов-примесей в 181 пробе пиритных концентратов, выделенных из пород Миндякских месторождений, а также Восточного фланга Центрального участка, расположенного в 200 м восточнее месторождений. Пиритные концентраты доводились до максимально достижимой чистоты флотацией, бромоформированием, перемывкой водой. Примеси в концентратах обычно не превышали 2 — 3% нерудных и 0,5—2% рудных минералов. В дальнейшем для краткости пробы пиритных концентратов будут именоваться пиритами. В пиритах определялись на спектрографе ИСП-28 приближенно-количественно медь, цинк, свинец, серебро, мышьяк, барий. Эти же спектрограммы дополнительно расшифровывались полуколичественно на 29 химических элементов. В пробах пирита химически определялось золото с чувствительностью 0,1 г/т путем фотометрирования экстракта золота в виде хлоридного комплекса с бриллиантовым зеленым в бутилацетате (Маркова, 1970), а также химически — селен и теллур с чувствительностью 0,0001%. Изотопный состав серы пиритов определялся прецизионным масс-спектрометрическим методом (Устинов, Гриненко, 1965) на приборе МИ-1305. Определения проводились М. Г. Дрожжевым в 49 пробах с месторождения Южно-Ремезовское и 11 пробах с поисковых участков Миндякского рудного поля.

К числу известных ранее геохимических особенностей пиритов Миндякских месторождений относится повышенная их золотоносность, установленная при открытии первого из этих месторождений — Благодатного (1934 г.), и повышенное содержание мышьяка, отмеченное В. Н. Сорокиным и Г. В. Ломакиной (1968). Наши исследования выявили более широкий комплекс элементов-примесей, характерный для пиритов Мин-

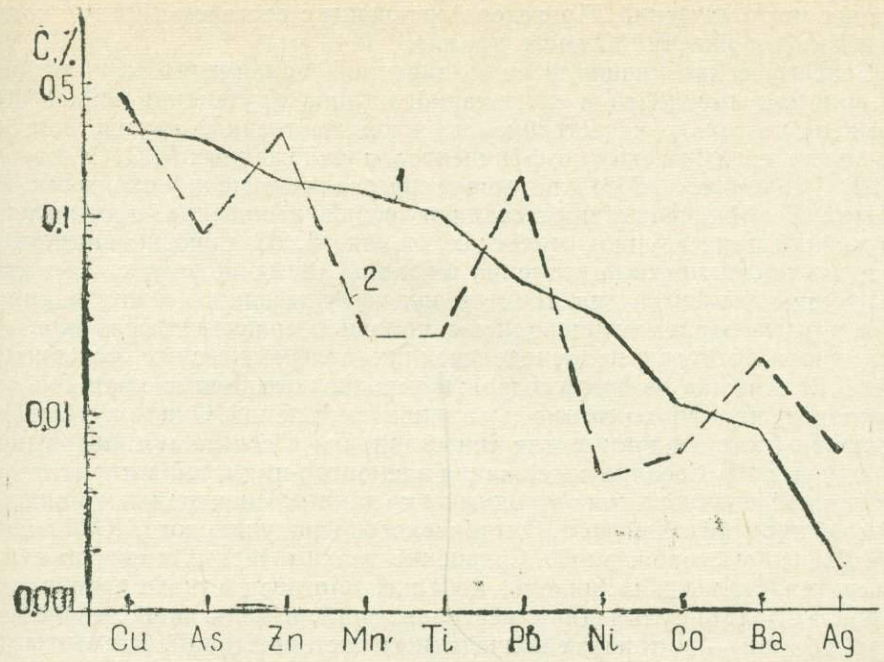


Рис. 1. Геохимические спектры элементов-примесей в пиритах золото-сульфидного (1 — ранжирован) и колчеданного (2) типов оруденения.

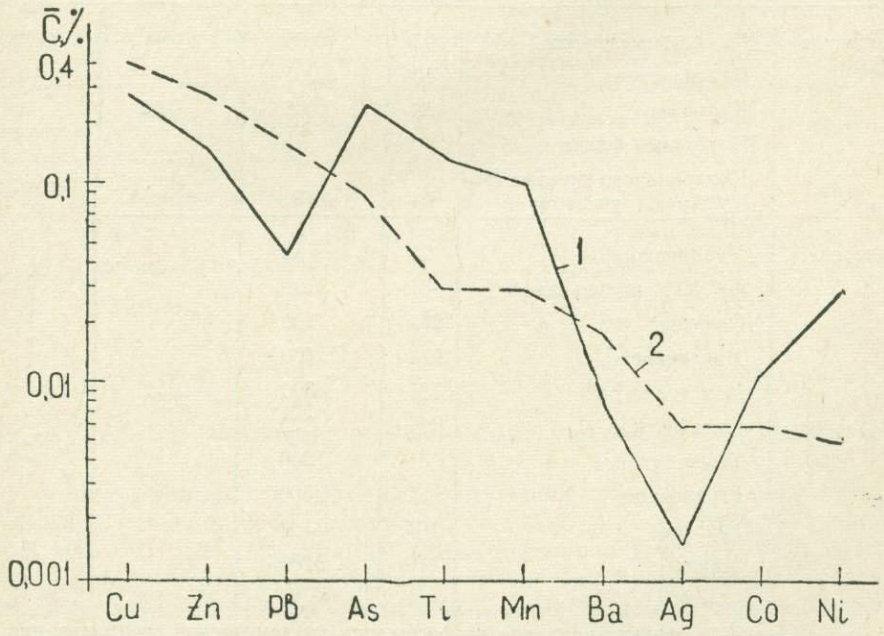


Рис. 2. Геохимические спектры элементов-примесей в пиритах золото-сульфидного (1) и колчеданного (2 ранжирован) типов оруденения.

дакских месторождений. Проведено сравнение с составом пиритов колчеданных месторождений Южного Урала.

Геохимическая специализация пиритной вкрапленности в отношении золото-сульфидного и колчеданного типов оруденения может быть выражена не только качественно, но и количественно, посредством безразмерных геохимических коэффициентов, предложенных А. П. Солововым и А. В. Гараниным (1968) для выявления различия между сходными объектами. Коэффициенты представляют собой отношение произведений содержаний двух групп химических элементов, обладающих противоположными тенденциями накопления в сравниваемых объектах. Характерные группы элементов для пиритов золото-сульфидного и колчеданного типов оруденения устанавливались с помощью сравнения графиков геохимических спектров на основе средних арифметических содержаний (рис. 1, 2). Каждая из фигур содержит усредненные данные о ранжированном спектре пиритов одного из двух типов оруденения. Они могут быть использованы как эталонные для сопоставления с составом пиритов поисковых участков. Средние содержания элементов-примесей в пиритах оруденения колчеданного типа вычислены по данным спектрального анализа 449 проб пиритов с Гайского, Октябрьского, Ташкулинского, Юбилейного и Майского месторождений. Сравнение геохимических спектров свидетельствует, что мышьяк, никель, кобальт, марганец и титан преобладают в пиритах золото-сульфидных месторождений, а медь, цинк, свинец, серебро и барий — в пиритах колчеданных месторождений. Элементы ука-

Таблица 1

Коэффициент геохимической специализации (γ) состава пиритов колчеданных и золото-сульфидных месторождений

Тип оруденения	Месторождения	К-во проб	γ	$\bar{\gamma}$	$\frac{\bar{\gamma}_к}{\bar{\gamma}_з}$
Золотосульфидный	Южно-Ремезовское	93	0,05		
	Благодатное	40	0,001		
	Куш-Таш	24	0,008	0,02	
	Восточный фланг Центрального участка (поисковый участок)	24	0,75		
Колчеданный	Учалинское*	21	500		
	им. XIX партсъезда*	31	3100		180000
	Озерное*	279	200		
	Маканское*	274	100		
	Мамбетовское*	188	800	3600	
	Октябрьское	92	200		
	Ташкулинское	51	1000		
	Юбилейное	31	500		
	Гайское	105	17100		
	Майское	170	9200		

Примечание. $\bar{\gamma}$—средняя величина коэффициента геохимической специализации колчеданного ($\gamma_к$) и золото-сульфидного ($\gamma_з$) типов оруденения.

* При вычислении коэффициента использованы данные Г. Н. Засухина.

занных групп использованы для составления формулы типового коэффициента геохимической специализации (ν) пиритов золото-сульфидного и колчеданного оруденения:

$$\nu = \frac{Cu \cdot Zn \cdot Pb \cdot Ba \cdot Ag}{As \cdot Ni \cdot Co \cdot Mn \cdot Ti}$$

(символом элемента в формуле обозначено его содержание в пирите). Значения коэффициента для пиритов золото-сульфидных и колчеданных месторождений резко различны (табл. 1).

В табл. 1 приведены коэффициенты не только по тем объектам, которые были использованы при выводе формулы, но и по другим колчеданным месторождениям (Учалинское, им. XIX партсъезда, Озерное, Маканское, Мамбетовское). Коэффициенты геохимической специализации для пиритов золото-сульфидных объектов не превышают единицы. Средняя величина коэффициента для этого типа оруденения составляет 0,02. Пириты колчеданных месторождений характеризуются величиной коэффициента, измеряемой сотнями и тысячами, при средней величине 3600. Отношение средних величин геохимических коэффициентов свидетельствует о различии в 180 000 раз между пиритами золото-сульфидных и колчеданных типов оруденения. При этом данные о содержании золота в пирите умышленно не принимались во внимание, так как получение их требует применения специального метода анализа.

Среднее содержание золота в пиритах из эндогенных ореолов золото-сульфидных месторождений превышает почти в 40 раз его содержание в пиритах ореолов колчеданных месторождений (табл. 2). В 70% проб пиритов из золото-сульфидных месторождений содержание золота превышает 10г/т; из них в 50% содержание золота колеблется в интервале 10—100 г/т и в 30% составляет более 100 г/т. Подавляющее большинство (92%) проб пирита из ореолов колчеданных месторождений содержат не более 5 г/т золота.

Таблица 2

Содержание золота в пиритах из эндогенных ореолов золото-сульфидных и колчеданных месторождений

Тип оруденения	Месторождение	Колич. проб	г/т			Среднее содержание, г/т
			C_{min}	C_{max}	$\bar{C}$	
Золото-сульфидный	Южно-Ремезовское	36	0,1	256,2	70,9	67,6
	Благодатное	13	0,1	250	58,3	
Колчеданный	Гайское	31	0,2	12,9	2,1	1,8
	Октябрьское	38	0,1	9,1	1,4	
	Майское	12	0,4	11,1	2,6	

Примечание. C_{min}—минимальное, C_{max}—максимальное, $\bar{C}$—среднее содержание.

К числу важнейших геохимических особенностей пиритов золото-сульфидного оруденения Миндякского типа относится также преобладание никеля над кобальтом. Величина отношения содержания кобальта к содержанию никеля для этих пиритов меньше единицы. Аналогичная закономерность отмечается для пиритов медно-кобальтовых месторождений. По величине кобальт-никелевого отношения 0,2—0,3 оба этих типа месторождений обособляются от колчеданного, в пиритах которого фиксируются или близко равные содержания никеля и кобальта, или преобладание кобальта над никелем в 1,5—6,5 раза (табл. 3).

Таблица 3

Кобальт-никелевое отношение в пиритах различных рудных месторождений Южного Урала

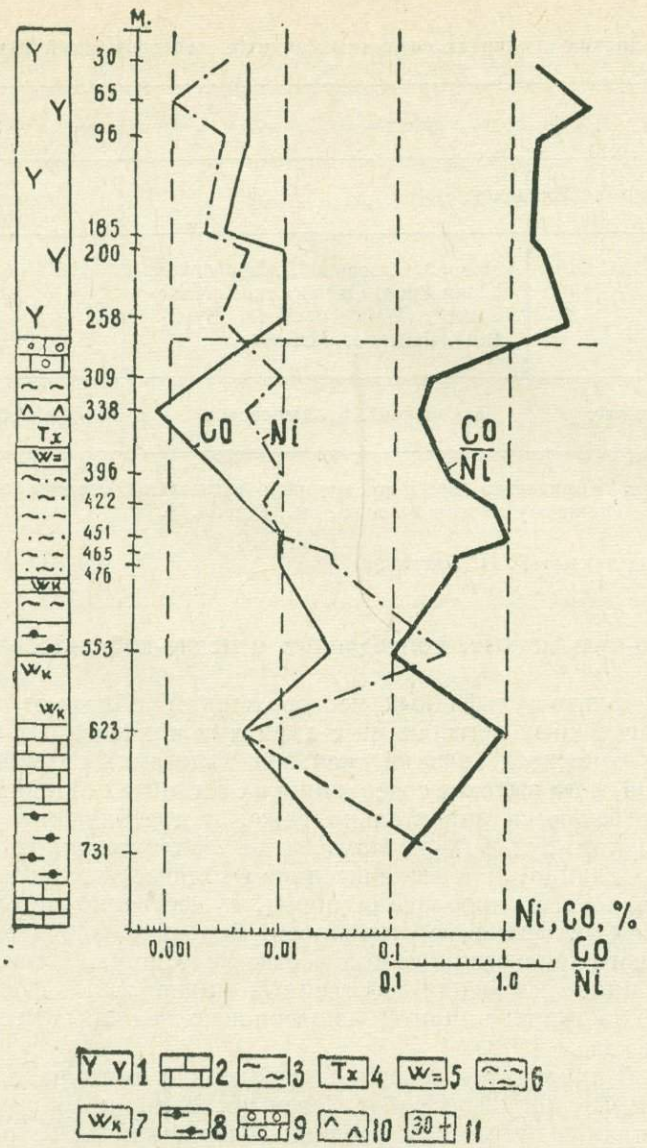
Тип оруденения	$\frac{Co}{Ni}$	Месторождения	Колич. проб
Золото-сульфидное	0,3	Миндякское	181
Медно-кобальтовое	0,2	Ивановское*	
		Юлдашевское*	10
Колчеданное	0,9—1,2	Новое*	54
		им. XIX партсъезда*	31
		Мамбетовское*	188
		Октябрьское	92
		Ташкулинское	51
		Гайское	105
	1,5—2	Озерное*	279
		Маканское*	274
		Майское	170
		Юбилейное	31
	3,0—6,5	Учалинское	21
		Сибайское*	71
		Бурибайское*	53

* Использованы данные Г. Н. Засухина.

Геохимическое отличие пиритов колчеданных и медно-кобальтовых месторождений Южного Урала по величине кобальт-никелевого отношения впервые было отмечено Г. Н. Засухиным (1970).

О связи кобальт-никелевого отношения в пиритах с типом оруденения свидетельствует распределение этой величины, а также содержаний кобальта и никеля в пиритах по скв. 4, расположенной в ореоле месторождения Южно-Ремезовское в 200 м восточнее его (рис. 3). Скважина пройдена в основном по плагиоклазовым порфиритам и осадочным отложениям березовской свиты нижнего карбона. В верхней части разреза, вследствие запрокинутости антиклинальной складки, залегают более древние породы этой свиты — плагиоклазовые порфириты, несущие колчеданную минерализацию, а ниже—более молодые осадочные породы, охваченные ореолом золото-сульфидного оруденения, развившемся после запрокидывания антиклинальной складки. Для пиритов, связанных с колчеданной минерализацией, характерно кобальт-никелевое отношение $Co/Ni > 1$, а нижележащие пириты золото-сульфидного оруденения характеризуются преимущественно $Co/Ni < 1$.

К интересным особенностям состава пиритов, связанных с различными типами оруденения, относится абсолютное содержание титана. В табл. 4 приводятся средние арифметические содержания титана в пи-



Р и с. 3. Распределение содержаний никеля, кобальта и величины кобальт-никелевого отношения в пиритах по разрезу скв. 4.

1— плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их пирокластические разности; *2*— известковистые конгломераты; *3*—глинистые и углисто-глинистые сланцы; *4*—тальково-хлористовые породы; *5*—графито-кварцевые породы; *6*—алевролиты и глинистые сланцы; *7*— кварцево-карбонатные породы; *8*— туфопесчаники; *9*— известняки; *10*—серпентиниты; *11*—глубины отбора проб пирита.

Таблица 4

Содержание титана в пиритах различных рудных месторождений Южного Урала

Месторождения		Ti, %
Золото-сульфидные (Миндякские)		0,1
Колчеданные:	Новое*, Озерное*, Сибайское*, Юбилейное, Октябрьское, Маканское*, Мамбетовское*, Бурибай*, Гайское, Майское	0,01—0,04
Медно-кобальтовые:	Ивановское*, Юлдашевское*	0,001

Примечание. Количество проб, по которым вычислены средние содержания по каждому месторождению, см., в табл. 3.

* Использованы данные Г. Н. Засухина.

ритах золото-сульфидных, колчеданных и медно-кобальтовых месторождений.

Пириты золото-сульфидных месторождений обладают также сходными геохимическими признаками с пиритами колчеданных месторождений. К ним относится близкий диапазон колебаний содержаний меди, цинка, свинца, хотя высокие содержания их в пиритах Миндякских месторождений встречаются значительно реже, и преобладание селена над теллуром. Золото-сульфидное оруденение сопровождалось привносом меди, цинка и свинца, но в незначительном количестве, так как в ореоле, по данным валового опробования пород, существенно повышенных содержаний этих элементов не отмечалось. Вероятно, значительная часть того небольшого привнесенного количества меди, цинка и свинца отложилась в виде микровключений собственных минеральных форм в пирите. Это доказано на примере пиритов из ореолов колчеданных месторождений (Баранов и др., 1972).

В табл. 5 приводятся содержания селена и теллура в пиритах из руд, по данным рукописных работ. Селен постоянно преобладает над теллуром, а величина отношения средних содержаний Se/Te равна 12. По 16 пробам из ореольных пиритов среднее содержание селена составляет 0,0031 %, при размахе содержаний в пределах 0,0007—0,0073 %. Среднее содержание теллура равно 0,001 %, при размахе 0,0002 %—0,005 %. Содержание теллура, равное 0,001 % и более, обнаружено только в четырех пробах. Среднее содержание селена превышает среднее содержание теллура в ореольных пиритах в 3 раза. Величина Se/Te для ореольных пиритов в 4 раза меньше, чем для рудных пиритов. Это различие в величине Se/Te отражает особенность ореольных пиритов, в которых селена меньше, а теллура больше, чем в рудных пиритах. В двух пробах из 16 в ореольных пиритах теллур преобладает над селеном. Резюмируя данные о соотношении содержаний селена и теллура в пиритах Миндякских месторождений, следует отметить аналогию с соотношением содержаний этих элементов в серно-колчеданных рудах ряда медноколчеданных месторождений Южного Урала (Муталов, 1961, 1962, 1972), а также в пиритах из эндогенных ореолов медноколчеданных месторождений Озерное (данные Г. Н. Засухина) и Узельгинское (Пшеничный, Андриянова,

Таблица 5

Содержания селена и теллура в пиритах из руд Миндякских месторождений

Содержание, %						Колич. проб	Автор, год работ
селен			теллур				
0,0088; 0,0092; 0,0024			0,0011; 0,0008; 0,0002			3	М. Г. Муталов, 1966, (данные Н. Д. Синдеевой, (1956)
0,005—0,009			0,0016—0,0019			3	М. Г. Муталов, 1966 (данные П. Г. Назарова, 1958)
0,0025—0,0041			0,0002—0,001			9	М. Г. Муталов, 1966
0,0055—0,007			0,0003—0,0006			4	В. Н. Сорокин, 1970
0,005—0,0099			0,0002—0,001			11	Наши данные
C_{min}	C_{max}	$\bar{C}$	C_{min}	C_{max}	$\bar{C}$		
0,0024	0,0099	0,0061	меньше 0,0002	0,0019	0,0005	30	

Примечание. C_{min}—минимальное, C_{max}—максимальное, $\bar{C}$—среднее содержание.

1972), для которых также характерно преобладание селена над теллуром и лишь в отдельных редких случаях отмечается обратное соотношение. По величине Se/Te Миндякские месторождения резко отличаются от большинства золоторудных месторождений Урала, в рудах которых, по данным Р. О. Берзона и Ю. М. Карышева (1973), в среднем в 4 раза больше теллура, чем селена. Это свидетельствует о вероятной генетической связи Миндякских месторождений, так же как и колчеданных, с производными базальтоидной магмы.

С учетом данных о содержании селена и теллура (по 46 пробам), а также содержаний золота (по 49 пробам) ранжированный геохимический спектр пиритов Миндякских месторождений представлен следующим рядом элементов-примесей (%): Cu —0,3; As —0,24; Zn —0,13; Mn —0,12; Ti —0,1; Pb —0,04; Ni —0,03; Co —0,01; Ba —0,008; Au —0,0068; Se — 0,005; Ag —0,001; Te — 0,00036. Отношения содержаний элементов-примесей к содержанию золота в геохимическом спектре имеют следующие величины: Cu — As — Zn — Mn — Ti — Pb — Ni — Co — Ba — — Au — Se — Ag — Te = 45—35—19—18—15—6 —4 — 1,5 — 1,2 —1 — —0,7—0,1—0,05.

Специфика состава пиритов золото-сульфидных месторождений обусловлена влиянием многих факторов, в том числе особенностями вмещающих пород, из которых гидротермальные растворы заимствовали часть элементов-примесей, например, никель из ультрабазитов, кобальт и титан — из основных пород. Повышенное содержание в пиритах последних двух элементов может быть также следствием связи пиритов с производными габброидной магмы.

Если происхождение некоторых элементов-примесей в пиритах однозначно не объясняется, то сера пиритов определенно привнесена извне. На источник серы указывает ее изотопный состав. Распределение величин

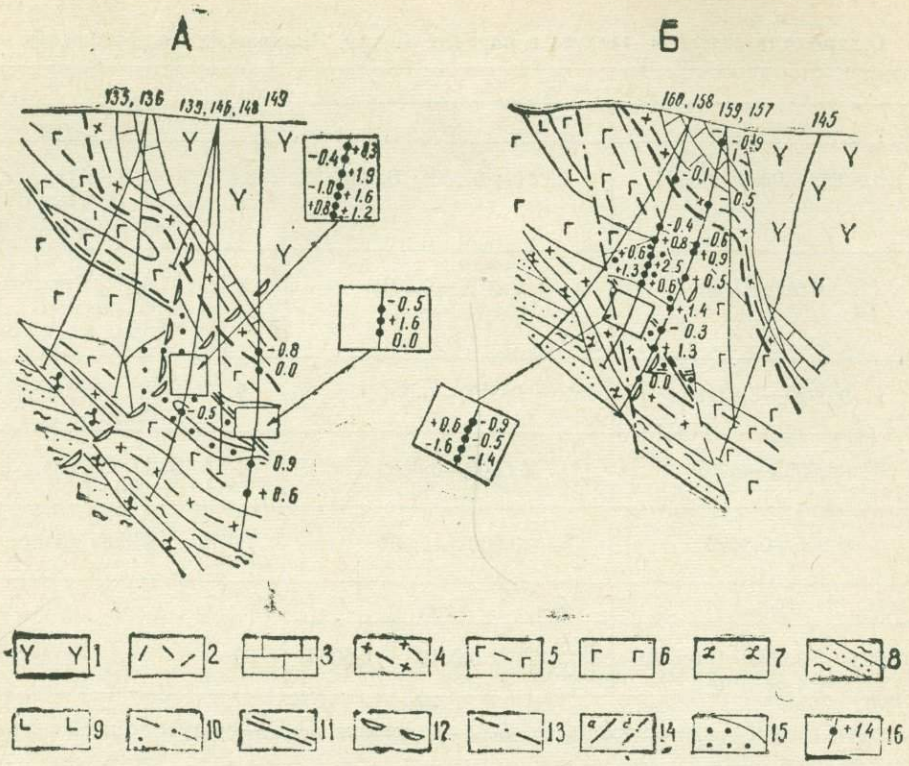


Рис. 4. Распределение δS^{34}‰ в пиритах Южно-Ремезовского месторождения по разрезам скв. 146, 149 (А) и скв. 158, 159 (Б). Геология по Н. И. Бородаевскому и А. Г. Акиньшиной.

1—плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *2*—альбитофиры; *3*—известняки, известковистые конгломераты и песчаники; *4*—тальк-карбонатные, карбонат-тальковые, хлорит-тальковые, тальк-хлоритовые породы; *5* — туфы и туфобрекчии диабазов, интенсивно серицитизированные и хлоритизированные; *6* — диабазы; *7*—лиственниты; *8*—глинистые и углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами; *9*—габбро-диабазы; *10—13* — разрывные нарушения: *10*—дорудные, *11*—внутрирудные, *12*—позднерудные, *13*—послерудные; *14*—границы рудовмещающих диабазов: *а*—стратиграфические, *б*—тектонические (дорудные); *15*—рудное тело; *16*—точки отбора пирита и величина δS^{34}‰.

δS^{34} (значения здесь и ниже приведены относительно метиоритной серы) по двум разрезам Южно-Ремезовского месторождения отражено на рис. 4. Пириты ореолов и рудных тел существенно не различаются по величине δS^{34}. Гистограмма δS^{34} для месторождений Южно-Ремезовское и Благодатное приведена на рис. 5. Она свидетельствует об одномодальном распределении величины δS^{34} в пиритах золото-сульфидных месторождений. Разброс этой величины ограничен очень узким интервалом (от $-2{,}00‰$ до $+2{,}5‰$), причем в еще более узкий интервал (от $-1{,}5‰$ до $+1{,}5‰$) попадает свыше 90% проб. Средняя величина δS^{34} для пиритов золото-сульфидных месторождений равна $+0{,}1‰$. Пириты Миндякских месторождений характеризуются значительно меньшим разбросом значений δS^{34}, чем пириты колчеданных месторождений (табл. 6).

Так же как в пиритах колчеданных месторождений, сравнительно большой разброс δS^{34} отмечается в пиритах с участков, расположенных на северном (Амангильдинский) и южном (Казаккуловский) продолжении Миндякского рудного поля. Сера этих пиритов обогащена тяжелым изо-

Таблица 6

Вариации изотопного состава серы пиритов из эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала (по А. А. Малахову, Е. А. Денисенко, Г. Н. Засухину и др., 1973)

Колчеданные месторождения	δS_{34} ‰		Диапазон вариаций, ‰
	от	до	
Маканское	+4,6	—5,2	9,8
Октябрьское	+14,1	—6,1	20,2
Юбилейное	+10,4	—3,8	14,2

топом: δS^{34} достигает +7,6‰ (участок Амангильдинский) и +6,3‰ (участок Казаккуловский). Вероятно, рудная минерализация на этих участках не является золото-сульфидной и ближе к медноколчеданной.

Содержание элементов-примесей в ореольных пиритах Миндякских месторождений в значительной степени зависит от местоположения пирита в ореоле. Установлены довольно четкие закономерности в распределении относительно рудного тела золота, мышьяка, никеля, кобальта,, марганца, титана, меди и цинка получившие отражение на схеме зональности пиритной составляющей ореола (рис. 6). Распределение в ореоле первых шести элементов имеет индикаторное значение для определения наличия оруденения Миндякского типа, а распределение меди и цинка служит показателем положения зоны ореола относительно рудного тела.

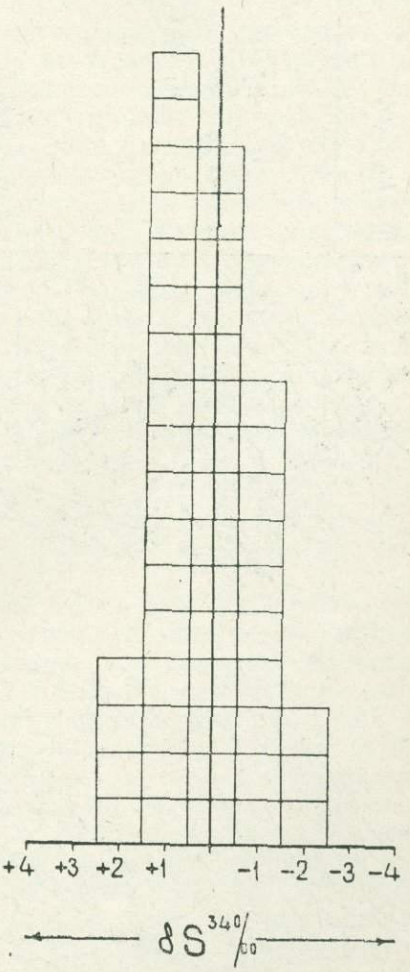


Рис. 5. Гистограмма распределения δS^{34}‰ в пиритах Южного-Ремезовского месторождения.

В ореоле выделены три зоны (от рудного тела).

I — зона высокой золотоносности с мышьяком, марганцем, титаном, сопровождаемая медью.

II — зона средней золотоносности с мышьяком, никелем и кобальтом, сопровождаемая медью и цинком. В этой зоне выделяются подрудная и надрудная части. Подрудная часть обогащена, кроме главных элементов, только медью, а надрудная — медью и цинком. По распределению в надрудной части меди и цинка в ней обособляются две подзоны: II_1 — медно-цинковая; II_2 — цинковая.

III — зона низкой золотоносности, возможно, с мышьяком, наложенная на ореол колчеданного оруденения с медью, цинком и свинцом.

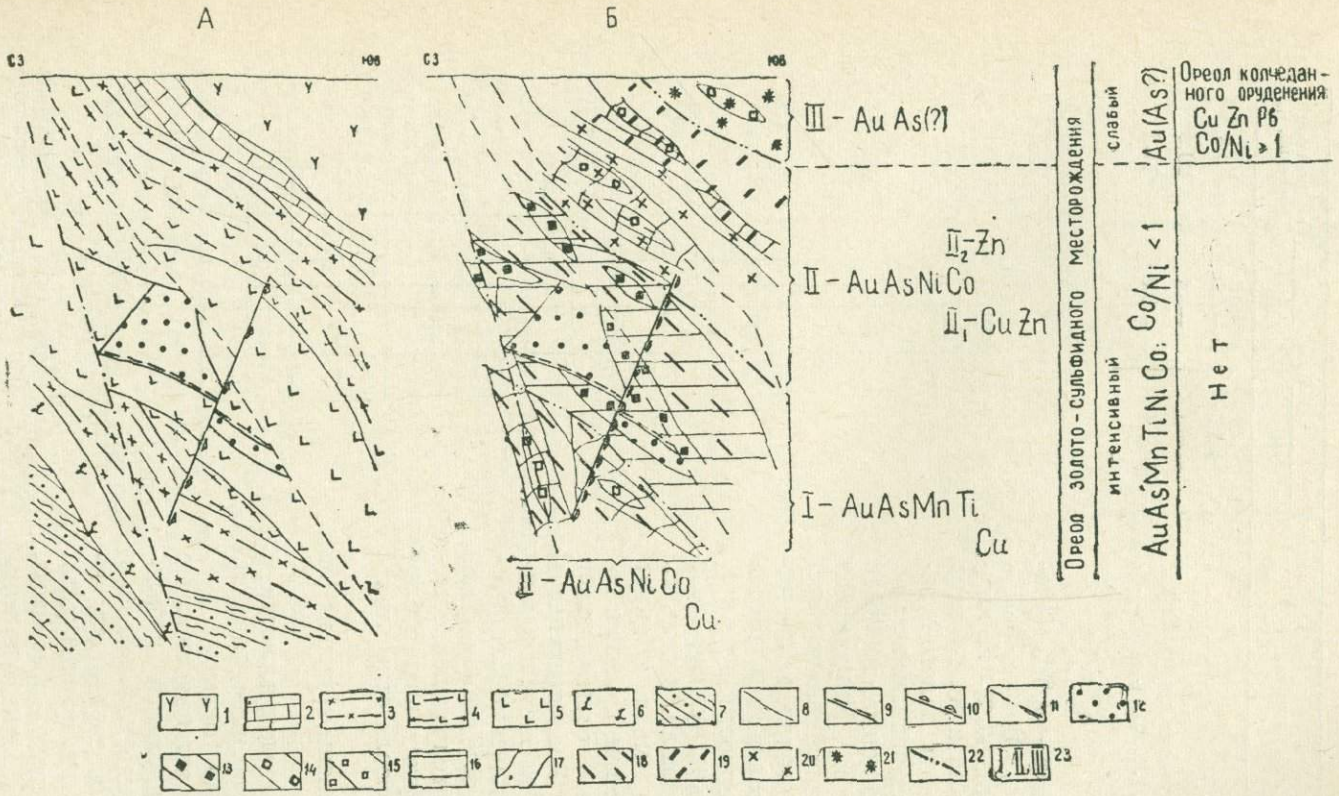


Рис. 6. Схема зональности пиритной составляющей эндогенных ореолов Миндякских месторождений.

А—схематический геологический разрез (составлен по данным Н. И. *Бородаевского* и А. Г. Акиньшиной, 1964); Б—распределение элементов-примесей в пиритах; *1*—плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; *2*—известняки, известковистые конгломераты и песчаники; *3*—*известково-осадочные породы, интенсивно* метаморфизованные (лиственитизированные, отальк*ованные*, хлоритизированные); *4*—рассланцованные туфы и туфобрекчии диабазов; *5*—диабазы; *6*—лиственит*ы*; *7*—песчаники, алевролиты; *8—11*—*разрывные нарушения*: *8*—дорудные, *9*—внутрирудные, *10*—позднерудные; *11*—послерудные; *12*—рудное тело; *13—21*—участки аномальных содержаний: *13—15*—золота и мышьяка (*13*—высокоаномальные, *14*—среднеаномальные, *15*—*низкоаномальные* содержания золота), *16*—марганца и титана, *17*—никеля и кобальта, *18*—меди, *19*—цинка, *20*—меди и цинка, *21*—меди, цинка и свинца; *22*—границы зон ореола; *23*—зоны ореола: I—зона высокой золотоносности с *мышьяком*, марганцем и титаном, сопровождаемая медью; II—зона средней золотоносности с мышьяком, никелем и кобальтом, сопровождаемая медью и цинком; III—зона низкой золотоносности, возможно, с мышьяком, *наложенная на ореол* колчеданного оруденения с медью, цинком и свинцом.

Перечисленные зоны ореола характеризуются определенной литологической приуроченностью. Первой зоной ореола охвачены околорудные диабазы. Высокая золотоносность зоны определяется часто встречающимися содержаниями золота более 30г/т. Содержания мышьяка варьируют от 0,3 до 1%. Наибольшим распространением в зоне пользуются содержания марганца и титана в пределах 0,1—0,3%, достигающие в единичных точках 1%. Содержания меди колеблются от 0,1 до 1%. Кроме главных элементов в зоне иногда обнаруживаются аномальные содержания других элементов-примесей, обычно не превышающие следующих величин: никель и кобальт —0,03%; цинк —0,3%; свинец —0,1%; серебро —0,005%.

Вторая зона ореола располагается, главным образом, в пределах интенсивно лиственитизированных осадочных пород, подстилающих и перекрывающих толщу диабазов. Наиболее часто встречающиеся содержания главных элементов зоны следующие: золото — первые десятки г/т; мышьяк — 0,1—0,3%; никель — 0,03—0,1%; кобальт — 0,01—0,03%. Существенные различия между надрудной и подрудной частями зоны в распределении перечисленных элементов отсутствуют. Внутренняя неоднородность в зоне проявляется по распределению меди и цинка. Подрудная часть зоны характеризуется приблизительно теми же содержаниями меди (0,1—1%), которые были отмечены в зоне высокой золотоносности и более низкими содержаниями цинка, не превышающими 0,1%. В надрудной части зоны пользуются широким распространением высокие содержания цинка (0,3—1%). Эта часть зоны подразделяется на две подзоны: медно-цинковую — нижнюю, непосредственно примыкающую к зоне высокой золотоносности, и цинковую — верхнюю, без меди, граничащую с зоной низкой золотоносности. Особенностью цинковой подзоны является приуроченность ее не только к осадочным породам, но и к перекрывающим их плагиоклазовым порфиритам. В этой подзоне значительно реже, чем в медно-цинковой, встречаются золото, мышьяк, никель и кобальт. В единичных точках зоны средней золотоносности обнаруживаются в аномальных содержаниях серебро — до 0,003%, свинец — до—0,1%, а также высокоаномальные содержания марганца и титана — 0,3 — 1%. Указанные содержания последних двух элементов выявились в подрудной части зоны на фоне широкого распределения содержаний этих элементов до 0,1%.

Третья зона приурочена к толще плагиоклазовых порфиритов. Она наложена на ореол колчеданного оруденения, геохимические признаки которого отсутствуют в пиритах нижележащих зон. Содержание золота в пирите третьей зоны колеблется от 1,9 до 18,8 г/т и достигает более высоких значений, чем в пиритах колчеданных месторождений (см. табл. 4). Высокие содержания мышьяка в пиритах этой зоны (0,3—1%) не указывают однозначно на принадлежность мышьяка к ореолу Миндякских месторождений, так как аналогичные содержания мышьяка обнаруживаются, хотя значительно реже, и в пиритах колчеданных месторождений. Содержания остальных элементов-индикаторов золото-сульфидного оруденения (марганец $\leqslant 0{,}02$, титан $\leqslant 0{,}03$, никель $\leqslant 0{,}003$, кобальт 0,01%) в пиритах, вкрапленных в плагиоклазовые порфириты, более характерны для пиритов колчеданных месторождений. Признаками принадлежности части пиритов третьей зоны к оруденению колчеданного типа являются высокие содержания (1% и более) меди, цинка, свинца и 0,01% серебра, а также индикаторные отношения $Co/Ni \geqslant 1$. Отмеченные содержания свинца, серебра и величины индикаторного отношения Co/Ni не наблюдаются в остальных зонах ореола и рудных телах Миндякских месторождений.

Комплекс элементов, включающий серебро, свинец и цинк, обычно характерен для внешних зон эндогенных геохимических ореолов колче-

данных (Засухин, 1969, 1972; Овчинников, Баранов, 1970) и других сульфидных месторождений (Овчинников, Григорян, 1970). В третьей зоне изучаемого ореола эти элементы обнаруживаются вместе с медью, которая практически отсутствовала в верхней части второй зоны ореола. Поэтому предполагается, что в данной зоне весь комплекс, включающий медь, свинец, и серебро, не связан с ореолом Миндякских месторождений. Таким образом, пиритная составляющая ореола золото-сульфидного месторождения, локализованная в плагиоклазовых порфиритах, уверенно характеризуется только моноэлементной зоной золота, наложенной на ореол колчеданного оруденения. Последний развился в толще плагиоклазовых порфиритов березовской свиты нижнего карбона, наиболее древних породах месторождения, до запрокидывания антиклинальной складки, к которой приурочены золото-сульфидные месторождения.

Основные выводы, полученные в результате геохимического исследования пиритов Миндякских месторождений сводятся к следующему.

1. Состав пиритов золото-сульфидных месторождений характеризуется индивидуальным геохимическим спектром, отличающимся от спектра пиритов других месторождений. К его специфическим признакам относятся повышенные содержания золота, мышьяка, никеля, кобальта, марганца и титана, определенные величины отношений содержаний пар элементов ($Co/Ni<1$; $\frac{Au}{Ag}>1$) и величина отношения произведения содержаний групп элементов

$$(\gamma = \frac{Cu \cdot Zn \cdot Pb \cdot Ba \cdot Ag}{As \cdot Ni \cdot Co \cdot Mn \cdot Ti} < 1).$$

2. Пиритная составляющая эндогенного ореола имеет по мощности зональное строение. Элементы-индикаторы (золото, мышьяк, марганец, титан, никель и кобальт) распределяются в ореоле относительно рудного тела симметрично. Асимметрия ореола фиксируется по меди и цинку. Медь накапливается в околорудных и подрудных, а цинк — в надрудных частях ореола. Особенности состава пиритов в толще плагиоклазовых порфиритов указывают на наложение ореола золото-сульфидного месторождения на колчеданную минерализацию.

3. Однородный состав пиритов и близость δS^{34} к нулевому значению свидетельствует о поступлении серы в рудообразующие растворы из мантийного источника. Специфика состава пиритов, включая соотношение содержаний селена и теллура, позволяет предполагать, что пириты Миндякских месторождений сформировались при участии компонентов базальтоидной магмы под влиянием ультрабазитов, внедрившихся по зоне Уралтауского разлома и оперяющим его разрывным нарушениям.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов Э. Н., Засухин Г. Н., Карпухина В. С., Логинова Л. А., Бухарова В. А. О формах нахождения меди, цинка, свинца и других элементов в пиритах из ореолов колчеданных месторождений.— «Геохимия», 1972, № 10.

Берзон Р. О., Карышев Ю. М. Селен и теллур в золоторудных месторождениях Урала.— «Геохимия», 1973, № 11.

Засухин Г. Н. Геохимические методы поисков медноколчеданных месторождений на восточном склоне Урала.— «Разведка и охрана недр», 1969, № 4.

Засухин Г. Н. К вопросу о классификации и условиях формирования эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений Южного Урала.— «Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования», ч. 2. Уфа, 1970.

Засухин Г. Н. Геохимическая зональность эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при поисках скрытых рудных тел.— «Геохимические поиски рудных месторождений». М., Недра, 1972.

Малахов А. А., Денисенко Е. А., Засухин Г. Н., Малахов Д. А., Абдулгужин Р. С., Дрожжев М. Г. Изотопный состав серы сульфидов некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Зап. Всесоюзн. мин. общ-ва, ч. 102, вып. 1, 1973.

Д. А. МАЛАХОВ, К. Т. ВИЛЬДАНОВА

ФТОР В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ ОКТЯБРЬСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Фтор известен во всех магматических образованиях. Важнейшими формами его вхождения в неизмененные породы являются: изоморфное вхождение в породообразующие алюмосиликаты (слюды, роговые обманки) и апатит, в которых он замещает ион OH^-; твердые микровключения этих минералов в кварце и полевых шпатах; адсорбированное состояние в стекловатых вулканогенных породах (Корренс, 1958; Комаров, 1968; 1969; Баймухамедов, 1970). В измененных вулканогенных породах фтор концентрируется в сериците, хлорите, апатите, флюорите и других минералах.

Содержание фтора в основных и средних вулканогенных и интрузивных породах обычно не превышает первых десятых долей процента. В однотипных вулканитах из разных регионов и отдельных массивов содержание фтора различно. Так, в риолитах и риодацитах западных штатов США, по данным Кост, Госс и Радер (Coast, Goss, Rader, 1963), оно равно 820 г/т; в базальтах Японии, США, Урала и других мест — 500—1200 г/т (Корренс, 1958; Ioshida, 1971, и др.), в андезитах Японии — до 1200 г/т (560 г/т, среднее из 7 анал.).

Нами изучалось распределение фтора в интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах баймак-бурибаевской свиты в разрезе глубокой скважины через месторождение Октябрьское. Фтор определялся К. Т. Вильдановой по предложенной ею оригинальной методике (Вильданова, 1971) количественным спектрографическим методом на приборах ИСП-28 и ДФС-8 в присутствии мещающих компонентов.

Представление о содержании фтора в верхнесилурийских породах баймак-бурибаевской свиты дано в табл. 1.

Содержание фтора в интрузивных породах и дайках колеблется от 150 до 250 г/т. В апофизах и апикальных частях диоритов количество фтора увеличивается, достигая в отдельных пробах 630 г/т.

Вулканогенные породы надрудной толщи содержат меньше фтора, в среднем около 130 г/т.

В левобрекчиях кислого состава — верхней части рудовмещающей толщи — количество фтора резко увеличивается, составляя в среднем 536 г/т.

Еще ниже в интервале глубин от 246 до 426 см господствуют туфы и туфобрекчии основного состава. Здесь все породы, включая туффиты, туфы кислого состава и дацитовые лавы, обогащены фтором, средние содержания которого колеблются в пределах от 536 до 604 г/т. Небезынтересно отметить, что наиболее высокие содержания фтора в пределах этого интервала отмечены в интенсивных серицитизированных (251 —

Таблица 1

Содержание фтора в породах и минералах по разрезу скв. 3291

Порода	Интервал глубин, *м*	Содержание фтора, г/т			
		колич. проб	от	до	средн.
Интрузивные породы					
Дайки кварцево- роговообманково-плагиоклазовых дацитов	12—160	14	110	220	160
	375—498	6	220	270	250
	915—991	6	90	330	179
диабазы	40—114	5	90	180	150
	807—934	2	*200*	*200*	*200*
Кварцевые диориты, диориты, габбродиориты, а) мощные тела	839—1186,7	33	110	390	249
Кварцевые диориты, диориты, габбродиориты, б) апофизы	769—798	6	220	630	435
	812—824	2	340	580	460
	769—824	8	220	630	440
Вулканогенные породы из надрудной толщи (0—160 м)					
Лавы дацитовых порфиритов	54—142	7	60	150	126
Лавобрекчии дацитовых порфиритов	1—12	2	110	160	135
Рудовмещающая толща и метасоматиты (160—426 м)					
Лавобрекчии кислого состава	*160—246*	*19*	*320*	*700*	536
Лавы дацитовых порфиритов	246—426	8	470	940	604
Туфы кислого состава	280—295	4	530	690	598
Туффиты	255—314	8	440	780	566
Подрудная толща (426—1131 м)					
Лавы дацитовых порфиритов	502—654	22	270	500	364
	934—1106	13	170	260	217
Туфы основного состава	320—477	30	270	600	424
Андезито-базальт (лавы)	427—567	11	310	570	422
	656—769	27	200	540	376
	798—1131	20	190	390	283
Минералы и гидротермально измененные породы					
Белый кварц	—	4	50	50	50
Белый кварц с пиритом, с очень малым количеством хлорита и серицита	—	5	120	130	125
Зеленоватый кварц с примесью хлорита	—	8	170	290	270
Интенсивно хлоритизированный андезито-базальт	330—652	6	550	820	640
Интенсивно серицитизированный-кварцевый метасоматит	251—313	3	630	940	770
Пирит	—	4	н. о.	н. о.	н. о.
Серицит	—	1	»	»	»

256 м —630 г/т F; 311—313 м—730 г/т; 304—306 м—940 г/т) и интенсивно хлоритизированных (330 — 338 м — 600 г/т F; 368 — 374 м — 550 г/т F; 400 — 416 м — 550 г/т) породах.

Глубже в подрудной толще количество фтора в породах понижается. В андезито-базальтовых породах содержания фтора колеблются от 283 до 424 г/т, в лавах дацитового состава — от 217 до 364 г/т F.

Для выяснения формы вхождения фтора в породы разреза определялось количество его в кварце, сульфидах, интенсивно серицитизированных кварцевых метасоматитах и в разной степени хлоритизированных породах. В макроскопически чистом кварце и сульфидах фтора практически не обнаружено. Отмечено повышение содержания фтора и от количества в окварцеванной породе хлорита (соответственно 90, 125, 270, 640, а в единичных пробах выше — до 820 г/т фтора). Наиболее высокие содержания фтора обнаружены в интенсивно серицитизированных кварцевых метасоматитах, образовавшихся по кислым породам (до 940 г/т фтора).

Учитывая довольно простой минеральный состав вулканогенных пород разреза (кварц, хлорит, серицит, альбит, сульфиды), отсутствие микроскопически видимого флюорита и наличие акцессорного апатита, отсутствие фтора в кварце и сульфидах, увеличение количества фтора в измененных разностях пород от количества хлорита и серицита, можно предполагать, что основная масса фтора распределяется между хлоритом, серицитом и апатитом, возможно, и субмикроскопическими образованиями флюорита.

Количество апатита, по данным просмотра шлифов, не превышает 0,2% их площади. Содержание P_2O_5, по данным химических анализов, в породах свиты колеблется в пределах от 0,08 до 0,12% (табл. 2). И даже если принять (условно), что в породах свиты апатит представлен фторапатитом, что весьма мало вероятно, то и в этом случае количество фтора не может превышать 9—20% от общего его количества в породе. На подчиненное значение апатита как концентратора фтора в магматических породах было указано ранее К. У. Корренсом (1958). Им было установлено, что на долю фтора апатитов падает: в брокенском граните — 4,7%; в опаделите из Юльсберга —31,9; в тоналите из Южного Тироля —17,7;

Таблица 2

Средние содержания фтора, P_2O_5, количество фтора в апатитах и доля фтора в апатитах к общему количеству его в породах баймак-бурибаевской свиты (Аржавитин П. В., Аржавитина М. Ю., 1970 ф)

Порода	Фтор, г/т				P_2O_5, г/т*				Содержание, г/т		Доля фтора в апатите к суммарному фтору в породе, %
	колич. проб	содержание в породе			колич. проб	содержание в породе			апатита в породе	фтора в апатите	
		от	до	среднее		от	до	среднее			
Диабазы (дайки)	8	120	350	290	76	500	1200	800	1860	37	18,6
Андезито-базальты (лавы и туфы)	96	190	820	395	32	500	1300	800	1860	37	9,4
Дациты субвулк.	14	80	240	153	76	—	—	800	1860	37	23,7
Дациты	47	90	940	290	79	500	900	800	1860	37	12,7

в сиените из окрестностей Дрездена — 17,0 и в габбро из Гарцбурга — 12,5%. Не являются в этом отношении исключением и породы баймакбурибаевской свиты.

Характерной особенностью рудовмещающей толщи и залегающих в них туфогенно-осадочных пород (туффиты, туфоаргиллиты) является обогащение ее фтором и сульфидами (вплоть до образования вулканогенно-хемогенно-осадочных серноколчеданных залежей). Это указывает на интенсивную фумарольно-сольфатарную деятельность во время формирования пород толщи, привнос эндогенных фтора и глубинной серы (Малахов, Денисенко и др., 1971, 1973).

Далее было прослежено изменение содержания фтора в дайках пострудных роговообманково-плагиоклаз-кварцевых дацитовых порфиритов. Интрудируя через всю толщу вулканогенных пород, эти дайки заимствуют незначительное количество фтора из вмещающих пород, на что указывает прямая зависимость изменений содержания фтора в дайках от изменения количеств фтора во вмещающих породах (табл. 3).

Таблица 3

Изменение содержания фтора в дайках дацитовых порфиритов и вмещающих породах

Глубинный интервал, *м*	Содержание фтора, *г/т*	
	вмещающие породы	дайка
72—82	132	125
114—129	150	143
373—381	604	441
474—498	424	248
915—927	232	113
976—991	290	210

ВЫВОДЫ

Концентраторами фтора в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах являются хлорит, серицит, апатит, возможно субмикроскопический флюорит.

Формирование рудовмещающей толщи сопровождается интенсивной сольфатарно-фумарольной деятельностью (привнос эндогенных серы и фтора).

Внедрение пострудных даек сопровождалось частичным заимствованием дайкой фтора из вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Баймухамедов М. Д. О распределении фтора в горных породах месторождения Джергетап.— ДАН УзбССР, № 10, 1970.

Вильданова К. Т. Об анализе фтора способом проекции всего пламени дуги на щель спектрографа, т. 15, № 5, 1971.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Комаров П. В. К геологии фтора.— «Геохимия, минералогия, петрография. (Итоги науки ВИНИТИ АН СССР)». М., 1968.

Комаров П. В. Ореолы и аномалии фтора в связи с месторождением полезных ископаемых и их поисковое значение.—«Изв. АН СССР», 1969.

Малахов А. А., Денисенко Е. А., Засухин Г. Н., Малахов Д. А., Абдулгужин Р. С., Дрожжев М. Г. Изотопный состав серы сульфидов из некоторых медноколчеданных месторождений Южного Урала.— Зап. Всесоюзн. минерал. общ-ва, сер. 2, ч. 102. Л.,«Наука», 1973.

Coats R. R., Goss W. D., Rader L. F. Distribution of fluorine in unaltered silicia volcanic rocks of the western conterminous United States.—«Econ. Geol.», 58, 1963, № 6.

Ioshida Minoru, Takahasi Kazuyoshi, Yonehara Norinobu Ozawa Takejiro, Iwasaki Iwaji. The fluorine, chlorine, bromine, and iodine contens of volcanic rocks in Japan.—«Bull. Chem. Soc. Jap.», 44, №7, 1971.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the Elements in some major units of the Earth's Grust.—Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 1961.

М. Ю. АРЖАВИТИНА

К ГЕОХИМИИ ПОРОД ЗИЛАИРСКОЙ СВИТЫ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Зилаирские отложения ($Д_3fm$ — C_1t_1) широко распространены в пределах Магнитогорского мегасинклинория. Наибольшим развитием они пользуются в Вознесенско-Присакмарской и Магнитогорской структурно-формационных зонах. Они представлены осадочными (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые породы и известняки) и вулканогенными (диабазовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириты и их туфы и трахитовые порфиры) породами. Нередко в разрезах наблюдается ритмичное чередование осадочных пород. По составу обломочного материала терригенные породы относятся в основном к полимиктовым разностям. Породообразующими элементами в них являются обломки пород (вулканогенных, интрузивных, метаморфических и др.) и минералов (плагиоклаз, кварц, пироксен, слюды, хлорит и др.).

В тяжелой фракции терригенных пород присутствуют ильменит, магнетит, сфен, циркон, гранат, анатаз, минералы группы эпидота и группы амфибола, моноклинный пироксен, хромшпинелиды, апатит, гематит, лейкоксен, гиндроокислы железа, реже встречаются рутил, мусковит, биотит, хлорит, пирит. Кроме того, Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой (1961) указаны кианит, монацит, барит. Цемент терригенных пород глинисто-хлоритовый, хлоритовый и карбонатный поровый и базально-поровый. Аргиллиты обычно алевритистые. Известняки в основном мелкокристаллические и органогенно-обломочные. Кремнистые породы обычно в значительной степени содержат примесь глинистого материала. Вулканогенные породы представлены разностями от базальтовых порфиритов до трахидацитовых и трахитовых порфиров[1].

Для геохимической характеристики описанных выше пород использовано более 500 полуколичественных спектральных анализов, выполненных в Институте геологии БФАН СССР[2]. Автором в процессе обработки материала по типам пород подсчитаны частота встречаемости (п), коэффициент концентрации (М) и фоновые содержания химических элементов. Последние сравнивались с кларками по А. П. Виноградову (1962), в исключительных случаях — по К. К. Турекиану и К. Г. Ведеполю (1961). Средние содержания элементов по основным группам пород приведены в табл. 1,2 и на рис. 1.

Полуколичественным спектральным анализом в образцах были обнаружены Cu, Zn, Pb, Ni, Co, No, Ag, Sn, Ba, Mn, Cr, Ti, V, Ga, Zr, Sr, Sc.

[1] См. статью в настоящем сборнике.
[2] Аналитик К. Т. Вильданова.

Таблица 1

Распределение элементов-примесей в осадочных породах (С. 10^{-3} вес, %)

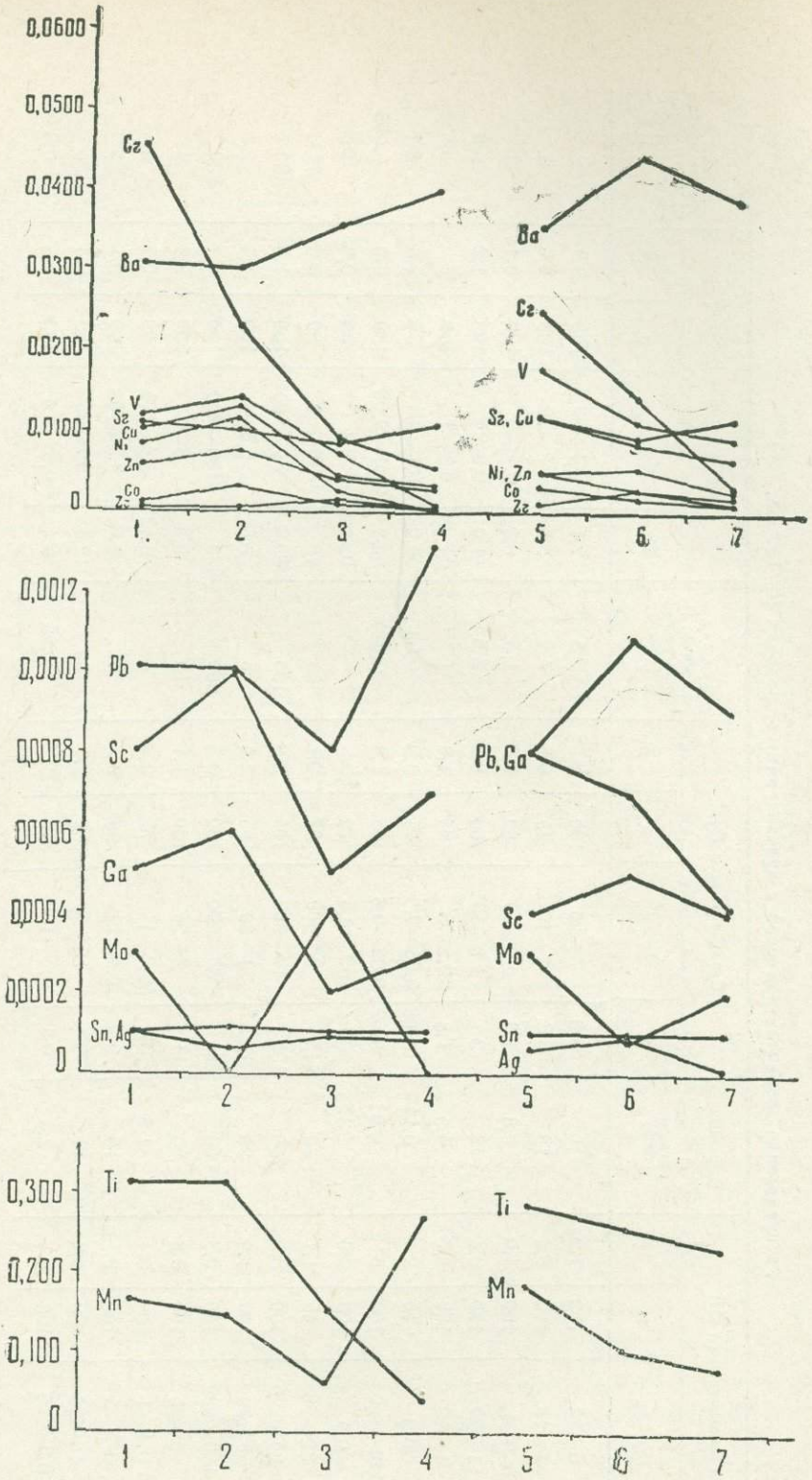
Элемент	Конгломераты, *гравелиты*, песчаники, алевролиты (341)				Песчаники по К.К. Turekian, К. Н. Wedepohl (1961)	Аргиллиты (75)				Глины и сланцы по А. П. Виноградову (1962)	Кремнистые породы (44)			Известняки (40)				Карбонатные породы по К. К. Turekian, К. Н. Wedepohl 1967
	$\bar{x}$	X_1-X_n	*n*	M		$\bar{x}$	X_1-X_n	n	M		$\bar{x}$	X_1-X_n	n	$\bar{x}$	X_1-X_n	n	M	
Cu	10	1—60	100	—	X	13,0	5—30	100	2,2	5,7	6,3	2—15	100	3,7	0,6—10	100	9,2	0,4
Zn	6,4	3—50	100	4	1,6	8,0	3—20	100	1	8	4,3	3—10	77	3	3—10	65	1,5	2
Pb	1,1	0,4—6	100	1,5	0,7	1,1	0,3—5	100	0,5	2	0,8	0,3—3	100	1,8	0,3—60	90	0,2	0,9
Ni	8,5	0,3—50	100		0,2	12,0	0,2—30	100	0,1	95	2,7	0,3—10	100	0,8	0,1—10	90	0,4	2
Co	2,6	0,3—5	100		0,03	3,0	1—6	100	1,5	2	1,2	0,2—10	100	0,9	0,1—6	42	90	0,01
Mo	0,3	0,3	2		0,02	—	—	—	—	0,2	0,4	0,3—0,6	30	—	—	—	—	0,04
Ag	0,12		0,01—0,5	—	0,00X	0,06	0,01—0,2	100	6	0,01	0,08	0,01—0,2	100	0,09	0,01—0,2	100	—	0,00X
Sn	0,12	0,1—0,2	80	—	0,00X	0,16	0,1—0,3	93	0,16	1	0,1	0,1—0,2	84	0,12	0,1—0,2	37	—	0,00X
Ba	32	10—60	37	—	X	32	30—40	60	0,4	80	36	30—50	35	40	30—100	15	40	1
Mn	158	10—1000	100	—	X0	135	20—400	100	2	67	62,7	3—200	100	274	50—100	100	2,5	110
Cr	47,4	2—100	100	13,5	3,5	23,5	3—60	100	2,3	10	8,7	2—30	100	5,8	0,5—20	80	5,3	1,1
Ti	313	30—800	100	2	150	313	50—600	100	0,7	450	152	30—600	100	32,7	0,3—200	100	0,8	40
V	12,8	0,3—40	100	6,4	2	14	3—30	100	1	13	7	1—20	100	1,7	0,3—10	100	0,8	2
Ga	0,5	0,1—1	100	0,4	1,2	0,6	0,3—1	100	0,2	3	0,2	0,1—0,6	100	0,3	0,1—1	70	0,7	0,4
Zr	1,5	0,3—8	97	0,6	2,2	1,3	0,3—3	100	0,06	20	1,7	0,3—6	100	0,6	0,3—2	73	0,3	1,9
Sr	11,2	10—30	95	5,5	2,0	10,0	10	86	0,2	45	10,0	10	95	10,4	5—30	100	0,1	61
Sc	0,8	0,3—1	94	8	0,1	1,0	0,3—1,5	100	1	1	0,5	0,3—1	100	0,66	0,3—2	73	6,6	0,1

Примечание к *табл.* 1 и 2: в скобках указано количество анализов; $\bar{X}$—среднее арифметическое содержание элемента; X_1-X_n—пределы содержаний элемента; n—частота встречаемости элемента в % от общего *числа проб*; M—коэффициент концентрации. ($M = \bar{X}$:кларк).

Таблица 2

Распределение элементов-примесей в вулканогенных породах (С. 10^{-3} вес. %)

Элементы	Основные породы (31)				*Основные породы по А. П. Виноградову (1962)*	Средние породы (34)				*Средние породы по А. П. Виноградову (1962)*	Кислые породы (33)				Кислые породы по А. П. Виноградову (1962)
	$\overline{X}$	X_1-X_n	n	M		$\overline{X}$	X_1-X_n	n	M		$\overline{X}$	X_1-X_n	n	M	
Cu	12,0	5—30	100	1,2	10	8,8	3—20	100	2,5	3,5	7,1	1—20	100	3,5	2
Zn	5,0	3—10	100	0,4	13	5,6	3—10	95	0,8	7,2	3,6	3—10	100	0,6	6
Pb	0,8	0,3—4	100	1,0	0,8	1,2	0,3—10	83	0,8	1,5	0,9	0,3—5	100	0,4	2
Ni	5,0	1—20	100	0,3	16	3	0,6—10	100	0,5	5,5	1,0	0,3—5	100	1,2	0,8
Co	3,0	1—10	100	0,7	4,5	1,8	0,2—5	95	1,8	1	1	0,3—3	100	2	0,5
Mo	0,1	0,3	10	2	0,14	0,08	0,05—0,3	44	0,9	0,09	0,2	0,1—0,3	50	2,8	0,1
Ag	0,06	0,01—0,03	100	6	0,01	0,09	0,02—0,6	66	1,3	0,007	0,02	0,01—0,06	100	4,0	0,005
Sn	0,1	0,1	100	0,6	0,15	0,14	0,1—0,5	72	—	—	0,1	0,1	100	0,3	0,3
Ba	32,0	30—60	45	1,1	30	45	8—200	67	0,7	65	40	30—60	80	0,5	83
Mn	190	20—300	100	0,9	200	105	10—300	100	0,9	120	80,4	30—200	100	1,3	60
Cr	25,2	5—80	100	1,2	20	13,0	1—80	95	2,6	5	3,6	0,5—6	100	1,4	2,5
Ti	286	100—600	100	0,3	900	264	80—300	100	0,3	800	230	100—400	100	1	230
V	18,2	6—30	100	0,8	20	11,5	3—20	100	1,1	10	9,5	3—30	100	2,4	4
Ga	0,8	0,4—1	100	0,4	1,8	0,7	0,2—1	77	0,3	2	0,42	0,4—0,6	80	0,21	2
Zr	1,2	0,3—3	100	0,1	10	3,0	0,6—10	90	0,1	26	2,3	0,3—10	100	0,1	20
Sr	12,0	10—20	90	0,2	44	9	10—20	82	0,1	80	12,5	10—20	50	0,4	30
Sc	0,4	0,3—0,6	100	0,1	2,4	0,5	0,3—1	77	2	0,25	0,4	0,3—0,6	100	1,3	0,3



Р и с. 1. Распределение микроэлементов в осадочных и вулканогенных породах зилаирской свиты.

Осадочные породы: 1—конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; *2*—аргиллиты; *3*—кремнистые породы; *4*—известняки; *вулканогенные породы: 5*—основного состава, *6*—среднего состава, *7*—кислого состава.

Эти элементы, за исключением Mo, присутствуют во всех породах, но имеют свойство концентрироваться в определенных их типах. По этому признаку химические элементы сгруппированы в естественные ассоциации (группы), которые и рассматриваются ниже.

Для первой группы элементов (медь, цинк, никель и кобальт) характерно увеличение их содержания от грубообломочных разностей пород к аргиллитам и уменьшение количества в кремнистых породах и известняках. Наиболее четко такая зависимость выражена для меди, цинка и никеля (см. рис. 1). При этом в аргиллитах содержание цинка и никеля в песчаниках, а содержание кобальта — во всех типах пород на один — два порядка выше кларковых. Содержание цинка и никеля в обломочных породах постепенно увеличивается от крупнозернистых разностей (конгломератов) к алевролитам и аргиллитам и резко падает в известняках. По определению Н. М. Страхова (1957), такое распределение элемента называется упорядоченным. При микроскопическом изучении пород самостоятельных минералов этой группы элементов не обнаружено.

В следующую группу включены хром, титан и ванадий, содержания которых в осадочных породах постепенно уменьшаются от грубообломочных разностей к известнякам (см. табл. 1, рис. 1). Данные элементы широко распространены в изученных породах ($n = 80—100$). Содержание хрома во всех типах пород несколько выше кларковых, а повышенные количества титана и ванадия отмечаются только в грубообломочных разностях пород. При этом максимальные фоновые содержания ванадия ($40—50 \cdot 10^{-3}\%$) отмечаются в песчаниках по рекам Зирень-Агач, Таш-Тугай, Куркак и в пределах Ириклинского водохранилища. В осадочных породах хром входит в состав акцессорных минералов — хромшпинелидов, которые постоянно присутствуют в тяжелой фракции, составляя 1—30 %, а титан и ванадий — в состав магнетита, анатаза, рутила, сфена, которые преимущественным развитием пользуются в тех районах, где отмечены повышенные содержания указанных выше элементов.

В третью группу включены элементы, поведение которых отмечается значительной пестротой распределения (марганец, свинец, скандий, галий и барий). Все элементы за исключением бария характеризуются пониженным содержанием в кремнистых породах и повышенным — в известняках (см. рис. 1).

Наиболее широко распространенными элементами являются марганец и свинец ($n=90—100$). За исключением галлия, количество всех элементов увеличено в известняках, что может свидетельствовать о том, что основной формой переноса элементов этой группы были растворы. Повышенные содержания марганца ($1000 \cdot 10^{-3}\%$) отмечаются в шаровых отдельностях и в песчаниках с базальным карбонатным цементом (реки Зирень-Агач, Б. и М. Уртазымка, оз. Бугодак), а также в отдельных прослоях известняков (реки Зирень-Агач, Ямская, Б. Уртазымка). Наиболее низкие фоновые содержания и коэффициент концентрации отмечаются у галлия. Максимальные его содержания $1 \cdot 10^{-3}\%$ отмечены в песчаниках рек Солончатки и Зирень-Агач. Минералов свинца, скандия и галлия не встречено, а минералы марганца широко распространены во всех изученных породах в виде окислов и гидроокислов по плоскостям напластования и по трещинам.

Барий присутствует в исследуемых породах в барите и, вероятно, в виде примеси в плагиоклазах. По данным А. Г. Бетехтина (1950), содержание BaO в плагиоклазах может достигать 0,2 %.

В четвертую группу входят элементы, которые во всех породах содержатся в почти равных количествах, поэтому кривые распределения их имеют почти горизонтальный характер. К этой группе отнесены се-

ребро, цирконий, молибден, олово и стронций. Серебро и олово в осадочных породах содержатся в количестве выше кларковых содержаний, а количество циркония и стронция (за исключением грубообломочных пород) ниже кларковых.

Молибден в осадочных породах почти отсутствует. Незначительные концентрации его обнаружены в терригенных и кремнистых породах. Самостоятельных минералов стронция, олова, серебра и молибдена не обнаружено, а цирконий входит в состав акцессорного минерала циркона, содержание которого в тяжелой фракции терригенных пород составляет до 8%.

Химические элементы вулканогенных пород по их поведению подразделяются на три группы. В первую группу входят титан, хром, ванадий, марганец, кобальт, никель, медь и галлий. Для этих элементов характерно уменьшение фоновых содержаний от основных пород к кислым. Титан, никель и галлий, за исключением кислых пород, содержатся в количествах ниже кларковых. Фоновые содержания марганца, ванадия, хрома, меди и кобальта находятся в пределах кларковых величин. Все элементы этой группы обнаружены спектральным анализом в пироксене и магнетите (табл. 3). Титан, кроме того, входит в состав акцессорных минералов-анатаза, сфена и рутила, хром — в состав хромшпинелидов, а натеки минералов марганца часто отмечаются по микротрещинам. Галий, видимо, в виде изоморфной примеси Ga_2O_3 присутствует в алюмосиликатах, замещая Al_2O_3.

Таблица 3

Распределение элементов-примесей в мономинеральных фракциях

Минерал	Элементы														
	Cu	Zn	Pb	Ni	Co	Ag	Sn	Mn	Cr	Ti	V	Ga	Zr	Sr	Sc
Пироксен . .	8	60	0,6	200	15	1	0,2	200	40	150	20	0,4	0,3	—	1
Пироксен . . .	40	60	0,6	60	15	2	0,2	200	60	100	30	0,6	—	—	1
Магнетит . . .	2	100	0,6	0,3	1	0,04	—	60	1	100	8	0,3	0,4	40	0,4

Во вторую группу объединены элементы (цинк, олово, серебро, свинец, скандий, цирконий барий), фоновые содержания которых повышаются в средних породах, незначительно отличаясь в основных и кислых. По отношению к кларкам земной коры количество цинка и циркония занижены (нередко на один порядок). Фоновые содержания серебра, за исключением основных пород, повышены на один порядок, а остальные элементы находятся в пределах кларковых величин. Кроме бария, они все обнаружены спектральным анализом в пироксене и магнетите. Барий присутствует в барите, плагиоклазах и кальците. Максимальные его содержания $150—200 \cdot 10^{-3}$% отмечаются в трахиандезитах р. Солончатки, где он входит, вероятно, в состав плагиоклаза, количество которого достигает 80%.

В третьей группе (молибден и стронций) наблюдается уменьшение элементов в средних породах при почти равных значениях в основных и кислых разностях. Количество молибдена находится в пределах кларковых величин, а стронция — несколько ниже. Минералы молибдена и стронция в описанных породах отсутствуют. Незначительные содержания стронция обнаружены спектральным анализом в магнетите.

В общем в вулканогенных породах только Cu, Cr и Ag находятся в количествах, превышающих кларковые величины; Zn, Sn, Pb, Ba и Sr

имеют значения ниже или равные кларковым, остальные элементы в основных, средних и кислых породах испытывают отклонения от кларковых величин в ту или иную сторону.

Во всех разновидностях осадочных пород Cu, Zn, Co, Ag, Mn, Cr превышают кларковые величины, а средние содержания Ca и Zr ниже кларковых. Содержание остальных элементов в разных типах пород бывает выше, ниже или равно кларковым значениям.

Распределение большинства элементов в осадочных породах отличается большой пестротой. Максимальные средние содержания их приурочиваются то к гравелитам, то к песчаникам или аргиллитам. Только Ni и Zn ведут себя упорядоченно.

Наибольшее количество элементов, обнаруженное в обломочных породах, а также приведенные выше кривые распределения микроэлементов свидетельствуют о том, что перенос микроэлементов происходил в основном в виде взвесей и в минимальных количествах в виде раствора. Отсюда следует, что область питания отличалось слабым развитием химического выветривания. Это подтверждается полимиктовым составом пород и их слабой отсортированностью.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., 1950.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earths orust.—Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 72, № 2, p. p. 175—191, 1961

П. В. АРЖАВИТИН, М. Ю. АРЖАВИТИНА

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФАМЕНСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Фаменские отложения, широко развитые в Магнитогорском мегасиклинории, представлены в основном флишеподобными осадками, состоящими преимущественно из вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Реже отмечаются известняки, конгломераты и вулканогенные породы. Характеристика последних и приводится в данной статье. В среднем вулканиты составляют не более 5% от общего объема пород. Они развиты главным образом в Верхнеуральском районе и на юге восточного борта мегасинклинория в районе рек Кумак, Суундук, Солончатка, Мусагатка, ручья Базарбай и на Можаровском участке (Рихтер, 1968; Сагло, 1969).

Вулканогенные породы представлены разностями от базальтовых порфиритов до трахидацитовых порфиров. На долю эффузивов и субвулканических образований приходится не более 40%, остальная часть представлена пирокластическими разностями, среди которых преобладают туфы среднего и трахитового состава.

Порфириты базальтового состава состоят из вкрапленников клинопироксена (до 7%), плагиоклаза (10—15%) и основной массы, сложенной микролитами плагиоклаза (40—50%), пироксеном (до 20%), редкими зернами магнетита и хлоритизированным стеклом. Очень редко отмечаются эпидот, кальцит, пренит, серицит и кварц. Структура пород порфировая, а основной массы — диабазовая, интерсертальная, интерсертально-пилотакситовая. Пироксен вкрапленников и основной массы представлен авгитом ($2V = 53—56°$, c: $Ng = 41—43°$, $Ng - Np = 0{,}023—0{,}026$). Некоторые зерна пироксена замещены уралитом, амфиболом и хлоритом. Плагиоклаз представлен разностями от альбита до андезина (табл. 1). Иногда по плагиоклазу в незначительном количестве отмечаются мелкочешуйчатый серицит, хлорит, пелит и кальцит.

Породы андезито-базальтового состава отличаются от базальтовых порфиритов в основном по структуре и количеству слагающих их минералов. В андезито-базальтовых порфиритах в меньшем количестве встречается пироксен, как во вкрапленниках, так и в основной массе, и в большем количестве — плагиоклаз.

Андезитовые порфириты представлены пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми разностями. Пироксен-авгит составляет от 1—2 до 15%. Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми, реже — зональными кристаллами размером до 2 мм. По составу он отвечает ан-

Таблица 1

Оптические свойства плагиоклазов и моноклинных пироксенов в фаменских вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклинория

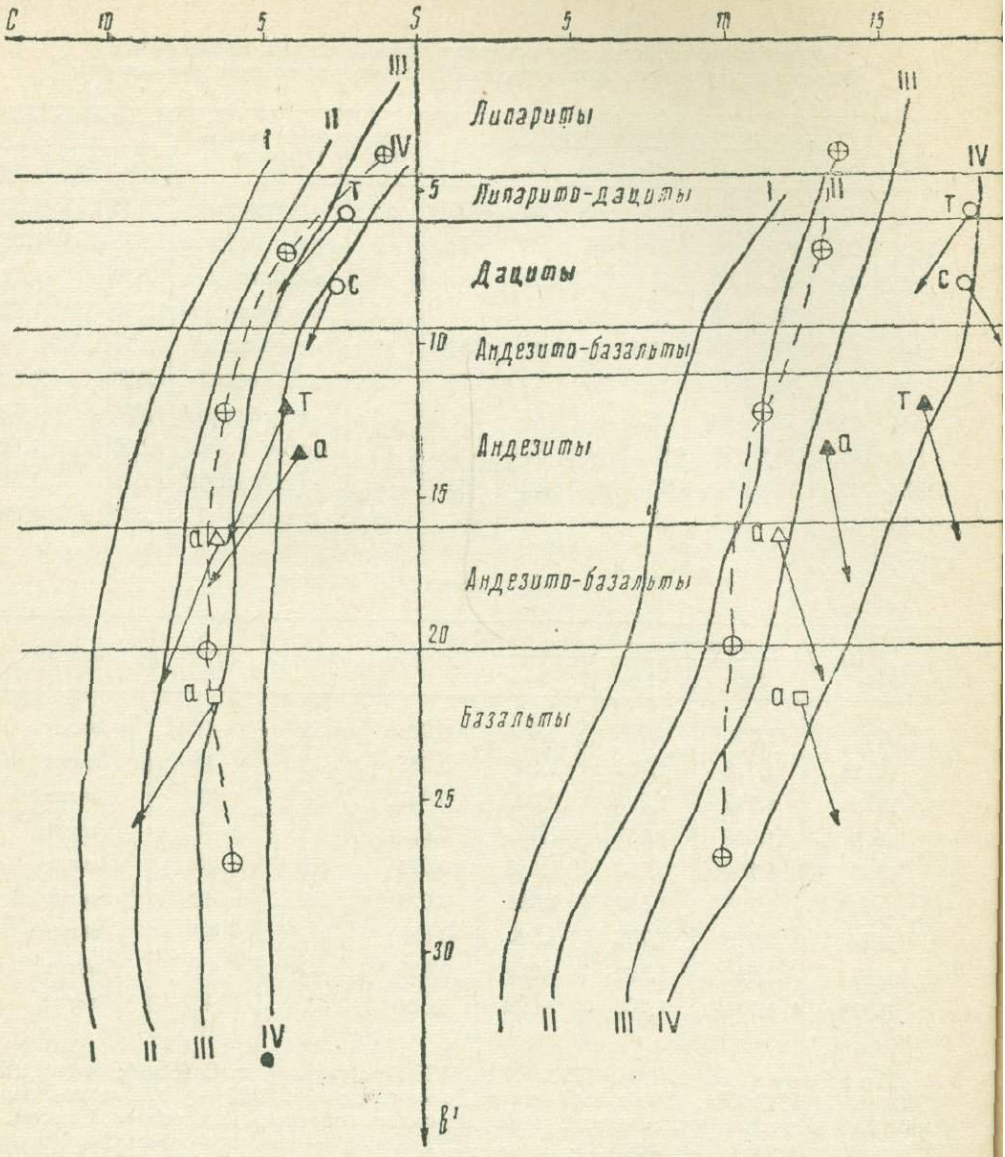
№ обр.	Координаты Р			Координаты Д			2V	№ плаг	Закон двойникования	Показатели преломл.		
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np				Ng	Nm	Np
1723	22	70	86	22	70	86	—86	42	альбитовый	1,558	1,555	1,551
1724	20	70	90	70	20	90	78	1	карлсбадский	1,538	1,532	1,528
1725	18	72,5	89	88	72,5	89	84	3	альбитовый	1,538		1,528
1579	16	75	87	75	19	79	82	5	карлсбадский	1,538		1,528
1580	15,5	74,5	85	15,5	85	86	86	12	манебахский	1,538	1,532	1,528
1581	13	76	89	13	76	89	72	8	альбитовый	1,538		1,528
1584	18	72	89	72	18	87	78	3	карлсбадский	1,538		1,528
1586	85,5	14,5	76,5	85,5	14,5	76,5	82	13	манебахский	1,540		1,529
1587	17	73	88	81	89	89	86	5	карлсбадский	1,538		1,528
1295*	15	75	86	15	75	86	—84	3	альбитовый	1,538	1,532	1,528

№ обр.	Показатели преломления			Ng—Np	2V	c:Ng	Минерал
	Ng	Nm	Np				
1723	1,710	1,700	1,684	0,026	55	41	авгит
1723*	1,718	1,702	1,695	0,023	53	43	авгит
1725	1,712	1,703	1,687	0,025	54	42	авгит
11579	1,716	1,687	1,683	0,023	56	43	авгит
1580	1,714	1,693	1,688	0,026	55	43	авгит
1581	1,706	1,687	1,681	0,025	56	42	авгит
1584	1,716	1,702	1,690	0,026	56	42	авгит
1587	1,710	1,690	1,685	0,025	56	41	авгит
1587*	1,716	1,700	1,692	0,024	54	43	авгит

Примечание. 1. Обр. 1723, 1724, 1725 отобраны у п. Спасский; обр. 1579, 1580, 1586, 1581, 1584, 1580 и 1587—по р. Солончатка; обр. 1295 — у г. Верхне-Уральска. 2. У образцов, отмеченных*, анализировались минералы из основной массы, в остальных случаях-вкрапленники. 3. Обр. 1723, 1587 — андезито-базальтовый порфирит, обр. 1724, 1581, 1586 и 1295-трахитовый порфир, обр. 1725, 1579, 1580 и 1584 — андезитовый порфирит.

дезину № 45, но часто альбитизирован. Структура породы порфировая, а основной массы — гиалопилотакситовая, гиалопилитовая и микролитовая.

Трахитовые порфиры сложены вкрапленниками плагиоклаза (15—25%), калиевых и калинатровых полевых шпатов (до 20%), роговой обманки (1—2%), биотита (до 3%) и основной массой. Вкрапленники плагиоклаза призматические, размером до 1,5 мм. Представлены они олигоклазом № 20—30 или альбитом. Роговая обманка опацитизирована, бледно-зеленого цвета (2V = 82°, c: Ng = 19°). Биотит образует небольшие листоватые кристаллы, иногда слабо хлоритизированные. Основная масса сложена микролитами альбит-олигоклаза (40—60%), щелочных полевых шпатов (10—35%), кварца (5—25%), тонкорассеянного гема-



Р и с. 1. Диаграмма средних химических составов фаменских вулканогенных пород .

а—типовые разности пород; т—разности пород с повышенным содержанием щелочей, уклоняющиеся к трахитоидным; с—субвулканические разности. I, II, III, IV—вариационные кривые по А. Н. Заварицкому: I—тип Пеле, II—тип Лассен-Пик, III—*тип Йеллоустонского парка,* IV—*тип Этны,* ———вариационные кривые фаменского вулканического комплекса.

тита. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон и магнетит. Структура основной массы трахитоидная или микролитовая с субпараллельным расположением микролитов, реже гиалопилитовая и ортофировая. Трахидацитовые порфиры встречаются совместно с трахитами. От последних они отличаются большим развитием в основной массе кварца и наличием микролитовых и сферолитовых структур.

Туфы среднего (андезитового и трахиандезитового состава) представлены литокластическими разностями. Они состоят из угловатых

Таблица 2

Средний химический состав фаменских вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинория

№ п-п	Колич. ан.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^-	п п п	Сумма
1	4	48,80	0,93	18,03	3,72	6,23	0,10	5,30	7,24	3,77	2,33	0,15	0,23	3,16	99,76
2	4	54,87	0,62	17,29	4,26	4,80	0,12	3,96	5,55	3,94	1,61	0,27	0,25	2,43	99,72
3	4	59,63	0,87	15,46	3,89	3,14	0,08	3,66	4,04	4,12	2,70	0,22	0,38	1,35	99,16
4	8	57,72	0,41	18,16	2,57	3,13	0,10	3,16	4,48	5,63	2,50	0,21	0,45	1,52	99,59
5	20	63,79	0 45	17,46	2,38	1,96	0,05	1,06	1,78	5,28	4,26	0,15	0,29	1,65	100,27
6	4	61,55	0,58	16,80	2,69	3,12	0,07	0,99	2,88	6,22	2,50	0,41	0,32	1,61	99,42

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и Д. С. Штейнбергу

№ п.п	Колич. ан.	*a*	*c*	*b*	*b'*	*s*	*a'*	*b'*	*m'*	*c'*	*n*	*t*	Q	*α*	Na_2O'	*f'/m'*	FeO'	FeO"
1	4	12,2	6,6	21,7	21,7	59,5		44,2	43,9	11,9	71,7	1,3	—12,1	35,1	5,4	1,0	9,7	17,0
2	4	11,5	6,4	16,4	16,4	65,7	—	53,1	46,9	14,2	78,7	0,8	2,0	35,7	5,1	1,2	8,7	14,1
3	4	13,1	3,9	13,6	13,6	69,2	—	46,4	46,4	7,2	69,4	1,0	8,5	22,9	6,0	1,0	6,7	11,7
4	8	16,3	4,3	12,1	12,1	67,3	—	43,6	45,5	10,9	76,8	0,5	—2,3	20,8	7,4	0,9	5,5	9,8
5	20	17,9	2,3	6,9	5,7	72,9	17,6	55,9	26,5	—	64,8	0,5	7,7	11,3	8,3	2,1	4,2	5,7
6	4	17,6	2,7	8,1	8,1	71,6	—	66,7	21,4	11,9	78,7	0,7	5,3	13,3	7,9	3,1	5,6	7,0

Примечание. 1 — диабазовые порфириты, 2 — андезито-базальтовые порфириты, 3 — андезитовые порфириты, 4 — андезито-трахитовые порфириты, 5 — трахитовые порфиры, 6 — трахитовые порфиры субвулканические.

обломков и вулканических бомб размером 3—20 см. Широко отмечаются шлаковидные гематизированные разности. В связующей массе мелкие обломки того же состава и плагиоклаза. Туфы трахитовые отличаются более грубообломочным строением. Они сложены округлыми вулканическими бомбами, остроугольными угловатыми обломками, имеющими разную окраску и текстуру. В связующей массе отмечаются те же, но более мелкие обломки порфиров, их шлаковые фрагменты, плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц.

Субвулканические образования представлены маломощными секущими телами трахиандезитового и трахитового состава с хорошей раскристаллизацией основной массы.

Трахиандезитовые порфириты состоят из вкрапленников плагиоклаза, нередко зональных (10—20%), клинопироксена (1—5%), иногда роговой обманки (1—2%) и основной массы, сложенной микролитами плагиоклаза и хлоритизированным стеклом. Структура основной массы трахитовая или гиалопилотакситовая.

Трахитовые порфиры сложены вкрапленниками плагиоклаза (3—7%), калиевых полевых шпатов (3—10%), опацитизированной роговой обманки и основной массой. Это почти полнокристаллические породы с трахитовой структурой основной массы. Акцессорные минералы в субвулканических породах магнетит, гематит, сфен, апатит, циркон.

Химизм фаменских вулканогенных пород базируется на данных 44 полных силикатных анализов, из которых 15 анализов авторские.

Породы основного состава в петрохимическом отношении характеризуются пониженным содержанием кремнезема, магнезии, условной закиси железа, окиси титана и повышенным — щелочей и глинозема (табл. 2, рис. 1). Качественно такими же петрохимическими особенностями характеризуются и андезито-базальтовые порфириты. Среди андезитовых порфиритов по химизму выделяются нормальные и разности с повышенной щелочностью (табл. 2, ан. 3,4). Последние по сравнению с нормальными имеют повышенную щелочность ($a = 16{,}3, Na_2O' = 7{,}4$), пониженную кремнеземистость ($Q = -2{,}3$) и железистость ($FeO' = 5{,}5\%$). От среднемировых трахиандезитов по Р. Дэли они отличаются только меньшим содержанием титана (на 0,5%), окиси калия (на 1%), большей глиноземистостью (на 1%) и несколько большим значением анортитового числа ($\alpha = 20{,}8$).

Трахитовые разности характеризуются высокой щелочностью ($a = 17{,}9$, Na_2O' 8,3), низкой известковистостью ($c = 2{,}3$, $\alpha = 11{,}3$), кремнеземистостью и низким значением параметра в′ (5,7). От среднемировых трахитов по Р. Дэли данные породы отличаются повышенным содержанием кремнезема (на 3%) и пониженным содержанием магнезии (на 2%).

Субвулканические трахитовые порфиры по петрохимическим особенностям почти тождественны эффузивным разностям, отличаясь несколько большим содержанием окиси титана, условной закиси железа и меньшим — кремнезема (табл. 2, ан. 5,6).

Анализ петрохимической диаграммы по А. Н. Заварицкому показывает, что вариационная кривая в обоих частях диаграммы отклонена в сторону пород с повышенной щелочностью и приближается к вариационной кривой Этны, т. е. данные породы относятся к субщелочным разностям (см. рис. 1). Повышение щелочности в данных формациях связано главным образом с их развитием в относительно устойчивых консолидированных участках подвижного пояса.

Различные соотношения и проявления кислого, среднего и основного вулканизма в разных зонах, петрохимические особенности вулканитов, в частности увеличение количества щелочей, в том числе окиси калия, и появление трахиандезитовых и трахитовых разностей, свиде-

тельствуют о формировании вулканитов за счет отдельных изолированных очагов магмы, испытавших значительную дифференциацию.

Процессы дифференциации, по-видимому, привели к обособлению щелочных расплавов, а тектоническая активизация в заключительную стадию тектоно-магматического этапа обусловила их продвижение в верхние части земной коры.

Из всего сказанного следует, что фаменские вулканогенные породы характеризуются специфическими геологическими, петрохимическими и петрографическими особенностями, значительно отличаясь по составу, характеру вулканизма и условиям образования от всех вулканогенных комплексов. Поэтому фаменские вулканогенные породы следует выделять в самостоятельную субщелочную формацию.

ЛИТЕРАТУРА

Рихтер Я. А. Эффузивные формации восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория.— «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 3. Саратов, 1968.

Рихтер Я. А. Девонские отложения верховьев р. Караганки на восточном склоне Южного Урала.— «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 3. Саратов, 1968.

Рихтер Я. А., Кригер М. А., Игошина Г. И. Основные черты стратиграфии девонских и нижнекаменноугольных вулканогенных отложений южной части восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория.— «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 3. Саратов, 1968.

Сагло В. В. История развития девонского вулканизма на восточном слоне Южного Урала.— «Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья», вып. 6, ч. 1. Саратов, 1969.

МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РУД

А. А. ЗАХАРОВА

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОКОЛО НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ КИСЛОГО СОСТАВА В БУРИБАЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

В составе липарит-базальтовой формации лландовери-венлокского вулканогенно-осадочного комплекса, распространенного на Южном Урале только в Вознесенско-Присакмарской синклинальной зоне, субвулканические образования кислого состава развиты локально и незначительно, не более 3—5% всего объема вулканитов. Они представлены штокообразными телами размером от долей метра в поперечнике до 300—500 м. Реже наблюдаются дайкообразные тела, прослеживающиеся по простиранию до 1 км при мощности 200 м. С субвулканическими телами в верхней части разреза лландовери-венлокских отложений пространственно ассоциируют горизонт кислых туфов и лав. Возраст кислых образований установлен по фауне граптолитов из кремнисто-глинистых сланцев, залегающих среди туфов у дер. Байгускарово в Бурибайском районе. Кроме того, установлен ряд пунктов перекрытия фаунистически охарактеризованными отложениями венлока и нижнего лудлоу описываемых образований (Захаров, Захарова, 1972).

Субвулканические кварцево-плагиоклазовые порфиры липаритодацитового состава микролитозернистой, микросферолитовой структуры претерпели лишь слабые автометасоматические изменения, выразившиеся в развитии в основной массе и по вкрапленникам альбита (An —2— — 10%) единичных чешуек хлорита, серицита.

В пироксен-плагиоклазовых порфирах дацитового состава автометасоматические изменения проявились так же слабо: по фенокристаллам олигоклаза (An—12—13%) развиты чешуйки магнезиального хлорита, редкие радиальнолучистые выделения биотита, прожилки альбита, кальцита.

Субвулканические тела порфиров окружены ореолом приконтактовых магматогенных брекчий, которые вместе с вмещающими породами — туфами дацитового, андезито-дацитового состава, андезитовыми порфиритами претерпели поствулканические метасоматические изменения с формированием минеральных ассоциаций: хлорит + кварц + кальцит, хлорит + кварц + гидроокислы железа.

Около описанных субвулканических тел, принадлежащих по химическому составу к натровой серии и внедрившихся, по-видимому, близко-одновременно с формированием верхних горизонтов лландовери-венлокского вулканогенного комплекса, заметных приконтактовых метасоматических изменений и сульфидной минерализации не наблюдается.

Среди субвулканических образований кислого состава, развитых в верхней части разреза лландовери-венлокского вулканогенного комп-

лекса, впервые обнаружены существенно калиевые кварцевые порфиры липарито-дацитового состава, распространенные также в районе дер. Байгускарово. Содержание K_2O в них достигает 5,2%, при Na_2O — 1,49%. В основной массе кварцевых порфиров наблюдаются микрозернистые, микросферолитовые выделения калиевого полевого шпата, между которыми развиты редкие чешуйки хлорита, гидрослюды табачно-зеленого, голубовато-зеленого цвета. Фенокристаллы кварца образуют иногда микрографические срастания с калиевым полевым шпатом.

Внедрение кварцевых порфиров, по-видимому, сопровождалось потоком гидротерм, оказавших интенсивное метасоматическое воздействие на вмещающие породы, по химическому составу принадлежащие к натровой серии. Это воздействие выразилось, прежде всего, в перекристаллизации микролитозернистой основной массы кварцево-плагиоклазовых порфиров и их туфов, в замещении отдельных ее участков крупными метасферолями, радиальнолучистыми, метельчатыми, гранофировыми выделениями чистого альбита, альбита + кварца, содержащих включения гидрослюды табачно-зеленого цвета и криптозернистые выделения калиевого полевого шпата, иногда—пластинки биотита, гидробиотита. В промежутках между этими новообразованиями развиты крипточешуйчатые, червеобразные выделения гидрослюды табачно-зеленого цвета, которая по данным дифрактометрических и рентгенометрических исследований сходна с гидрослюдами глауконитовой серии (типа селадонита). В некоторых участках породы наблюдается замещение удлиненно-призматических лейст первичного олигоклаза аналогичной гидрослюдой совместно с криптовыделениями калиевого полевого шпата, что отчетливо видно при больших увеличениях после окрашивания (Кагай, 1960). Такие же криптовыделения калишпата видны (после окрашивания) в виде расходящихся «лучей» в радиальнолучистых, сферолитовых, метельчатых новообразованиях альбита.

Таким образом, под воздействием внедрившихся субвулканических тел калиевых кварцевых порфиров, на контакте с последними, во вмещающих натровых эффузивных породах кислого и среднего состава, автометасоматически слабо измененных с формированием минеральных ассоциаций: хлорит+кварц, хлорит+кварц+кальцит — развились мине-



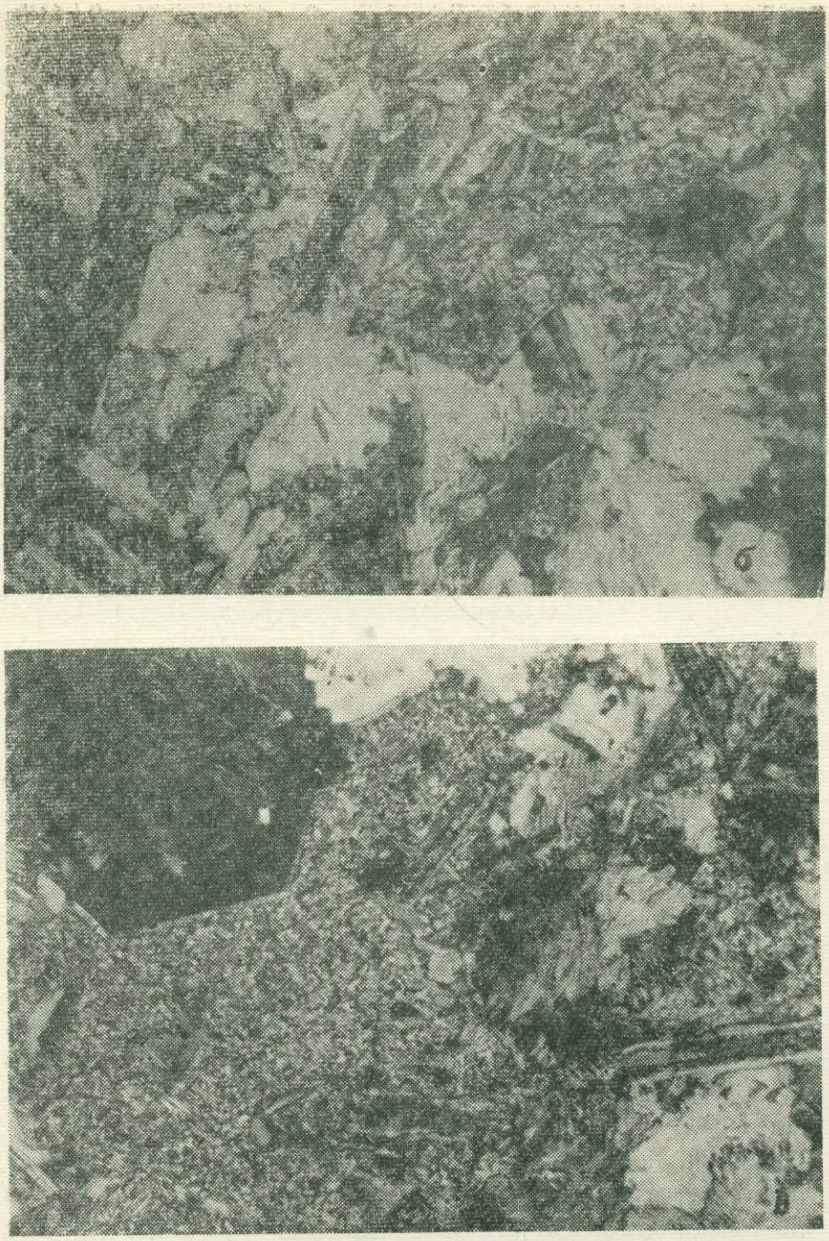


Рис. 1. Метасоматическое преобразование диабаза лландовери-венлокского вулканогенного комплекса в контакте с субвулканическим калиевым кварцевым порфиром. Обн. 154, у дер. Байгускарово.

а—пироксенсодержащий диабаз слабо хлоритизированный; шл. 154/1, отобран на удалении от контакта; *б, в*—тот же диабаз, подвергнутый приконтактовому метасоматозу.

Отчетливо видно замещение диабаза офитовой структуры радикально-лучистыми, гранофировыми новообразованиями альбита, кварца, крупночешуйчатой гидрослюдой. Шл. 154/3, различные участки шлифа. Увел. 72*, николи скрещены.

ральные ассоциации приконтактового метасоматоза: альбит + гидрослюда (глауконитовой серии) + калишпат + (биотит, гидробиотит).

Аналогичные приконтактовые изменения около калиевых кварцевых порфиров наблюдаются и в основных породах — диабазах и спилитах лландовери-венлокского вулканогенного комплекса. Характер этих изменений детально изучен в районе дер. Байгускарово. Здесь, в пироксенсодержащих диабазах, диабазовых порфиритах вследствие пост вулканических автометасоматических процессов сформировалась минеральная ассоциация: хлорит + кварц + кальцит с частичной деанортитизацией основного плагиоклаза до андезина. В результате приконтактового метасоматоза удлиненно-призматические кристаллы плагиоклаза частично или полностью заместились крупными, до 1—1,5 мм, метасферолями, метельчатыми, радиальнолучистыми выделениями альбита, часто в виде гранофировых срастаний с кварцем. В промежутках между этими своеобразными новообразованиями наблюдается крупночешуйчатая гидрослюда яркого табачно-зеленого, синевато-зеленого цвета, сходная с гидрослюдами глауконитовой серии (селадонитом),

Таблица 1

Баланс вещества при метасоматическом преобразовании диабазов в контакте с калиевыми кварцевыми порфирами

Компоненты	Вес, %				Pi—вес. элементов в г|1000см³		Привнос-вынос элементов на 1000 см³,г	
	результаты анализа		приведенные к 100 %					
	I	II	I	II	I	II	абсолютные разности	в % к I
SiO_2	50,95	55,98	51,25	56,36	646,70	698,08	+51,38	+7,9
TiO_2	1,77	0,52	1,78	0,52	28,78	8,26	—20,52	—71,3
Al_2O_3	15,19	14,00	15,28	14,09	218,30	197,57	—20,73	—9,5
Fe_2O_3	4,44	4,10	4,47	4,13	84,36	76,54	—7,82	—9,3
FeO	6,98	6,26	7,02	6,30	147,31	129,76	—17,55	—11,9
MnO	0,10	0,21	0,10	0,21	2,10	4,31	+2,21	+105,2
MgO	6,89	6,80	6,93	6,85	112,80	109,19	—3,61	—3,2
CaO	5,69	2,59	5,72	2,61	110,38	49,42	—60,96	—55,2
Na_2O	2,99	1,75	3,01	1,76	60,26	34,59	—25,67	—42,6
K_2O	0,24	2,35	0,24	2,36	5,39	51,91	+46,52	+863,1
P_2O_5	0,19	0,08	0,19	0,08	2,26	0,93	—1,33	—58,9
CO_2	0,66	0,22	0,66	0,22	4,87	1,59	—3,28	—67,4
H_2O	3,12	4,44	3,14	4,47	9,49	13,25	+3,76	+39,6
S	0,21	0,04	0,21	0,04	5,70	1,06	—4,64	—81,4
O_2					1260,81	1272,79	+11,98	+0,9
Σ	99,42	99,34	100,00	100,00	2699,51	2649,25	$\Sigma+\Delta = +115,85$ $\Sigma-\Delta = -166,11$	$\frac{\Sigma+\Delta}{\Sigma pi I} = +4,3$ $\frac{\Sigma-\Delta}{\Sigma pi I} = -6,2$

Примечание. 1— диабаз пироксенсодержащий, не метаморфизованный, объемный вес—2,70, обр. 154/1;
2—диабаз метасоматически измененный в контакте, объемный вес—2,65, обр. 154/3.

единичные пластинки биотита, гнезда радиальнолучистого гидробиотита. В участках породы, не полностью замещенной описанными новообразованиями, по многим удлиненно-призматическим лейстам плагиоклаза, частично между ними, развита крипточешуйчатая гидрослюда и криптозернитстые выделения калишпата (рис. 1).

Расчет баланса вещества при метасоматическом преобразовании пироксеносодержащих диабазов в контакте с калиевыми кварцевыми порфирами, выполненный по атомно-объемному методу (Казицын, Рудник, 1968), показал, что оно было вызвано потоком гидротермальных флюидов, обогащенных Si, K, OH, O. Приконтактовые изменения сопровождались значительным выносом Na, Ca, Ti, в меньшей мере — Al, Fe. Общий *баланс привноса — выноса, т. е. изменения объема вещества диабазов* при метасоматозе относительно их исходного состояния, составляет $\approx$ $\approx 5\%$ (*табл.* 1).

Описанный выше, впервые для Южного Урала, приконтактовый кремнекалинатриевый метасоматоз около кислых калиевых субвулканических тел в лландовери-венлокском вулканогенном комплексе не ведет к формированию сульфидной минерализации колчеданного типа. Металлогеническую специализацию этого процесса в целом пока следует считать невыясненной.

ЛИТЕРАТУРА

Захаров А. А., Захарова А. А. Стратиграфическое расчленение и петрохимические особенности силурийских вулканогенных образований Присакмарской синклинальной зоны (Южный Урал).— «Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья». Уфа, 1972.

Т. Н. ШАДЛУН

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ГЕНЕЗИСА СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

(по данным изотопного состава серы сульфидов)

Поскольку вопрос о генезисе сульфидных медных и свинцово-цинковых месторождений, заключенных в осадочных толщах и не связанных с какими-либо магматическими проявлениями, обычно является дискуссионным, для его решения необходимы объективные критерии. Одним из них является в какой-то мере изотопный состав серы сульфидов.

В последние годы в Советском Союзе была выполнена значительная работа по детальному исследованию изотопного состава серы сульфидов колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих как в осадочных, так и вулканогенных толщах (Гриненко Л., 1963; Гриненко Л. и др., 1971; Гриненко В. и др., 1974; Андреев и др., 1970; Буадзе и др., 1973). Аналогичные исследования проведены для месторождений медистых песчаников типа Джезказгана и свинцово-цинковых типа Миргалимсая (Богданов, Голубчина, 1969, 1971; Чухров, 1969).

Многочисленные изотопные анализы показали, что в некоторых месторождениях имеются сульфиды железа (главным образом пирит), содержащие биогенную серу. В сульфидах меди, свинца, цинка и моносульфиде железа (пирротине) изотопный состав серы не всегда отвечает составу магматогенной серы. Для колчеданного типа месторождений было показано, что дисульфид железа часто накапливается осадочным путем, а сульфиды цветных металлов связаны с метасоматическими гидротермальными процессами, при этом частично дисульфид железа имеет магматогенную, а частично биогенную серу.

В табл. 1 и на рис. 1 показаны значения δS^{34} для главных рудообразующих сульфидов из различных рудных формаций, относящихся к м е д н ы м, медно-цинковым и свинцово-цинковым месторождениям стратиформного типа. Данные взяты нами из различных литературных источников (Богданов, Голубчина, 1969, 1971; Гриненко и др., 1969, 1963; Чухров, 1969, Андреев и др., 1970 и др.). На рис. 1 тонкими линиями показаны пределы изменения значений $\delta S^{34}‰$ для каждого сульфида, имеющего достаточно широкое распространение в месторождении. Утолщенные отрезки на указанных линиях соответствуют наиболее часто встречающимся значениям δS^{34}. При составлении табл. 1 и рис. 1 использовано более 400 анализов. Из их данных следует, что сульфиды типичных колчеданных (медных и медно-цинковых) месторождений, залегающих в эффузивных толщах (Левиха, Сибай) на Урале, не дают широких вариаций значений δS^{34} и ограничиваются пределом от $+3$ до $-4‰$.

Таблица 1

Изотопный состав серы сульфидов из пластообразных колчеданно-свинцово-цинковых месторождений галенит сфалерит-пиритовой формации в песчано-сланцевых толщах с *прослоями вулканогенных* пород

Месторождение	Литерат. источники, исполнители анализов	Число проб	Галенит		Сфалерит		Пирит и марказит		Барит		Все сульфиды	
			от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
Раммельсберг	Anger a. a., 1966	368	+6,0	+20,2	+6,8	+20,5	+21,7	—14,4	+15,3	+28,8	+21,7	—14,4
Мерген	Buschendorf u. a., 1963	47	+16	+20(—20)	+11	+20(—10)[1]	+16	+25(—10)[1]	+20,0	+20,7	+12	+25(—20)
Филизчай	Гриненко и др., 1971		+4		+6	—6	+30	—22			+30	—22
Кизил-Дере	Андреев и др., 1970	50		—2,7	+5,7		+15	—0,9			+15	—2,7
Санта-Люсия	Гриненко, Заири, Шадлун, 1974	34	—20,6				—5,9	—32,9[2]			—5,9	—32,9
Кастельяне	Носик, ИГЕМ	13			+5,0	—17,8[3]	+11,5	—27,8			+5,0	—27,8
Озерное	Носик, Чухров, ИГЕМ, 1975	4	+17	+18			+17	+18				
Жайрем	Замятин, и др., 1969, 1974		—0,6	—3,0	+4,5	—0,4	+9,5	—2,3				
Маунт-Айза	Тугаринов, и др., 1972	13	+2,9	—4,9	+2,1		+6,7	—0,9	112,8	+26,0		
	Stauton, Rafter, 1966	14									+7,3	+14,5
	Jensen, 1971	85									+4,0	+33
Текели	Замятин и др. по Вейц, 1972	18	+3,6	+7,2	+10,6	+28,6	+20,1	—13,7			+28,6	—13,7
Розбери	Solomon a. a., 1969	20	+7,0	+12,0	+9,0	+130	+8,0	+14,0			+7,0	+14,0
	Stanton, Rafter, 1969	27	+9,0	+13,9	+10,0	+17,4					+8,0	+15,5

Примечание. 1) сульфиды из вмещающих пород; 2) дисульфиды железа с примесью сфалерита и галенита; 3) данные суммарно для галенита и сфалерита.

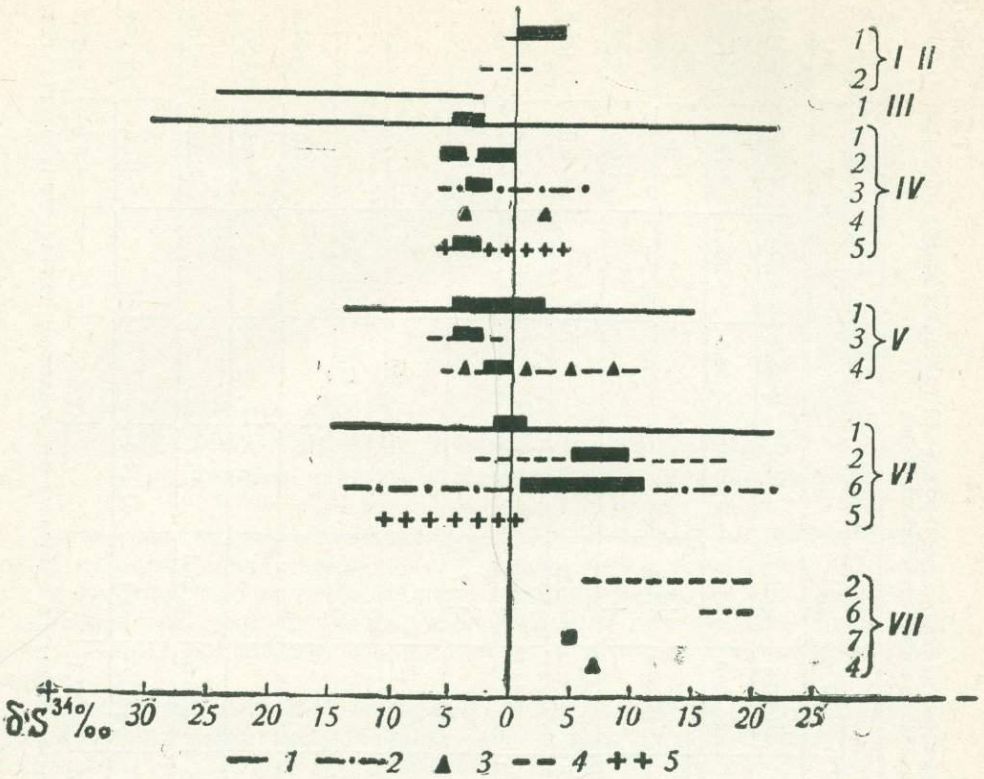


Рис. 1. Вариации изотопного состава серы сульфидов различных месторождений. I—месторождение Левиха (по данным Гриненко и др., 1969), II—месторождение Сибай (по данным Гриненко, 1963), III—месторождение Текели (анализы выполнены Н. Заири в 1971 г.), IV—месторождение Филизчай (по данным Гриненко и др., 1971), Кизил-Дере (по Андрееву и др., 1970), V—Миргалимсай (по Богданову и Голубчиной, 1971), VI—Удокан (по Богданову и Голубчиной, 1969), VII—Джезказган (по Чухрову, 1969). *1*—пирит, *2*—халькопирит, *3*—сфалерит, *4*—галенит, *5*—пирротин, *6*—борнит, *7*—халькозин.

Для колчеданно-полиметаллических месторождений, залегающих среди песчано-глинистых толщ, содержащих обильный глобулярный пирит или конкреции диагенетического пирита (Текели в Казахстане, Филизчай, Катех, Кизил-Дере в Закавказье, Санта Люсия на Кубе), характерна очень широкая вариация значений δS^{34} для пирита (от +30 до —22%) и относительно не столь широкая вариация для других сульфидов, правда, большая, чем для колчеданных месторождений Урала. Так, для сфалерита — от +6 до 0, для галенита — от +4 до —2,5 и для пирротина — от +6 до —1%.

Узкий предел вариации δS^{34}, но с высоким содержанием тяжелого изотопа, отмечается для сульфидов Озерного месторождения в Западном Забайкалье. Это фиксируется в сплошных сульфидных рудах месторождений Раммельсберг и Мегген в ФРГ и Маунт Айза и Розбери в Австралии. Это свидетельствует о том, что сульфатредукция происходит при низком содержании сульфата в водах или замедленном его поступлении (Чухров, 1974). Значительные отклонения в сторону обогащения легким изотопом дают сульфиды из вмещающих пород Меггена.

Более узкие пределы вариаций изотопного состава пирита отмечаются для свинцово-цинкового месторождения Миргалимсай в Казахстане, заключенного в карбонатной толще, близкого к типу Миссури

в США. Интересно, что при пределах колебаний δS^{34} для пирита от + 14 до —15‰, для сфалерита это всего лишь от +7 до +1‰, в то время как галенит дает от + 6 до —10‰.

Резко отличаются широкими пределами вариации изотопного состава все сульфиды месторождений типа медистых песчаников — Удокан в Забайкалье и Джезказган в Центральном Казахстане. При этом характерно, что не только пирит, но и халькопирит и борнит дают большой разброс δS^{34} — от + 15 до — 22‰.

Общим для всех месторождений является сравнительно более узкий предел вариаций по преобладающему числу проб, который в основном для Филизчая и Миргалимсая по главным сульфидам (кроме пирита) составляет всего +2‰ и возрастает для борнита Удокана до—10‰.

Все имеющиеся данные говорят о том, что образование пирита во всех месторождениях, залегающих в осадочных толщах (карбонатных или песчано-глинистых или песчаниковых) было длительным и, вероятно, многократным; несомненно, значительную роль играли седиментационные, диагенетические и биогенные процессы. Что касается условий отложения и источников металлов для других сульфидов, то здесь нужно учитывать возможность заимствования биогенной серы пирита, в случае привноса ионов металлов (Pb, Zn, Cu) гидротермальными растворами, и возможность существования во вмещающих толщах этих элементов (наряду с Fe). Следовательно, образование сульфидов цветных металлов, подобно дисульфиду железа, могло происходить также и в диагенетическую стадию с участием биогенной серы, в частности, для месторождений Миргалимсай, Удокан, Мегген).

Как показали многие исследователи, в частности Чухров (1970, 1971), а еще раньше — Аульт и Калп (Ault, Kulp, 1960), конкреционные пириты некоторых палеозойских осадочных пород дают вариации δS^{34} от + 14 до +29‰, другие — от — 28 до + 44‰, что как раз отвечает бактериальной сульфатредукции. С этими данными хорошо согласуется изотопный состав серы пиритов именно тех из упомянутых выше месторождений, которые залегают в осадочных толщах, но не в вулканогенных.

Другим критерием осадочного или диагенетического происхождения дисульфида железа, а иногда и сфалерита, могут служить также структурные и текстурные особенности его агрегатов, в частности — нахождение в форме глобуль (или фрамбоидов), а также в виде очень тонкослоистых тонкозернистых агрегатов. Последние часто тесно ассоциируют с органическим веществом в карбонатно-кремнистых сланцах или находятся в виде реликтов среди более поздних галенит-сфалеритовых масс. Изотопные анализы таких глобулярных сфалеритов и пиритов подтверждают значительную роль биогенной серы, иначе говоря, их образование в процессе диагенеза осадков (Гриненко и др., 1974).

Изучение изотопного состава серы различных морфологических разновидностей пирита из полированных шлифов позволило установить, что пирит глобулярной и конкреционной формы отличается по изотопному составу от окружающей его массы кристаллически зернистого пирита. Так, в массивных и полосчатых сульфидных рудах месторождений Филизчай, Кизил-Дере, Катехского Кац-Даг в Закавказье и в рудах месторождения Текели в ЮВ Казахстане глобули и некоторые скопления оолито-и сферолитоподобного колломорфного пирита содержат биогенную сферу и поэтому дают очень сильные вариации δS^{34} — от —20 до +30‰. В Текели единичные определения для пирита дали вариации от +3 до +125‰. В то же время сера в обычных кристаллически-зернистых агрегатах или колломорфно-почковидных образованиях более позднего пирита обладает сравнительно однородным,

близким к стандартному (метеоритному) составом с δS^{34} около 0 с вариациями в пределах $\pm 1‰$ или $\pm$ 4—8%. Количественные соотношения дисульфидов биогенно-диагенетического и магматогенно-гидротермального происхождения пока недостаточно изучены.

Для колчеданных руд, залегающих в палеозойских вулканогенных толщах Урала, как среди неметаморфизованных, так и метаморфизованных пород, изотопный состав серы сульфидов указывает на их магматогенное происхождение. При этом способ отложения мог быть различным — как седиментационным, так и метасоматическим. Преобладающие значения δS^{34} рудообразующих сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита) в месторождении Левиха (Средний Урал) от—0,1 до —4,3‰. В этом же месторождении сульфаты (ангидрит, гипс) дают δS^{34} от +14 до +17‰, а пирит из осадочных пород (углистые сланцы, туфы) — 14—26‰. Для месторождения Сибай на Ю. Урале состав серы сульфидов изменяется от 0 до—0,9 для пирита, от —0,7 до +3‰ — для сфалерита и халькопирита.

Для свинцово-цинкового месторождения Текели нами было высказано предположение (Шадлун, 1959), главным образом, на основе изучения текстур и структур руд, об осадочном происхождении пирита и гидротермальном — сфалерита и галенита. Для Филизчая и других колчеданно-полиметаллических месторождений южного склона Большого Кавказа В. И. Смирновым (1967) и некоторыми другими исследователями на основе анализа геологических данных также была выдвинута гипотеза осадочно-гидротермального генезиса. Однако для этих же месторождений детальные минералогические и изотопные исследования другим авторам (Гриненко, Злотник-Хоткевич, Заири, 1971) позволили высказать мнение о магматогенном гидротермально-метасоматическом происхождении руд и лишь незначительной роли диагенетического пирита, сохранившегося в виде реликтов рассеянных и конкреционных форм в массе руд подобно реликтам вмещающих сланцев.

Таким образом, совокупность данных изотопных исследований и изучения структур и текстур руд, в том числе и морфологических особенностей пирита, говорят о том, что многие месторождения медно—цинковых и свинцово-цинковых сульфидных руд, залегающие в осадочных породах, формировались длительно, в основном в 2 этапа — первый осадочный или вулканогенно-осадочный и второй магматогенно-гидротермальный метасоматический.

Формирование основной массы пирита в процессе биогенной сульфатредукции в условиях морского дна обусловливает, в зависимости от локальных условий, либо широкий разброс значений δS^{34} со значительной ролью легкой серы, либо относительно узкие вариации при резком преобладании тяжелого изотопа. Сульфиды меди, свинца, цинка чаще дают относительно небольшие вариации изотопного состава, однако в ряде месторождений обладают изотопным составом, близким к таковому пирита. Наблюдения над структурно-текстурными особенностями руд в сочетании с данными об изотопном составе серы приводят к выводу о преимущественно метасоматическом образовании сульфидов цветных металлов. Известным подтверждением возможности привноса меди, свинца и цинка гидротермальными растворами, не содержащими серы, и образования сульфидов указанных металлов при взаимодействии с ранее отложенным пиритом, а возможно и пирротином, могут служить данные о современных металлоносных гидротермах, в частности Челекена (Виноградов и др., 1969; Лебедев, 1971).

Несомненно, остается нерешенным вопрос о разрыве во времени образования основной массы дисульфида железа и сульфидов цветных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев Ю. П., Бессонова И. П., Савин С. В., Черницын В. Б. Медно-пирротиновое месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 5.

Богданова Ю. В., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы сульфидов стратиформных месторождений меди Олекмо-Витимского нагорья.— «Геология рудных месторождений», 1969, № 3.

Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш., Мелашвили Т. А. Изотопы серы и вопросы генезиса сульфидных залежей месторождений Кизил-Дере (Дагестанская АССР).— ГРМ 1973, 15, № 3.

Виноградов В. И., Чернышев И. В., Шанин Л. Л. Изотопный состав серы в современных металлоносных гидротермах Челекена.— ГРМ, 1969, № 3.

Гриненко Л. Н. Изотопный состав сульфидов месторождения Сибай.— ГРМ, 1963, № 4.

Гриненко В. А., Заири Н. М., Шадлун Т. Н. Полигенная природа глобу-Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения.— ГРМ, 1971, № 1.

Гриненко В. А., Заири Н. М., Шадлун Т. Н. Полигенная природа глобулярных сульфидов в стратиформных месторождениях.— ГРМ, 1974, № 1.

Заири Н. М., Добровольская М. Г., Шадлун Т. Н. Роль изотопного состава серы при установлении стадийности процесса минералообразования.— Тезисы докладов на IV симпозиуме МАГРМ. Варна, 1974.

Замятин Н. И., Митряева Н. М. Изотопный состав серы сульфидов и барита месторождения Жайрем (Центральный Казахстан).— «Изв. АН КазССР», 1969, № 1.

Замятин Н. И., Митряева Н. М., Покровская И. В. Полигенность полиметаллических месторождений Казахстана по данным изотопного анализа серы.— Тезисы докладов на IV симпозиуме МАГРМ. Варна, 1974.

Лебедев Л. М. Современные металлоносные гидротермы и минералообразование.— Автореф. докт. дисс., 1974.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при образовании колчеданных руд в Юрских флишоидах Большого Кавказа.— ДАН СССР, 177, № 1, 1967.

Тугаринова А. И., Митряева Н. М., Замятин Н. И. и др. Изотопный состав свинца и серы и процесс рудообразования на месторождениях Атасуйского района.— «Геохимия», 1972, № 5.

Чухров Ф. В. К вопросу изотопного фракционирования серы при литогенезе.— «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 2.

Чухров Ф. В. К вопросу изотопного состава конкреций.— «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 3.

Чухров Ф. В. О рудообразовании из вадозных растворов.— ГРМ, 1974, № 3.

Ault W., Kulp I. Sulfur isotopes and ore depositu.—Econ. Geol., **55**, №1, 1960.

Anger G., Niesen H., Puchelt H., Ricke W. Sulfur isotopes in the Rammelesberg ore deposit.—Econ. Geol., **61**, №3, 1966.

Buschendorf Er., Nielson H., Puchelt H., Ricke W. Schwefel Isotopen Untersuchungen am Pyrit—Sphalerit—Baryt—Lager Meggen (Deutsch) und an verschiedenen Devon—Evaporiten.

В. А. ПРОКИН, М. И. ИСМАГИЛОВ

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РУДЫ С ГРАНИТАМИ НА МЕДНОКОЛЧЕДАННОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ВИИДОН

(Квебек, Канада)

Месторождение Виидон расположено в Северных Аппалачах в 200 км на юг от г. Квебек-Сити и в 10 км на юго-запад от г. Стратфорда. Рудовмещающие вулканиты формации Аскот кембрий-раннеордовикского возраста выделяются здесь в качестве рудоносной зоны Шербрук-Виитон, имеющей северо-восточное простирание (McAllister, Lamarche, 1972). В пределах зоны находятся колчеданные месторождения Купра-Д-Эстре, Виидон, Еусти, Сурфилд, Алдермак-Моултон-Хилл, Альберт, Говард. Некоторые из них к настоящему времени полностью выработаны, а другие продолжают эксплуатироваться. К последним относятся Купра-Д-Эстре и Виидон, которые одному из авторов довелось посетить в сентябре 1972 г.

На месторождении Виидон известны два линзовидных тела массивного медного колчедана. Лежачий бок рудной зоны сложен основными эффузивами, а висячий — кислыми лавами и туфами. В зоне контакта основных и кислых пород установлены маломощные прослои алевро-пелитовых туффитов. Вмещающие породы интенсивно рассланцованы и претерпели гидротермально-метасоматические изменения. Они превращены в кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы. Простирание пород, сланцеватости и рудных тел северо-восточное по азимуту 35°, падение юго-восточное под углом 45°.

В висячем боку рудной зоны расположено пластообразное тело мелкокварцевых порфиров мощностью 10—12 м. В контакте со сланцами они также рассланцованы. Однако в целом по сравнению с вмещающими сланцами порфиры слабее метаморфизованы и выглядят массивными, что позволяет предполагать их субвулканическое происхождение.

Первое рудное тело имеет протяженность 180 м, мощность 5,4 м. Протяженность по простиранию второго рудного тела, расположенного в 18 м юго-западнее первого, изменяется от 60 до 105 м, а мощность — от 0,6 до 9 м. Оно прослежено до глубины 1050 м. Среднее содержание меди в рудах составляет 1,66%, цинка— 0,64%. На глубинах 330—700 м в рудной зоне залегает апофиза позднедевонского гранитного массива. Граниты состоят в основном из кварца (25 — 30%), калиевого полевого шпата (30 — 35%), плагиоклаза (25%) и мусковита (10%). Вторичными минералами являются серицит и кальцит, развивавшиеся по плагиоклазу, глинистый минерал — по калиевому полевому шпату, а также биотит и хлорит. Два последних нацело заместили первичные темноцветные минералы. Структура породы гранитная, гипидиоморфно-зернистая.

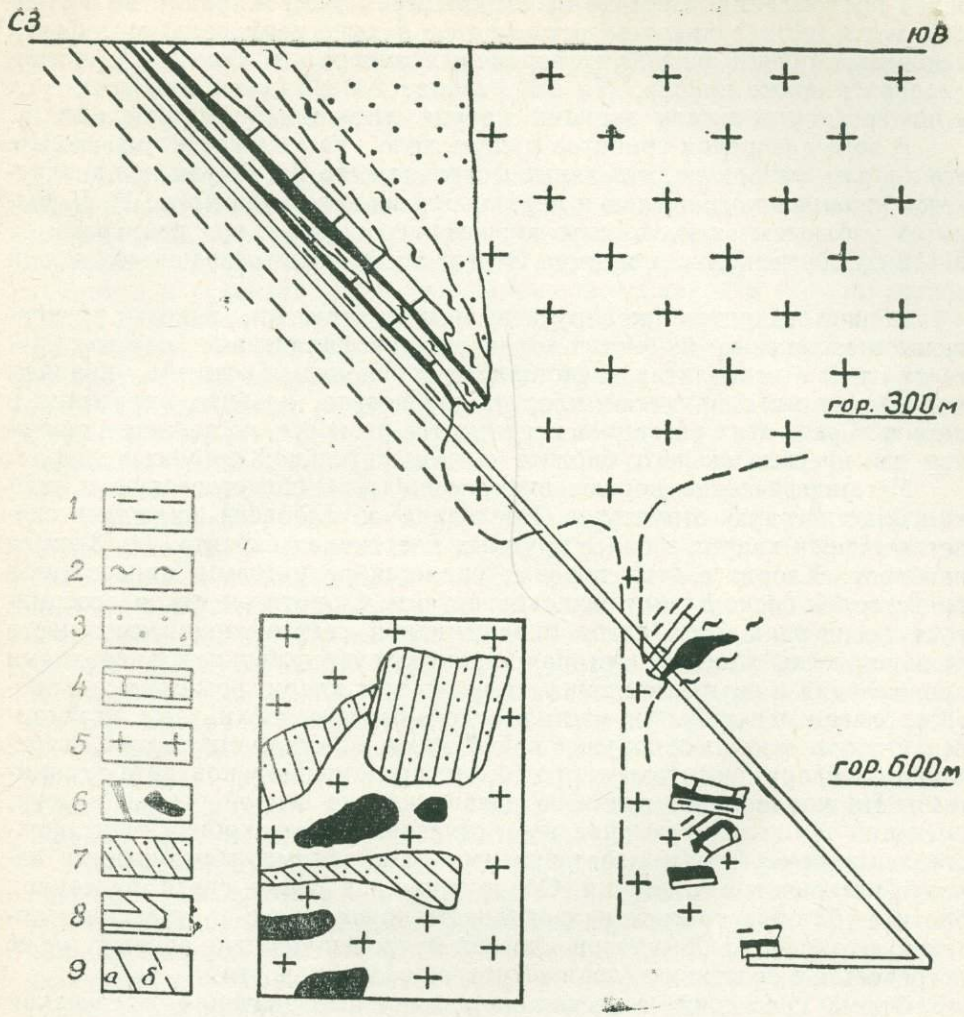


Рис. 1. Поперечный геологический разрез медноколчеданного месторождения Виидон (Квебек, Канада), слева внизу зарисовка забоя на гл. 750 м., выполненная В. А. Прокиным.

1— кварцево-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы;
2—биотит-кордиерит-антофиллитовые сланцы;
3—кварцевые сланцы;
4— риолиты;
5—граниты;
6—руда;
7—кварц-хлорит-биотитовые сланцы с вкрапленностью пирита, пирротина, халькопирита;
8—горные выработки;
9—контакты: *а*) установленные, *б*) предполагаемые.

Наблюдается также микропегматитовая структура прорастания калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, большинство зерен которого обладает решетчатой двойниковой структурой. Наряду с микроклином отчетливо выделяется другая разновидность калиевого полевого шпата, которая в зернах микроклина образует червеобразные и жилообразные включения, имеющие несколько иную оптическую ориентировку и несколько большее значение показа-

телей преломления. Нередко на стыках зерен микроклина и по границам последнего с кварцем встречаются мелкие зерна альбита. Среди основных породообразующих первичных минералов мусковит кристаллизовался позже других. На это указывает приуроченность его зерен к интерстициям между зернами кварца, микроклина и плагиоклаза.

В зоне внедрения гранитов рудное тело, так же как и вмещающие его породы, разорвано, отдельные фрагменты его повернуты под различными углами по отношению к первичному их залеганию (рис. 1). В гранитах наблюдаются ксенолиты вмещающих пород и руд размерами от 5—10 см. до нескольких метров. Этот участок носит название «блоковой зоны».

Вблизи гранитов околорудные метасоматические породы превращены в кварцевые и биотит-кордиерит-антофиллитовые сланцы. Метасоматиты в ксенолитах представлены в основном биотитом, кварцем и карбонатами с примесью хлорита, мусковита, альбита, пирротина и пирита. Среди этих роговиков встречаются разности, состоящие в основном из преобладающего биотита с незначительной примесью кварца.

Метаморфические породы имеют лепидогранобластическую и пойкилобластическую структуры. Последняя обусловлена наличием скелетных зерен кварца в более крупных пластинках биотита (до 3 мм) и наоборот. Хлорит в этих породах является реликтовым минералом и представлен несколькими разновидностями. С биотитом тесно ассоциирует бесцветная либо слабо окрашенная в светло-коричневые цвета разновидность хлорита, которая характеризуется низкими значениями преломления и двупреломления. Нередко этот хлорит встречается в биотите, слагая центральную часть и отдельные прослойки в его кристаллах. Этот же хлорит обнаружен в сростках с кристаллами пирита, встреченного в кварц-биотитовых породах непосредственно у контакта с гранитами. На удалении от гранитов развит хлорит второй разновидности, имеющий темно-зеленую окраску и отчетливый плеохроизм. Он представлен идиоморфными пластинчатыми кристаллами, образующими нередко метельчатые срастания. Обнаруживается также среди пластинок биотита. Хлорит третьей разновидности имеет более густую синевато-зеленую окраску. Обычно он слагает мелкочешуйчатый агрегат, реже встречается в сростках с хлоритом второй разновидности.

Форма срастаний и несколько аномальные значения оптических свойств хлоритов, видимо, связаны с термальным метаморфизмом. Наиболее близкой к хлоритам исходных околорудных метасоматических пород является, вероятно, третья разновидность. Хлорит первой разновидности относится к новообразованиям, обязанным термальному воздействию гранитов. Он обладает свойствами, характерными и для слюд и для хлоритов. Вторая разновидность хлоритов является продуктом перекристаллизации, в результате которой возникли относительно крупные пластинчатые кристаллы этого минерала.

Мусковит представлен относительно мелкими чешуйками, размером до 0,1—0,15 мм, слагающими жилообразные скопления с нечеткими границами. Возможно, эти жилоподобные образования являются продуктами перекристаллизации и перераспределения серицита в связи с внедрением гранитов.

Влияние гранитной магмы на околорудные метасоматиты привело также к появлению альбита в метаморфических породах. Этот минерал выполняет промежутки между округлыми зернами кварца. В породах хлорит-биотит-кварцевого состава, обладающих мелкозернистым строением, альбит встречается также в местах скопления кварца гранобластической структуры. Появление альбита, вероятно, обязано привносу натрия в процессе внедрения гранитов.

В метаморфизованных околорудных породах широко распространен карбонат, образующий неравномерно рассеянные зерна. Карбонат представлен железистой разновидностью — сидеритом и анкеритом. С метаморфическими минералами роговиков ассоциируют пирротин, пирит и халькопирит, количество которых вблизи рудного тела несколько увеличивается.

Микроскопическое изучение подтверждает, что по составу и строению руды из «блоковой зоны» заметно отличаются от удаленных от гранитов руд мелкозернистого строения. Здесь основным минералом является пирит с примесью халькопирита, сфалерита, пирротина, а местами кубанита и галенита. При этом количество сфалерита незначительное. Около контакта с гранитным массивом руды приобрели зернистое строение и текстуру, близкую к брекчиевидной, обусловленную неравномерным распределением сульфидов и нерудных минералов. Мелкие обособления сплошных сульфидов разобщены агрегатами руд, обогащенных метаморфическими нерудными минералами. Структура руды гранобластическая, пойкилобластическая. Последняя обусловлена наличием округлых включений пирротина и халькопирита в зернах пирита.

Пирит в этих рудах представлен зернами полигональных очертаний. Зерна с правильной кристаллической огранкой почти не встречаются. *Травлением в полированных шлифах установлено, что в пределах* одного зерна выделяются отличимые по свойствам участки — ядро и каркас. Каркас отличается высоким рельефом и минимальным содержанием включений посторонних минералов. Ядерная часть зерен пирита, наоборот, низкорельефна, она интенсивнее вытравливается, более пориста и плохо полируется. Зональность роста зерен пирита выражена слабо. Она в основном проявляется в ядерной части зерен. Для зерен пирита характерно развитие коррозионной структуры. Таким образом, преобладающий рудный минерал — пирит — обладает отчетливыми признаками термальной перекристаллизации зерен.

Халькопирит представлен довольно крупными зернами, выполняющими межзерновое пространство в пиритовых агрегатах. Размеры зерен халькопирита нередко превышают размеры зерен пирита. Для халькопирита характерна решетчатая структура двойников, вызванная взаимным пересечением ланцетовидных двойниковых индивидов, которая характерна для высокотемпературных разностей. С халькопиритом ассоциирует кубанит, образующий пластинчатые включения. Видимо, с процессом перекристаллизации связано и появление в сростках с халькопиритом и реже сфалеритом включений размером в тысячные миллиметра в зернах пирита.

Смена обычного комплекса рудных и нерудных минералов колчеданных месторождений специфическими высокотемпературными новообразованиями, приуроченными к экзоконтактовой зоне гранитов, позволяет считать, что причиной их появления является гранитная интрузия. Следствием последней являются также биотит-кордиерит-антофиллитовые и кварц-хлорит-биотитовые роговики, которые произошли за счет кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов. Одновременно тонкозернистые сфалерит-халькопирит-пиритовые руды преобразованы в крупнозернистые агрегаты с появлением кубанита и пирротина. Аналогичный метаморфизм пород и руд устанавливается и на Весеннем колчеданном месторождении (Южный Урал), которое после своего образования также претерпело контактовый метаморфизм в связи с внедрением гранитов (Исмагилов, Исмагилова, 1972, 1974).

ЛИТЕРАТУРА

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. О соотношении оруденения Весеннего месторождения и Кошенсайского массива гранодиоритов — «Вопросы изотопной геохронологии Урала и восточной части Русской платформы». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1972.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Об условиях формирования Весеннего месторождения.— «Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале». Уфа, Изд. БФАН СССР, 1975.

McAllister A. L., Lamarche R. Y. Mineral Dposits of southern Quebec and New Brynswick I. G. C. XXIV session. Guidebook of field Excursion A 58. Montreal, Canada, 1972.

Ю. А. БОЛОТИН, И. С. ВАХРОМЕЕВ, П. Е. ВЕЛИКИЙ

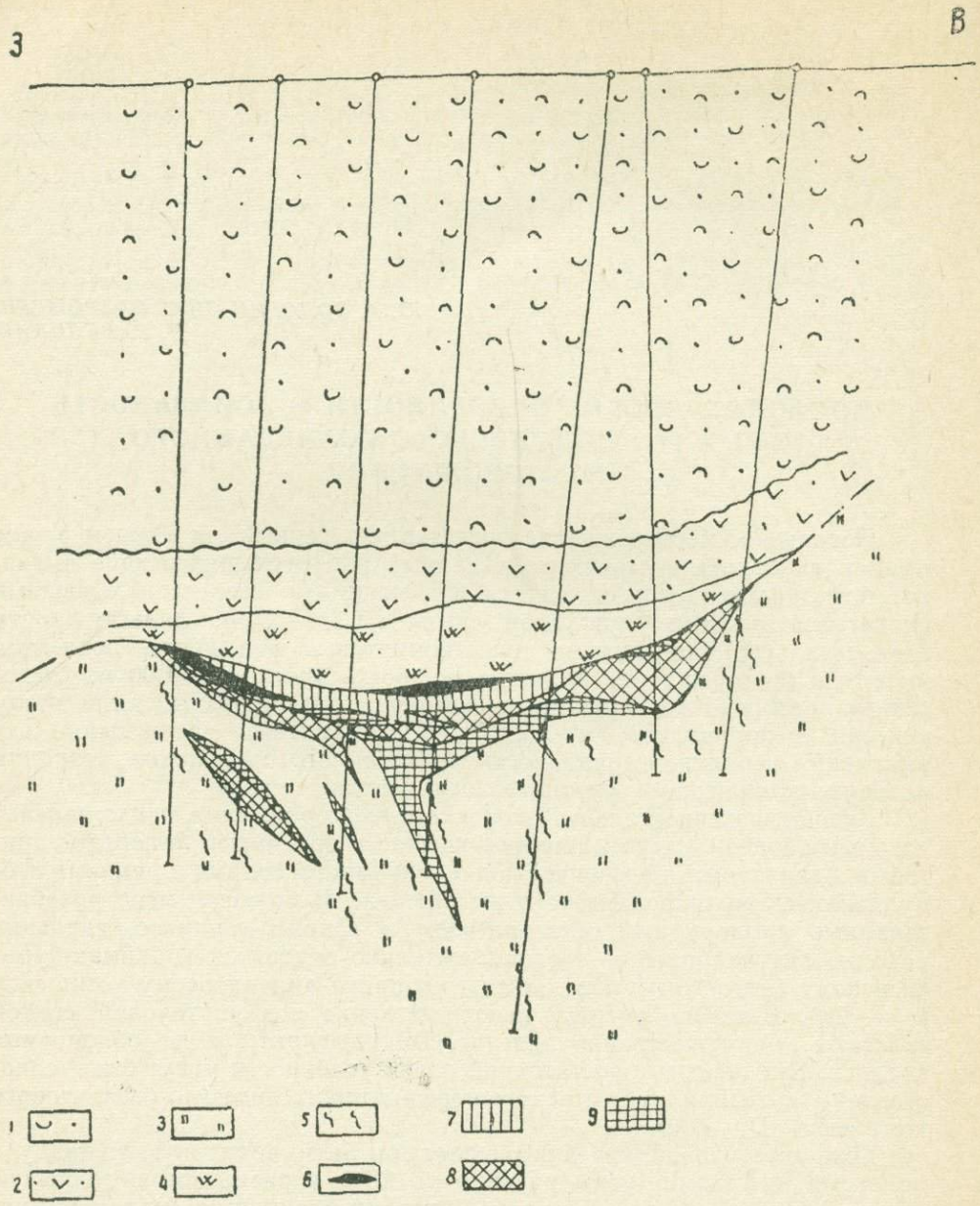
МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНЫХ ТЕЛ ПОДОЛЬСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Подольское месторождение представляет первый на Южном Урале пример *глубокозалегающих колчеданных руд, рудовмещающие вулка*ногенные толщи которых скрыты под мощными несогласнолежащими слоистыми толщами улутауской свиты ($Д_{2gv}$ — D_{3fr}). Залегая почти горизонтально, флишоидные вулканомиктовые отложения последней имеют на месторождении видимую мощность около 450—500 м. Экзогенные преобразования руд при такой мощности надрудных толщ практически не проявились, что создает благоприятные предпосылки для выяснения первичной зональности колчеданного оруденения, познания *условий локализации и морфологии* рудных тел.

Рудовмещающие толщи Подольского месторождения представлены, главным образом, туфами и вулканическими брекчиями липарито-дацитовых и дацитовых порфиров с подчиненными им лавами и ранними субвулканическими породами того же состава. В большой мере преобразованные *околорудным метасоматозом в хлорито-серицито-кварцевые* породы, эти накопления предположительно относятся к баймак-бурибаевскому натровому базальт-андезит-дацит-липаритовому комплексу (S_2 — D_1). Выше *по разрезу непосредственно под улутауской свитой* залегают преимущественно андезитовые порфириты и их обломочные аналоги. Эти породы с достаточной долей условности могут быть сопоставлены с низами ирендыкского порфиритового андезито-базальтового комплекса (D_1—D_2e).

Охарактеризованные породы слагают антиклинальную складку с пологими крыльями (углы падения до 20°), с размывом перекрытую улутауской свитой, разрез которой местами начинается маломощными здесь бугулыгырскими яшмами. Имеются основания полагать, что данная антиклиналь заложена на месте кислой вулканической постройки центрального типа баймак-бурибаевского комплекса.

Присводовая часть западного крыла антиклинали осложнена крутопадающей на восток субмеридиональной зоной рассланцевания и тектонического дробления, *представляющей главное рудоконтролирующее* разрывное нарушение Подольского месторождения. По контакту вулканических пород баймак-бурибаевского и ирендыкского комплексов в своде и присводовой части антиклинали локализовано пластовое позднее субвулканическое тело натровых липарито-дацитовых порфиров. В керне буровых скважин отмечаются признаки интрузивного контакта этих порфиров с породами основания улутауской свиты. Указания на



Р и с. 1. Поперечный разрез через Подольское месторождение.

1—Туфогенно-осадочные отложения улутауской свиты; *2*—вулканиты ирендыкского комплекса андезит-дацитового и андезитового состава; *3*— кварцево-хлорито-серицитовые породы с вкрапленностью пирита по вулканическим породам кислого состава баймак-бурибаевского комплекса; *4* — субвулканическое тело липарито-дацитового состава; *5*—рассланцевание пород; *6*—цинковистый колчедан; *7*—медисто-цинковистый колчедан; *8*—медистый колчедан; *9*—серный колчедан.

то, что данные порфиры прорывают улутаускую свиту, имеются и в статье В. П. Клемина, В. Д. Семенова и В. И. Страхова (1974).

Непосредственно под липарито-дацитовыми порфирами в зоне влияния упомянутого выше разрывного нарушения и располагается главная рудная залежь месторождения (рис. 1). Это крупная пологолежащая рудная линза с ровной, резко очерченной кровлей, параллельной осно-

ванию пластовых липарито-дацитовых порфиров, и гребневидной почвой с крутопадающими клиновидными выступами, приуроченными к участкам интенсивной тектонической трещиноватости в подстилающих породах. Основная рудная залежь почти целиком сложена сплошными колчеданными рудами, за исключением южной ее части, представленной оруденением прожилково-вкрапленного типа.

Под основной рудной залежью в частных зонах интенсивного рассланцевания развиваются крутопадающие к востоку небольшие линзы сплошных колчеданных руд.

Таким образом, структурные условия локализации рудных тел Подольского месторождения характеризуются сочетанием пологой поверхности контакта вулканических накоплений кислого (внизу) и среднего состава и согласного с ними пластового субвулканического тела липарито-дацитовых порфиров, служившего экраном при рудоотложении, с крутопадающей зоной рассланцевания и тектонического дробления, определявшей пути поступления рудообразующих растворов.

Первичная зональность оруденения наиболее четко выражена в сплошных рудах главной рудной залежи. Обычно она проявляется нижеследующей сменой сортов руд (снизу вверх): серный колчедан — медистый колчедан — медисто-цинковистый колчедан — цинковистый колчедан. Иногда происходит выпадение из разреза одного-двух сортов руд, чаще всего цинковистого или серного колчеданов, а иногда обоих этих сортов руд одновременно. В участках сокращения мощности рудного тела из разреза обычно выпадает медистый колчедан. Имеются случаи нарушения описанной последовательности смены сортов руд или повторения одного и того же сорта руд в разрезе залежи. Так, например, в разрезе, представленном на рис. 1, западную часть рудной залежи начинает снизу медисто-цинковистый сплошной колчедан, его сменяют медистый, затем цинковистый колчеданы, а венчает разрез вновь руда медно-цинкового состава. Эти отступления от приведенной выше схемы вертикальной зональности имеют в общем подчиненное значение.

Из элементов-примесей кобальт, селен и мышьяк в максимальных количествах содержатся в серноколчеданных рудах. Индий, серебро, кадмий, висмут, напротив, наибольших концентраций достигают в медисто-цинковистом и цинковистом колчеданах.

Вертикальная зональность устанавливается и в прожилково-вкрапленных рудах главной рудной залежи. Там, где мощность данных руд значительная, верхняя их часть представлена медно-цинковыми разностями, а ниже залегают медные вкрапленные руды. В скважинах, которые вскрыли вкрапленные руды незначительной мощности, преимущественно отмечается их медисто-колчеданный состав. Однако и в этом случае наблюдается приуроченность некоторого количества небольших скоплений и прожилков сфалерита к верхней части рудного тела. Примечательно, что последние имеют как пологое, как и крутое падение.

Ниже сплошных и вкрапленных колчеданных руд в серицито-хлорито-кварцевых и серицито-кварцевых породах наблюдается интенсивная, но ослабевающая с глубиной пиритная вкрапленность. Над основной рудной залежью наблюдается слабая хлоритизация и карбонатизация рудовмещающих пород при очень широкой и интенсивной их гематитизации, сопровождаемой окварцеванием. Особенно интенсивно окварцованы и гематитизированы породы непосредственно под улутауской свитой и ее основание. Выше в улутауской свите в крутопадающих зонах трещиноватости преимущественно над главной рудной залежью спорадически наблюдается редкая вкрапленность, небольшие прожилки и гнездовые выделения сульфидов, сопровождаемые локальным окварцеванием и серицитизацией обломочно-осадочных пород.

Горизонтальная зональность основной рудной залежи выражается, как выше уже отмечалось, в смене по направлению на юг сплошных колчеданных руд прожилково-вкрапленными и в уменьшении количества сортов руд до одного-двух. Сплошные колчеданные руды главной залежи в западной ее части преимущественно представлены медно-цинковыми рудами, а в восточной — медными.

Зональность крутопадающих рудных линз сплошного колчедана, вскрытых под основной рудной залежью, выражается в смене медистоколчеданных руд ядерных частей этих линз серноколчеданными, располагающимися по периферии.

Охарактеризованная зональность типична для медноколчеданных месторождений. В обобщенном виде она описана С. Н. Ивановым и С. А. Рокачевым (1972), Л. Н. Овчинниковым и др. (1972), В. П. Логиновым (1972) и др., а для южноуральских колчеданных месторождений — В. А. Прокиным (1972). Частные примеры первичной вертикальной зональности, аналогичный таковой главной рудной залежи Подольского месторождения, наблюдались на Гайском (Скрипиль и др., 1960), Сибайском (Шнайдер, 1962; Прокин, 1963), Узельгинском (Пшеничный, 1972), Молодежном (Лазарев и др., 1972) месторождениях.

Учитывая эпигенетический характер оруденения Подольского месторождения по отношению к рудовмещающим толщам, включая и надрудные, закономерное распределение металлов в рудных телах следует рассматривать как зональность отложения, связанную с нарушением внутреннего равновесия фильтрующегося сернистого гидротермального рудообразующего раствора (Овчинников и др., 1972). При этом металлы выпадают из раствора по направлению его движения в определенной последовательности, в порядке возрастания их щелочных свойств, определяемых показателями щелочности металлов (Маракушев, 1972). Объясняется это тем, что с возрастанием щелочных свойств металлов повышается их миграционная способность в форме положительных ионов.

Выявленные основные черты зональности оруденения Подольского колчеданного месторождения будут способствовать более эффективному ведению поисково-разведочных работ в Подольском рудном поле.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов С. Н., Рокачев С. А. Гипогенная зональность в колчеданных месторождениях.— «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., «Недра», 1974.

Клемин В. П., Семенов В. Д., Страхов В. И. Поиски глубокозалегающих колчеданных руд на Южном Урале.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 4.

Логинов В. П. Зональность гидротермального выщелачивания и рудоотложения на колчеданных месторождениях и ее практическое значение.— «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., «Недра», 1974.

Лазарев В. Н., Баранов Э. Н., Коляко Д. С. Зональность эндогенных геохимических ореолов и поиски скрытого медноколчеданного оруденения в Молодежном рудном районе (Южный Урал). М., «Недра», 1974.

Маракушев А. А. Термодинамические факторы образования рудной зональности.— «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., «Недра», 1974.

Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Первичные геохимические ореолы гидротермальных месторождений и их поисковое значение.— «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., «Недра», 1974.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал).— «Проблемы постмагматического рудообразования», т. I. Прага, 1963.

Прокин В. А. Опыт использования зональности колчеданных месторождений при поисково-разведочных работах в Башкирии.— «Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений». М., «Недра», 1974.

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Н. А. ЗУФАРОВА, С. Н. КРАУЗЕ

БИТУМИНОЗНОСТЬ КРЕМНИЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРБОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА БАШКИРСКОГО УРАЛА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ВРЕМЕНИ МИГРАЦИИ БИТУМОВ

Одним из методов выявления времени миграции углеводородов в осадочных породах может служить изучение характера битуминозности некоторых вторичных минералообразований, отражающих определенные временные стадии преобразования осадка в консолидированную и геохимически относительно стабильную породу. Такими минералообразованиями, в частности, являются кремневые тела, широко распространенные в карбонатных толщах карбона западного склона Башкирского Урала.

По мнению большинства исследователей, кремневые тела являются постседиментационными образованиями, возникшими в стадию раннего эпигенеза (или позднего диагенеза), когда еще не был затруднен процесс перераспределения и концентрации рассеянного кремнезема (Смирнов, Федоров, Пумпянский, 1969). Поэтому изучение характера битуминозности кремневых включений и кремнистых пород может в известной мере выявить время начальных стадий миграции углеводородов. Это важно при решении общей проблемы и путей перемещения и концентрации битумов.

Нами изучены кремни, кремнистые конкреции и кремнистые известняки из отложений карбона, расположенных между широтным течением р. Белой на юге до р. Лемезы на севере.

Цель исследований состояла в определении содержания органического вещества, количества и качества битумов, а также установления времени перемещения в кремнистых образованиях.

Исследования проводились по методам, разработанным во ВНИГНИ, МГУ, ВНИГРИ (Баранова, Флоровская и др., 1966). Всего было изучено более 100 образцов пород.

Рассмотрено содержание органического вещества и битуминозность кремней из внутренней части кремневых конкреций, кремней, взятых непосредственно с контакта с вмещающими его известняками, кремнистых известняков и глинисто-кремнистых сланцев.

Как видно из табл. 1, кремний из конкреций черного, темно-серого и серого цветов характеризуются низким содержанием свободного битума А. Количество органического углерода в них невысокое: колеблется от 0,11 до 0,30%.

Судя по тусклым синеватым тонам свечения растворов экстрактов битумов и по желтовато-серому и коричневато-серому цветам свечения их капиллярных вытяжек, битум кремней относится к сингенетичному, несколько метаморфизованному типу (Баранова и др., 1966).

Таблица 1

Характеристика органического вещества кремнистых образований каменноугольных отложений западного склона Южного Урала

Тип породы	Колич. образцов	Колич. хлороформенного битума А, %		Колич. спирто-бензольного битума, %		$C_{орг}$, %	Генетические типы битумов
		От—до	в больш. образц.	От—до	в больш. образц.		
Кремнистые конкреции черного, темно-серого цветов	28	0,000п—0,002	0,00п—0,000п %	от 0,00П до 0,000п		0,00п—0,30	сингенетичный, метаморфизов.
Кремнистые конкреции на контакте с известняком	17	0,006—0,02	до 0,008	—	до 0,006	—	сингенетичный
Кремнистые известняки	49	0,00п—0,156	0,005—0,01	0,000п—0,02	0,005—0,01	0,08—1,11	сингенетичный и смешанного типа
Глинисто-кремнистые сланцы	13	0,005—0,156	0,02—0,08	0,01 /ед. 0,156/	0,005—0,01	0,53 (1)	сингенетичный и смешанного типа

Максимальное количество включений органического вещества и наибольшая яркость свечения их ореолов отмечается у контакта с известняками. Содержание свободного битума А здесь достигает 0,02%. В аншлифах известняков видно, что повышенная концентрация включений органического вещества отмечается вблизи кремневых обособлений. Форма включений кремния в большинстве случаев штриховидная, как бы сплющенная. Располагаются такие включения по напластованию и светятся голубыми, зеленовато-желтыми цветами, характерными для битумов с высоким содержанием масел.

Все сказанное может свидетельствовать о том, что перемещение битумов происходило на ранних этапах преобразования осадка до его окончательной консолидации.

По сравнению с кремнями, кремнистые известняки характеризуются большим содержанием органического вещества и повышенной битуминозностью, заключающейся в повышении содержания как хлороформенного, так и спирто-бензольного битумов (см. табл. 1).

Количество и качество битумов в известняках связано со степенью и характером их окремнения. В сильно окремнелых разновидностях присутствуют как хлороформенный, так и спиртобензольный битум в тысячных и десятитысячных долях процента. В сравнительно слабо окремнелых известняках содержание обоих типов битумов составляет сотые доли процента. При этом свечение известняков под ультрафиолетовым микроскопом очень выразительно, ярко песочного цвета с желтовато-коричневыми включениями. Как видно, повышенная битуминозность здесь в основном связана с карбонатами кремнистых известняков. Наиболее высокое содержание как хлороформенного, так и спирто-бензольного битумов отмечается в глинисто-кремнистых сланцах. Битум здесь сме-

шанного состава. Под ультрафиолетовым микроскопом видны вокруг кремнистых включений яркие голубые ореолы явно перемещенного вторичного битума. Одновременно среди глинистых частичек много коричневых включений первичного органического вещества, дающие иногда зеленовато-желтые ореолы свечения.

Из изложенного видно, что битум и органическое вещество кремней связаны с присутствующими в них карбонатными и глинистыми включениями. Подтверждением этого также является отсутствие битумов в чистых кремнистых включениях, выделенных путем разрушения последних плавиковой кислотой, после предварительного удаления из пород свободного битума А и связанного битума С из карбонатов.

Приведенные данные указывают на то, что в исследованных породах содержание битумов находится в обратной зависимости от степени диагенетического окремнения. Можно думать, что органическое вещество, сравнительно равномерно рассеянное в карбонатных и глинистых осадках, в процессе диагенеза испытывало локальное перемещение в связи с «отгонкой» его из зон окремнения и образования конкреций. При этом часть органического вещества и битумов как бы была «запечатана» в конкрециях и кремниевых включениях, поэтому они являются первичными как относительно кремней, так и всей вмещающей толщи пород.

Вместе с тем в трещиноватых разностях кремнистых образований московского яруса среднего карбона и в породах верхнего карбона наблюдаются следы перемещения явно эпигенетического паравтохтонного битума. В трещинах наиболее позднего заложения битум в основном восстановленный. Содержание его здесь достигает сотых долей процента. В породах с трещинами относительно более раннего заложения битум окисленный (больше спирто-бензольного), хотя количество его тоже повышенное. Это характерно в большинстве случаев для пород башкирского яруса среднего карбона и визейского яруса нижнего карбона. Как видно, трещины более позднего генезиса могли служить путями интенсивного перемещения миграционного хлороформенного битума. Поскольку эти трещины имеют тектоническую природу, постольку их образование можно связывать с последней фазой тектогенеза, имевшей место на Южном Урале на границе нижнего и среднего триаса. Поэтому не исключена возможность, что один из последних этапов миграции битумов в толще изученных пород протекал после указанной фазы тектогенеза.

Таким образом очевидно, что перемещения углеводородов в толще изученных отложений происходили как в процессе раннего преобразования осадков, так и значительно позднее, в уже окончательно литифицированных породах. Причем в данном случае мигрировал в основном сингенетичный битум, заключенный в самих карбонатных породах карбона (Зуфарова, 1974).

Так как изученные нами породы карбона западного склона Южного Урала погружаются на запад в сторону Предуральского прогиба и захороняются под мощной толщей галогенных отложений кунгурского яруса, то вполне правомерно предположение, что они могли быть источником нефти для пород карбона и перми Предуральского прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

Зуфарова Н. А. Геохимическая характеристика органического вещества и битумов каменноугольных отложений западного склона Южного Урала и оценка перспектив их нефтегазоносности.— «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западной Башкирии». Уфа, 1974.

«Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований». Под редакцией Т. Э. Барановой, А. А. Ильиной и В. Н. Флоровской. Л., «Недра», 1966.

Смирнов Г. А., Федоров Г. Г., Пумпянский А. М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах. «Литология и полезные ископаемые», 1969, № 3.

Н. А. ЗУФАРОВА, М. Ю. АРЖАВИТИНА

БИТУМИНОЗНОСТЬ ПОРОД ЗИЛАИРСКОЙ СВИТЫ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

Отложения зилаирской свиты в разрезе пород Магнитогорского мегасинклинория занимают значительное место, по возрасту они относятся к фаменскому ярусу верхнего девона и нижнетурнейскому подъярусу нижнего карбона.

В пределах Магнитогорского мегасинклинория выделяются два типа разрезов зилаирской свиты — западный и восточный, расположенные в (соответственных) бортах магасинклинория.

Западный тип разреза характеризуется однообразным набором пород, главными из которых являются песчаники и аргиллиты. Песчаники по составу подразделяются на вулканомиктовые и полимиктовые. Они характеризуются плохой отсортированностью и слабой степенью окатанности обломочного материала. Цемент песчаников глинисто-хлоритовый, хлоритовый, реже карбонатный порового, базально-порового и базального типов. Песчаники обычно слабо пористы и сильно трещиноваты. Аргиллиты хлоритизированы, иногда слабо известковисты, часто содержат примесь терригенного материала. Вместе с песчаниками они часто образуют ритмично-слоистые пачки пород и поэтому большинством исследователей относятся к флишоидной формации. Кроме песчаников и аргиллитов в подчиненном количестве встречаются алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы, известняки, реже гравелиты и конгломераты.

Восточный тип разреза отличается от западного наличием вулканогенных пород, которые представлены разностями от базальтовых и трахибазальтовых порфиритов до трахитовых и трахидацитовых порфиров. Образования зилаирской свиты прорваны дайками диабазов и габбро-диабазов. Мощность пород зилаирской свиты колеблется от 450 до 1300 м.

Содержание органического вещества и битумов в этих отложениях ранее не изучалось. Нами проанализировано более 250 образцов пород с помощью люминесцентно-битуминологического метода («Руководство...», 1966; Флоровская, 1957). Определялось количество и качество восстановленного (хлороформенного) и окисленного (спирто-бензольного) битума А, а также наличие гуминовых кислот и масел. Для отдельных макровключений битумов определялся элементарный компонентный и углеводородный состав. Изучением охвачены породы из обнажений по рекам Зирень-Агач (у дер. Юлбарсово), Б. и М. Кизил, Г. Верхне-Уральск, п. Спасский, р. Урал, у Ириклинского водохранилища, р. Суундук, Солончатка, у пос. Туркменево Сибайского района.

Проведенные нами исследования показали следующее. По р. Зирень-Агач содержание хлороформенного экстракта свободного битума А (ХБА) в песчаниках и аргиллитах колеблется от следов (десятитысячных долей процента, 1—2 балла) до 0,08% (10 баллов). Содержание окисленного спирто-бензольного битума (СПББ) в битуминозных образцах пород здесь примерно такое же, как и хлороформенного. Содержание масел колеблется от тысячных долей до десятых долей процента. По цветной характеристике экстрактов и капиллярных вытяжек и по неравномерности его распределения в породах зилаирской свиты из обнажения по р. Зирень-Агач их битум является вторичным. Об этом свидетельствует также полное отсутствие битумов примерно в 40% изученных образцов.

В пробах из других обнажений восстановленный битум (ХБ) практически отсутствует в самых различных типах пород. Лишь изредка отмечаются его следы. Спирто-бензольный окисленный битум, напротив, часто имеется в количествах от следов до 0,04%. Повышенные средние содержания его определены в отдельных разрезах. Так, в песчаниках, кремнистых сланцах из обнажений р. Б. Кизил количество окисленного битума изменяется от тысячных долей процента до 0,04%. Аналогичное содержание битумов обнаружено в песчаниках, алевролитах, кремнистых сланцах, габбро-диабазах у оз. Улянды (Абзелиловский район), у с. Туркменево (Сибайский район), у г. Верхне-Уральска (Челябинская обл.).

На восточном борту Магнитогорского мегасинклинория в породах из обнажений по рекам Суундук и Солончатка спирто-бензольный битум отмечается в количествах от следов до 0,04% в конгломератах, алевролитах, кремнистых сланцах и вулканогенных породах.

В образцах пород, отобранных из обнажений в Кизильской структурно-фациальной подзоне у Ириклинского водохранилища, а также по р. Урал у пос. Спасского, в песчаниках и вулканогенных породах СПББ отсутствует.

Спирто-бензольный битум пород зилаирской свиты окисленный, капиллярные вытяжки светятся в желтоватых тонах, в большинстве случаев они коричневые, темно-коричневые до черного цвета.

Гуминовые вещества отмечаются почти во всех породах, где обнаруживается окисленный СПБ битум. При этом в трещиноватых кремнистых сланцах, туфах и габбро-диабазах содержание гуминовых веществ превышает количество СПБ битума. Это по имеющимся представлениям о природе гуминовых веществ может свидетельствовать о его эпигенетичности и образовании за счет окисления более восстановленных битумов (ХБ).

Битуминозные породы приурочены в основном к отложениям, развитым в Присакмарской и Магнитогорской подзонах, тогда как в породах Кизильской структурно-фациальной подзоны битум практически отсутствует. Битум содержится в породах различного генезиса—осадочных и вулканогенных. Распределение его очень неравномерное. В большинстве случаев оно контролируется их трещиноватостью, которая в породах зилаирской свиты развита весьма неравномерно как по площади, так и по разрезу. Наибольшая трещиноватость пород отмечается вблизи дизъюнктивных нарушений. По неравномерному распределению битумов и его связи с трещиноватостью и пористостью, а также по цветовой характеристике их экстракта и капиллярных вытяжек, можно предположить о вторичном, миграционном характере этих битумов, в последующем сильно окисленных.

Проведенные исследования показывают, что битумы пород зилаирской свиты, по всей вероятности, являются следами перемещения их из

подстилающих, возможно нефтеносных отложений. Об этом свидетельствуют отсутствие в них восстановленного хлороформенного битума, наличие в них, главным образом, окисленного спирто-бензольного битума и гуминовых веществ и развитие последних в трещиноватых, пористых разностях пород. Подтверждается это и обнаружением микровключений битумов в породах зилаирской свиты из обнажения по р. Зирень-Агач, залегающих в зоне тектонического нарушения на контакте с породами карбона. По элементному составу (С—77,57, Н —10,27%) и по данным инфракрасной спектроскопии этот битум относится к нефтяному типу.

ЛИТЕРАТУРА

«Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований». Под редакцией Г. Э. Барановой, А. А. Ильиной и В. Н. Флоровской. Л., «Недра», 1966.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд. МГУ, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ

А. А. Малахов. Вклад Академии наук в изучение минералогии Башкирии 5
Г. Н. Пшеничный. Редкие минералы в рудах колчеданных месторождений Южного Урала и их типоморфизм 11
М. И. Исмагилов. Пумпеллиит и минералы группы эпидота в рудах и околорудных метасоматитах Баймакских золото-колчеданных месторождений (Южный Урал) 17
А. А. Захарова, А. А. Захаров. Околорудные хлориты и карбонаты Ивановского медно-кобальтового месторождения 24
Г. Н. Пшеничный. Карбонаты Узельгинского медноколчеданного месторождения, их состав и парагенезисы 32
М. И. Исмагилов, М. З. Исмагилова. Минералы околорудных метаморфических пород Весеннего месторождения (Южный Урал) 40
Г. Н. Пшеничный, П. И. Пирожок. Параллельношестоватый пирит в рудах Учалинского медноколчеданного месторождения 48
Н. А. Андриянова. Температурные условия гидротермального минералообразования на Узельгинском медноколчеданном месторождении (по данным термометрии) 62
А. С. Бобохов, А. В. Павлов. Расплавные включения в фенокристаллах кварца—источник петрогенетической информации 66
А. П. Бояркин, И. А. Хайретдинов. О температурах гомогенизации газово-жидких включений в магнезитах месторождения Сатка 74

ГЕОХИМИЯ

Л. А. Логинова. Генеральная геохимическая зональность эндогенных ореолов Миндякских золото-сульфидных месторождений 81
Л. А. Логинова, Г. Н. Засухин. Геохимические особенности пиритов Миндякских золото-сульфидных месторождений 88
Д. А. Малахов, К. Т. Вильданова. Фтор в вулканогенных породах Октябрьского медноколчеданного месторождения 101
М. Ю. Аржавитина. К геохимии пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория 105
П. В. Аржавитин, М. Ю. Аржавитина. Петрографическая и петрохимическая характеристика фаменских вулканогенных пород Магнитогорского мегасинклинория 112

МЕТАМОРФИЗМ, МЕТАСОМАТОЗ И ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РУД

А. А. Захарова. Метасоматические изменения около нижнесилурийских субвулканических тел кислого состава в Бурибайском рудном районе. . . 121
Т. Н. Шадлун. О некоторых вопросах генезиса сульфидных месторождений в осадочных породах (по данным изотопного состава серы сульфидов) . 126
В. А. Прокин, М. И. Исмагилов. Взаимоотношение руды с гранитами на медноколчеданном месторождении Виидон (Квебек, Канада) 132

Ю. А. Болотин, И. С. Вахромеев, П. Е. Великий. Морфологические особенности и зональность рудных тел Подольского колчеданного месторождения 137

РАССЕЯННОЕ ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Н. А. Зуфарова, С. Н. Краузе. Битуминозность кремниевых образований карбона западного склона Башкирского Урала как показатель времени миграции битумов 143
Н. А. Зуфарова, М. Ю. Аржавитина. Битуминозность пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория 146

Академия наук СССР
Башкирский филиал
Институт геологии
Башкирское отделение
Всесоюзного минералогического общества

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ РУД И ГОРНЫХ ПОРОД
ЮЖНОГО УРАЛА

Редактор Л. А. Булгакова
Техн. редактор Ф. Г. Гайфуллин
Корректор О. П. Аржавитина

Сдано в набор 28/II 1976 г. Подписано к печати 15/X 1976г. П04412. Уч.-изд. л. 8,3. Физ. печ. л. 9,5. Усл. печ. л. 13,30. Формат 70×108 1/16. Тираж 500 экз. Заказ № 549. Цена 58 коп.

Уфимский полиграфкомбинат Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Министров БАССР. г. Уфа, 1, проспект Октября, 2.

Цена 58 коп.

3076