

**ВОПРОСЫ
МИНЕРАЛОГИИ
И ПЕТРОГРАФИИ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1972

ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1972

В сборнике помещены материалы по широкому кругу вопросов геологии и минералогии рудных месторождений Западной и Восточной Сибири, приводятся результаты изучения акцессорных минералов для классификации интрузивных пород и оценки связи с ними месторождений полезных ископаемых. Представляют интерес разработанные в статьях диаграммы для определения главных показателей преломления пироксенов по промежуточным показателям преломления. В ряде статей рассматриваются проблемы стратиграфии палеозойских отложений Сибири с использованием формационного анализа и сравнительного статистического изучения химического состава пород.

Редактор тома — профессор доктор И. К. Баженов

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

А. П. Бычков (председатель), проф. М. П. Кортусов (зам. председателя), доц. Э. С. Воробейчиков (зам. председателя), доц. А. И. Зубков (ученый секретарь), Л. Г. Мордовина (директор издательства), проф. Г. А. Медведев, проф. Р. Н. Щербатов, доц. А. Д. Колмаков, проф. В. И. Гаман, проф. А. В. Сапожников, проф. М. А. Кривов, проф. В. А. Пегель, проф. А. А. Положий, проф. В. А. Хахлов, проф. М. В. Тронов, проф. В. В. Серебrenников, проф. А. И. Ким, проф. А. К. Сухотин, М. Р. Филимонов (директор научной библиотеки), секретарь парткома университета доц. М. П. Якубеня.

О КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ И ПОДТИПОВ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ РИТМОВ В ТЕРРИГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ ГОРНОГО АЛТАЯ

И. А. ВЫЛЦАН

Среди терригенных формаций палеозоя Горного Алтая наиболее широким распространением пользуется зелено-фиолетовая граувакко-сланцевая формация кембро-ордовика. Это обстоятельство в сочетании с монотонностью ее строения и большой мощностью отложений предопределило необходимость более детального изучения особенностей седиментационных признаков в составе ее разрезов.

Внутреннее строение зелено-фиолетовой граувакко-сланцевой формации, как и других терригенных формаций Горного Алтая, определяется характерными признаками ее ритмической слоистости или просто ритмичности.

Специальные исследования, посвященные изучению ритмичности отложений горноалтайской серии, были начаты лишь в конце 50-х годов (Дмитриева, Волочкович, 1958; Волков, 1960). Выявление особенностей ритмичности в разрезах серии в этот период и последующее время диктовалось необходимостью поисков надежных литологических критериев для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов мощных немых толщ при проведении геологосъемочных работ в Горном Алтае.

При изучении ритмичности отложений терригенных формаций Горного Алтая в этот и последующий этап его исследования использовалась в основном методика, разработанная Н. Б. Вассоевичем (1948, 1951) и др.

Для рассматриваемой зелено-фиолетовой формации методику изучения флишевых отложений по Вассоевичу одними из первых применили на практике в бассейнах рек Аргут и Карагем В. К. Дмитриева, К. А. Волочкович (1958). Эти исследователи обратили внимание на то, что «в сложении свит описываемого района принимает участие ограниченное количество пород». В соответствии с делимостью элементарных ритмов на составные части в полном ритме отмечены следующие элементы ритма (*эр*): I-а — гравелит, I-в — песчаник; II — алевролит; III — сланец. В первом грубом приближении можно считать, что перечень основных *эр* в приведенной последовательности объективно отражает существующие отношения между различными типами пород в ритмах. Не учитываются здесь только структурные разновидности (крупно-, средне- и мелкозернистые) таких групп пород, как гравелиты, песчаники и т. д., которые в действительности существуют и, как будет показано ниже, играют важную роль в выявлении всей структуры формации. Авторами выявлены «все» морфологически возможные сочетания элементов ритма для толщ зелено-фиолетовой формации изучен-

ного района (см. таблицу).

Таблица

Классификация возможных сочетаний элементов ритмов в зелено-фиолетовой
формации (по Дмитриевой, Волочковичу, 1958)

Типы ритмов	Общий состав	Подтипы ритмов	Состав
А	I-a, I-в, II, III	A-1	I-a, I-в, II, III
		A-2	I-a, II, III
		A-3	I-в, II, III
В	I-a, I-в, II	B-1	I-a, I-в, II
		B-2	I-a, II
		B-3	I-в, II
С	I-a, I-в, III	C-1	I-a, I-в, III
		C-2	I-a, III
		C-3	I-в, III
Д	II, III		
Е	I-a, I-в		
Ф	I-a		
Г	I-в		
Н	II		
К	III		

В предложенной В. К. Дмитриевой и К. Л. Волочковичем (1958) схеме классификации типов элементарных ритмов формации, построенной в соответствии с классификацией типов флишевых ритмов Н. Б. Васоевича (1948), показаны практически все возможные сочетания для 4-х элементов ритмов. К сожалению, в классификации не отражены частота встречаемости различных типов, а также подтипов ритмов, которые не увязаны к тому же с мощностями и общей асимметрией в строении ритмических единиц разных порядков (Вылцан, 1966, 1967). Авторы ограничились указанием только наиболее характерных типов ритмов для изученных свит. Так, в составе сероцветной свиты (нижняя подформация. — *И. В.*) наибольшим распространением пользуются подтипы А-3 (32%), Д (23%) и С-3 (19%), в переходной подсвите (по-видимому, верхи нижней подформации. — *И. В.*) чаще встречаются подтипы Д (65%) и С-3 (22%). В составе пестроцветной свиты (верхняя подформация) наибольшее распространение имеют подтипы А-3 (32%) и Д (19%). Несмотря на отсутствие данных по другим типам ритмов, из приведенного цифрового материала можно совершенно определенно сделать один важный генетический вывод о преобладании в составе всего изученного разреза относительно полных ритмов типа А, С, Д (неполные ритмы типа В, Е, Ф, Г и т. д. составляют, видимо, немногим более 25%). Преобладающее распространение в разрезе фор-

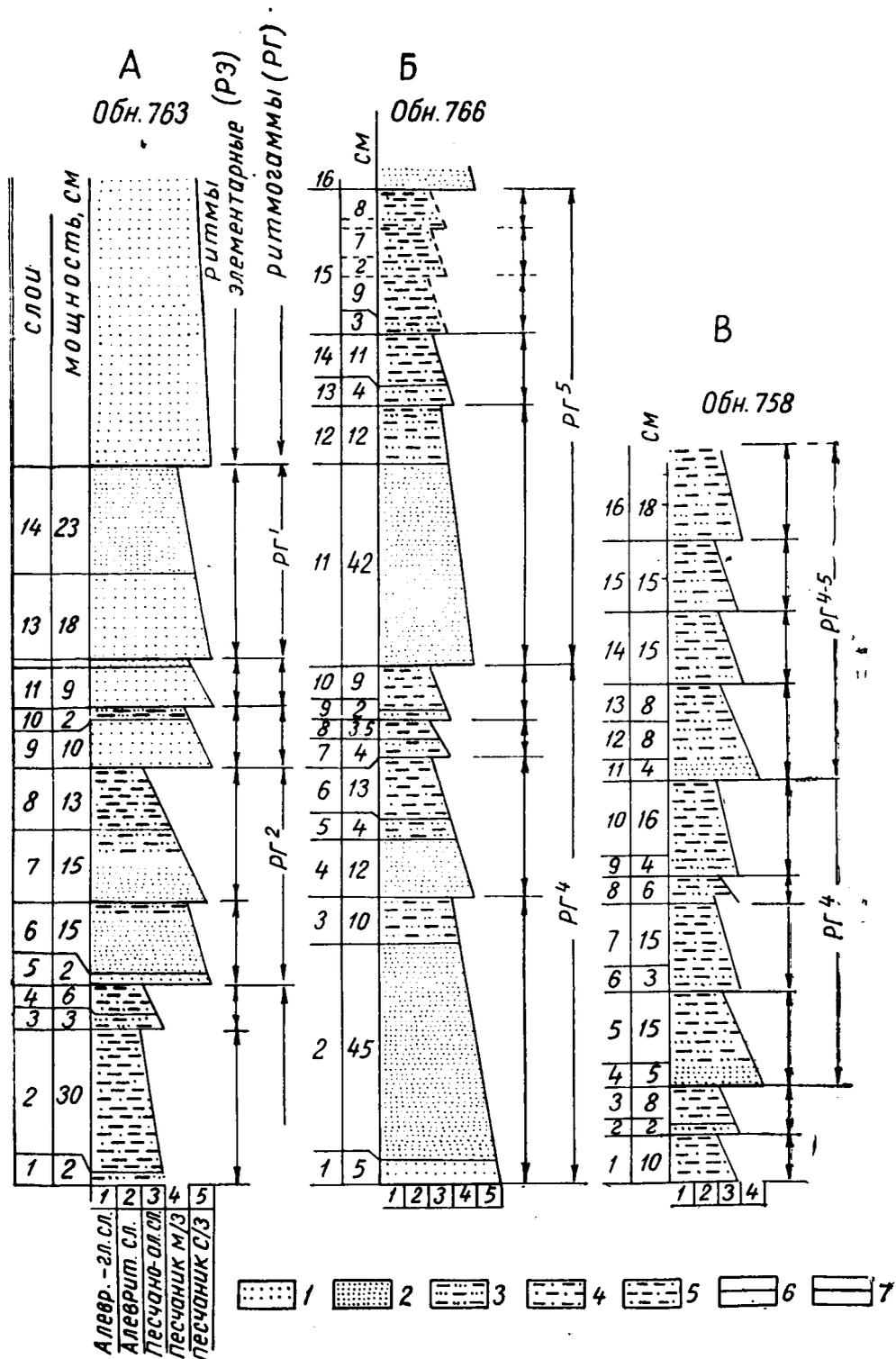


Рис. 1

Петрографический состав и особенности ритмического строения наиболее типичных интервалов чарышской свиты горноалтайской серии (Ануиско-Чуйский синклиниорий, правый борт верховьев долины р. Чакур, обн. 763, 766, 758): 1 — песчаник среднезернистый полимиктовый массивный; 2 — песчаник мелкозернистый полимиктовый массивный и сланцеватый; 3 — песчаный алевролит хлоритизированный среднесланцеватый; 4 — алевролитовый хлоритизированный сланец; 5 — алевроито-глинистый хлоритизированный сланец; 6 — контакт четкий и резкий; 7 — контакт резкий с элементами размыва.

мации именно не сокращенных элементарных ритмов или частично сокращенных должно свидетельствовать о ведущей роли нисходящих движений в области осадконакопления и подчиненной роли восходящих колебательных движений (Белоусов, 1962; Рухин, 1961; Хаин, 1964 и др.).

В схеме, предложенной В. В. Волковым (1960), учитывается хотя и важный, но только один признак — мощность. На основании последней были выделены: микроритмы (до 1 см), тонкие ритмы (от 1 до 5 см), мелкие ритмы (от 5 до 10 см), средние ритмы (от 10 до 20 см), крупные ритмы (от 20 до 50 см), толстые ритмы (от 50 до 200 см) и массивные ритмы (свыше 200 см). В этой формальной группировке не отражена взаимосвязь между такими категориями, как форма — мощность и содержание — состав. Кроме того, «микроритмы» и часть «тонких ритмов», «массивные ритмы» и совокупность всех других в рассматриваемой схеме относятся к ритмическим единицам различных порядков.

Для того чтобы понять причины значительного разнообразия типов элементарных ритмов в разрезах формации, необходимо рассмотреть, какие ассоциации и сочетания пород образуют элементарные ритмы, в каком направлении и какой последовательности происходит их изменение.

При изучении разрезов чарышской и азратканской свит горноалтайской серии были выявлены различный состав и строение элементарных ритмов в зависимости от конкретного местоположения их в том или ином интервале стратиграфической последовательности, с одной стороны, и в зависимости от положения в составе ритмических единиц II, III, IV и т. д. порядков — с другой (см. рис. 1).

Вследствие такой зависимости можно приблизительно предвидеть наиболее вероятное стратиграфическое положение элементарного ритма, если известны его «полнота» и общее число элементов и подэлементов в наиболее полном ритме, а также характер контактов с подстилающим и перекрывающим ритмами. Например, присутствие в составе ритма наиболее грубых отложений, так же как и в соседних ритмах, разделяющихся одновременно резкими контактами, несущими следы размыва, может указывать на расположение данного ритма в основании наиболее крупной ритмической единицы вплоть до ранга рассматриваемого подразделения. Наоборот, если элементарный ритм сложен наиболее тонкозернистым материалом и ближайшие к нему соседние ритмы также характеризуются присутствием только II и III *эр*, то это, вероятнее всего, будет свидетельствовать о расположении таких ритмов в кровле ритмов более крупного ранга.

Следует подчеркнуть, что, трансформировав классификацию типов ритмов Н. Б. Вассоевича (1948) применительно к отложениям горноалтайской серии, В. К. Дмитриева, К. Л. Волочкович (1958) не отразили в ней структурных разновидностей таких классов пород, как песчаники, которые широко распространены всеми своими гранулометрическими разностями. То же самое не было сделано и в отношении гравелитов и алевритовых пород. При более глубоком анализе ритмичности вообще и выяснении соотношения элементарных ритмов друг с другом и в ассоциациях не безразлично, какой размерности песчаники слагают нижний элемент ритма. Точно так же важно, а иногда и совершенно необходимо знать, какой литологической разностью представлен второй *эр* — песчаным алевролитом или глинистым и т. д., а ведь именно эти данные вместе с другими признаками, например характером контактов, способствуют выяснению границ ритмических единиц. С другой стороны, в рассматриваемой классификации показаны

гипы ритмов (тип А, подтип А-1 и А-2), в составе которых фигурируют все элементы (и подэлементы) ритмов. Такую полноту, вероятно, возможно представить только теоретически, так как в разрезах зелено-фиолетовой формации, да и других известных формациях Горного Алтая, ритмы, содержащие в основании грубокластогенные осадки и поэтому тяготеющие или находящиеся в составе «базальных» грубозернистых пачек пород, как правило, имеют сокращенное редуцированное строение за счет размывов. Именно поэтому, т. е. за счет сохранения только нижних элементов ритмов, мы обнаруживаем базальные горизонты, пачки, сложенные относительно более грубыми осадками, в которых отсутствуют не только глинистые, но и алевритовые породы.

Одной из главных причин, препятствующих формированию идеальных полных ритмов типа А, как это следует из условий морского осадконакопления, рассмотренных И. Баррелом (Данбар, Роджерс, 1962, стр. 142—145) и В. В. Белоусовым (1962), является ограничивающее влияние уровня накопления (уровня агградации). Воздействие таких факторов, контролирующих глубину уровня накопления, как течения, волны и нагрузка (объем, грубость зерна), в сочетании с поднятиями и опусканиями дна бассейна седиментации или эвстатическими колебаниями уровня моря, и определяет мощностной градиент ритмов. Поэтому в прибрежных фациальных условиях, где наблюдается часто избыток грубокластогенного материала, последний сохраняется ниже уровня накопления, тогда как избыточный и весь тонкий материал, факторами, контролирующими положение уровня агградации, удаляется. Периодическое накопление в определенных условиях преимущественно только грубозернистых осадков и показывает незавершенность, неполноту формирующихся в такой обстановке элементарных ритмов. По мере удаления в сторону открытого моря в связи с законами физико-механической дифференциации (Пустовалов, 1940; Вассоевич, 1950; Страхов, 1962) происходит замещение грубокластогенного материала менее грубым, который фиксируется не только в кровле, но и в определенных фациальных условиях и в основании ритмов.

В соответствии с характером гранулометрического состава элементарных ритмов, выявленных в изученных разрезах горноалтайской серии, бутрышихинской, ханхаринской, чакырской свит и их аналогов, а также полнотой ритмов и вариациями последней ниже предлагается схема классификации основных типов и подтипов элементарных ритмов (рис. 2).

В основу классификации типов и подтипов ритмов зелено-фиолетовой формации кембро-ордовика и терригенных формаций ордовика положены три основных признака (ранее предложенных Н. Б. Вассоевичем, 1948): 1) гранулометрический состав, определяемый физико-механической рассортировкой осадочного материала и создающий закономерную последовательность литологических разностей пород (*эр* и *пэр*) в ритмах, 2) конкретный состав нижнего элемента ритма и 3) число и состав элементов (и *пэр*) ритма во всей последовательности данного ритма. В совокупности эти признаки определяют мощностной градиент соответствующих типов ритмов (А, В, С и Д) (см. рис. 2).

К типу А отнесены те из ритмов, которые в своем основании сложены конгломерато-гравелитом ($I-a^1$) или мелким гравелитом ($I-a^{1b}$). Ритмы, которые содержат в основании песчаниковые слои, относятся к типу В. В зависимости от зернистости (структуры, например, грубозернистых ($I-b^1$) или крупнозернистых ($I-b^{11}$) и т. д.) песчаников, лежащих в основании ритмов, устанавливается их принадлежность к

Типы ритмов				Элементы ритма (ЭР)	Подэлементы ритма (ПЭР)	I-a	I-v	II	III	Направление физико-механической рассортировки осадочного материала
A	B	C	D							
						I-a ^I	I-v ^I	II ^I	III ^I	<p>Направление физико-механической рассортировки осадочного материала</p> <p>Поле практически-го отсутствия в составе ритмов верхних ПЭР за счет влияния уровня на-копления (агтрадаций)</p> <p>Уровни вариаций полноты ритмов за счет размыва</p> <p>Границы поля, определяющие оптимальную "полноту" типов ритмов</p>
						I-a ^{II}	I-v ^{II}	II ^{II}	III ^{II}	
						I-a ^{III}	I-v ^{III}	II ^{III}	III ^{III}	
						I-a ^{IV}	I-v ^{IV}	II ^{IV}	III ^{IV}	
						I-a ^I	I-v ^I	II ^I	III ^I	
						I-a ^{II}	I-v ^{II}	II ^{II}	III ^{II}	
						I-a ^{III}	I-v ^{III}	II ^{III}	III ^{III}	
						I-a ^{IV}	I-v ^{IV}	II ^{IV}	III ^{IV}	
						I-a ^I	I-v ^I	II ^I	III ^I	
						I-a ^{II}	I-v ^{II}	II ^{II}	III ^{II}	
						I-a ^{III}	I-v ^{III}	II ^{III}	III ^{III}	
						I-a ^{IV}	I-v ^{IV}	II ^{IV}	III ^{IV}	
						I-a ^I	I-v ^I	II ^I	III ^I	
						I-a ^{II}	I-v ^{II}	II ^{II}	III ^{II}	
						I-a ^{III}	I-v ^{III}	II ^{III}	III ^{III}	
						I-a ^{IV}	I-v ^{IV}	II ^{IV}	III ^{IV}	

Рис. 2. Схема классификации типов и подтипов элементарных ритмов в терригенных формациях Горного Алтая. I-a — псефиты: I-a^I — конгломерато-гравелит; I-a^{II} — мелкий гравелит; I-v — псаммиты; I-v^I — грубозернистые; I-v^{II} — крупнозернистые; I-v^{III} — среднезернистые; I-v^{IV} — мелкозернистые; II — алевриты: II^I — песчанистый алевролит; II^{II} — алевролит (глинистый алевролит); III — пелитолиты: III^I — алеврито-глинистый сланец; III^{II} — глинистый сланец.

тому или иному подтипу. Конкретная полнота, например, подтипа B^I , в случае размыва верхних подэлементов ритма будет давать разновидность данного подтипа. Соответственно тип С характеризует те ритмы формации, которые сложены в основании той или иной крупной или мелкой по структуре разностью алевритовой породы. К типу Д отнесены ритмы, которые сложены в основном только пелитовыми осадками (III^I — с примесью алевритовой фракции).

Таким образом, в сочетаниях элементарных ритмов, в каждом последующем ритме в его основании, как и в ритме в целом, наблюдается сдвиг в сторону уменьшения структурной размерности зерна. Эта особенность распределения материала отражает направленное асимметричное изменение гранулометрического состава не только внутри отдельных элементарных ритмов, но и в их ассоциациях, отвечающих ритмам II, III и т. д. порядков. Именно направленная закономерная тенденция в непрерывно-прерывистом изменении гранулометрического состава внутри отдельных ритмов и тесно связанная с этим зависимость мощности от структуры в сочетании с полнотой ритмов позволяет объективно различать несколько основных типов элементарных ритмов, показанных в схеме.

Поскольку полнота элементарных ритмов — признак непостоянный, а весьма изменчивый и связан в первом приближении с «глубиной размыва» слоев и их сочетаний, то подтипы ритмов отличаются между собой своей сохранившейся от размыва полнотой. Это их свойство рассматривается в предлагаемой схеме классификации как разновидность, вариация того или иного подтипа и может фиксироваться соответствующими индексами (например, для подтипа B^{IV} в индексах возможно различать следующие разновидности по полноте: 1) $I-B^{IV} \rightarrow II^I \rightarrow III^I \rightarrow III^{II}$; 2) $I-B^{IV} \rightarrow II^I \rightarrow II^{II} \rightarrow III^I$; 3) $I-B^{IV} \rightarrow II^I \rightarrow II^{II}$; 4) $I-B^{IV} \rightarrow II^I$; 5) $I-B^{IV}$, последний редуцирован до одного подэлемента ритма и т. д.:

Одной из главных особенностей в строении терригенных формаций является направленное изменение мощностей чередующихся элементарных ритмов и периодическое через определенный интервал повторение сходных по набору пород (*эри* и *пэр*) ритмов и их сочетаний (рис. 1). В связи с различиями в комбинациях элементов ритма (*эри*) мощности элементарных ритмов внутри терригенных формаций изменяются в сравнительно широких пределах от первых сантиметров до 1,0—1,5 м. Мелкие и весьма мелкие элементарные ритмы с диапазоном перепада мощностей (в зависимости от гранулометрического состава пород) изменяются от первых до нескольких сантиметров. Они характерны для интервалов, которые сложены в основном глинистыми и алеврито-глинистыми типами пород. Средние по масштабу элементарные ритмы, мощность которых изменяется в пределах 10—20 см, встречаются обычно в интервалах, сложенных алевритовыми, песчано-алеваитовыми и глинистыми сланцами. Элементарные ритмы, мощность которых достигает 0,3—0,5 м и более, составляющие группу средне-крупных и крупных ритмов, отмечаются преимущественно в интервалах разрезов, сложенных песчаниками, алевритовыми и в меньшей степени алеврито-глинистыми сланцами.

Важной особенностью строения терригенных формаций, имеющей большое значение при диагностике элементарных ритмов и их сочетаний, является также характер и резкость границ — контактов как между отдельными элементами и ритмами, так и определенными ассоциациями последних. Если для оценки резкости контактов между слоями (*эри*) и ритмами ограничиться четырех-, пятичленной градуировкой их

и выделять среди них такие виды комплексов, как постепенный (или переслаивание), нерезкий, четкий, резкий, и резкий с размытием, то можно оценить и увидеть преобладающий характер взаимоотношений слоев друг с другом, а также и ритмов.

Следует отметить, что в разрезах зелено-фиолетовой формации преобладают на границах ритмов нерезкие и четкие контакты, что связано с частым переслаиванием обычно двух смежных по гранулометрической разности пород. Более резкие контакты наблюдаются в тех ритмических последовательностях, которые характеризуются большим числом участвующих в переслаивании гранулометрических разностей пород. Благоприятные в этом отношении участки в разрезах обнаруживаются в переходных интервалах между существенно песчаниковыми и алевроито-глинистыми пачками. В этих интервалах отмечается и наибольшая «полнота» ритмов по сочетанию элементов и подэлементов ритмов и поэтому наибольший гранулометрический перепад на границах кровли предыдущих и подошвы последующих ритмов, что и определяет резкость их контактов (Вылцан, 1968).

В составе черносланцевой терригенной и особенно карбонатно-терригенной субфлишевой формации среднего и средне-верхнего ордовика Горного Алтая в периодически повторяющихся поколениях элементарных ритмов встречаются чаще четкие, резкие и резкие с размытием контакты. Это не означает, что в разрезах данных формаций отсутствуют постепенные и нерезкие контакты между слоями и ритмами, но по сравнению с подстилающими отложениями зелено-фиолетовой формации они наблюдаются в целом реже. Последнее отражает различия, существовавшие в геотектонической обстановке и режиме колебательных движений во время их формирования, и более значительную роль восходящих тектонических движений в этот период.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
 Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
 Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
 Волков В. В. Опыт расчленения кембро-ордовикских отложений Белухинского антиклинория. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, № 3, 1960.
 Вылцан И. А. О флишевой формации в Горном Алтае. Труды Томского университета, т. 184, 1966.
 Вылцан И. А. К вопросу о соотношении различных порядков ритмов и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях. «Геология и геофизика», 1967, № 11.
 Вылцан И. А. Ритмичность осадочных формаций как индикатор геотектонических условий их образования (Горный Алтай). Труды Томского ун-та, т. 208, 1968.
 Данбар О. К. и Роджерс Д. Основы стратиграфии. Изд. иностранной литературы, М., 1962.
 Дмитриева В. К., Волочкович К. Л. К методике расчленения немых нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Чарышско-Теректинского антиклинория в Горном Алтае. Труды ВАГТ, вып. 4, М., 1958.
 Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I, Гостоптехиздат, 1940.
 Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
 Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. Н. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая. Труды СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.
 Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I, II, изд. АН СССР, 1962
 Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд. «Недра», 1964.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЯДА ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ПАЛЕОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

И. А. ВЫЛЦАН

Миогeosинклинальный ряд осадочных формаций Горного Алтая, формировавшийся на протяжении средне-позднего кембрия, всего ордовика и раннего силура, характеризуется наиболее широким распространением среди других формаций в пределах данной геосинклинальной системы.

Формации этого ряда выполняют Чарышско-Инской, Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской и Ильдугемо-Башкаусский синклинории, а также слагают значительные участки Холзунско-Чуйского и Талицкого антиклинориев. По своему составу миогeosинклинальные формации принадлежат главным образом к терригенным и в меньшей степени к карбонатно-терригенным образованиям с крайне незначительной ролью вулканогенных пород. Формирование последних происходило, вероятно, одновременно с заложением и подновлением глубинных разломов по периферии прогибов. Суммарная мощность отложений формаций этого ряда превышает 10 км.

Миогeosинклинальный ряд включает четыре разновозрастные формации, каждая из которых отвечает определенному этапу в геотектоническом развитии геосинклинальной системы Горного Алтая. Мощные немые флишеидные песчано-сланцевые отложения горноалтайской серии кембро-ордовика соответствуют первой, нижней формации этого ряда, являясь аналогом нижней терригенной или аспидной формации (Белоусов, 1962; Хаин, 1964). Существенно терригенные песчано-алевритовые и глинистые, окрашенные в темно-серые, нередко почти черные тона, отложения бутрышихинской свиты среднего ордовика и ее аналогов соответствуют верхней части терригенной или аспидной типовой формации. Ритмично-слоистые карбонатно-терригенные образования ханхаринской, чакырской свит средне-верхнего и верхнего ордовика и их аналогов в Горном Алтае по условиям формирования отвечают верхней терригенной или флишевой типовой формации. В связи с менее четкой и более грубой, чем во флише, ритмичностью данные отложения отнесены к субфлишевой формации.

Относительно мелководные, нередко более грубозернистые, а также пестроцветные (чередование лиловых и зеленых тонов) отложения диеткенской, ябаганской, чеборской свит верхнего ордовика и подчагырской свиты нижнего силура по своему литологическому составу и тектоническому положению являются аналогами нижней морской молассовой формации.

На основании изучения разрезов перечисленных выше стратиграфических подразделений, анализа литологических, петрографических,

фациальных и тектонических признаков ниже дается краткая характеристика основных черт выделяемых формаций (табл. 1).

а. Аспидная (нижняя) — граувакко-сланцевая терригенная «зелено-фиолетовая» формация ($Ст_{2-3} - O_1$) соответствует ранней стадии «вторично-геосинклинального» развития (В. А. Кузнецов, 1963) геосинклинальной системы Горного Алтая и связана со структурой второго порядка в пределах Алтае-Саянской области. Ритмическая размерность формации отвечает двум ритмам VII порядка*. Формация сформировалась в условиях преобладающего режима нисходящих тектонических движений, что обусловило широкое развитие полных «растянутых» и «маятниковых» сочетаний элементарных ритмов-ритмогамм или, что то же, ритмов II порядка. Среди последних преимущественным распространением (в сумме свыше 70%) пользуются триадные, тетрадные, пентадные, гексадные и септадные варианты. Их соотношение с элементарными ритмами I порядка показано на рис. 1. Вещественный состав зернистых пород в парагенезах формации характеризуется незрелостью исходного материала, полимиктовостью, преобладанием обломков различных пород и эффузивов (70—80%) над кварцем и полевыми шпатами (в сумме до 15—30%) и отвечают классу мета (и пирро) кластогенных граувакк (рис. 2). В целом в литологическом профиле формации преобладают тонкозернистые и тонкослоистые алевро-пелитовые гидрослюдистые породы (свыше 55—65%), слагающие обычно мелкие (0,05—0,1 м) и средние (0,1—0,2 м) двух-трехкомпонентные элементарные ритмы. Формирование значительной части их происходило ниже уровня накопления (аградации), поэтому размыты на границах соседних ритмов имеют чаще скрытый характер. Совокупность литологических признаков, отсутствие остатков нектонной и бентонной фауны свидетельствуют о глубоководных открыто морских фациальных условиях осадконакопления. Мощность отложенной формации изменяется от 5000—5500 м в зоне максимального прогибания (субпараллельной геоантиклинальному поднятию — Катунско-Бийскому антиклинорию) до 1200—1500 м в зоне, испытывавшей поднятие.

б. Аспидная (верхняя) — черносланцевая существенно терригенная формация O_2 соответствует средней или ранне-предороженной стадии развития структур III порядка, испытывавших замедленное прогибание. Ритмическая размерность формации отвечает двум ритмам VI порядка. Поэтому в номенклатуре формаций, учитывающих порядок мощности, она отвечает понятию «подформация». Черносланцевая подформация формировалась также в обстановке значительного преобладания нисходящих движений, хотя и менее интенсивных, чем в раннюю стадию. Среди вариантов ритмогамм самые полные разновидности отсутствуют. Наиболее распространенными являются тетрадные и пентадные, а также триадные и гексадные ритмогаммы (рис. 1), составляющие все вместе более 60%. В вещественном составе полимиктовых песчаных пород соотношение обломков пород, с одной стороны, и минералов (кварца и полевых шпатов) — с другой, характеризуется увеличением содержания последних (до 25—40%). Эти породы, обладая переходными признаками, соответствуют классу субграувакк (см. рис. 2). В профиле подформации алеврито-пелитовые разности составляют до 70%. Элементарные ритмы имеют мелкие и средние порядки мощностей (от 0,05—0,08 до 0,1—0,5 м). Построены ритмы

*) Нумерация порядков принята от мелких к крупным; ритмической единице I порядка соответствует элементарный ритм — «многослой».

Таблица 1

Схема классификации осадочных (миегеосинклинальных) формаций нижнего палеозоя Горного Алтая

Геотектоническое раз- личие гео- синклиналь- ной системы	Стадии раз- вития гене- рирующих структур	Геотектонические типы осадочных формаций типичные региональные (абстрактные)	Ритмическая раз- личность конк- ретных формаций	Ассоциации ритмов II (рядов), контролирую- щие режим тектонич. движений	Петрогенети- ческие особен- ности зерни- стых пород формаций	Типы фациальных комплексов	Стратигра- фические эквива- ленты	Возраст
Орпенеое	IV заклочит. (начало)	молассовая нижняя сероцвет- ная (пестроцвет- ная) существенно терригенная	VII	диалы триады тетрады	аркозы (кварце- вые)	прибрежн. мор. лито- ральные, на- глые	подчагр- ская, диет- кенская, ябаганская, чеборская свиты	$O_3 - S_1$
	III поздняя	субфлишевая карбонатно- терригенная	VI	триады тетрады пентады	субар- козы	прибрежн. мор. мелко- водные	чакырская, таарлаганск., верхнеурья- новская, хан- харинск. и др. их ана- логи	$O_2 - 3 - O_3$
Предорпенеое	II средняя	черносланцевая существенно-тер- ригенная	VI	триады тетрады пентады гексады	субграу- вакки	открыто морские глубоководн. до мелководных	бугрышин- ская, стре- тинская, би- рюксинская свиты	O_2
	I ранняя	аспидная зелено-фиолето- вая (граувакко- сланцевая)	VII	триады тетрады пентады гексады септады	грау- вакки	ПОЛИМИКТОВЫЕ	горноалтай- ская серия	$Sm_2 - 3 - O_1$

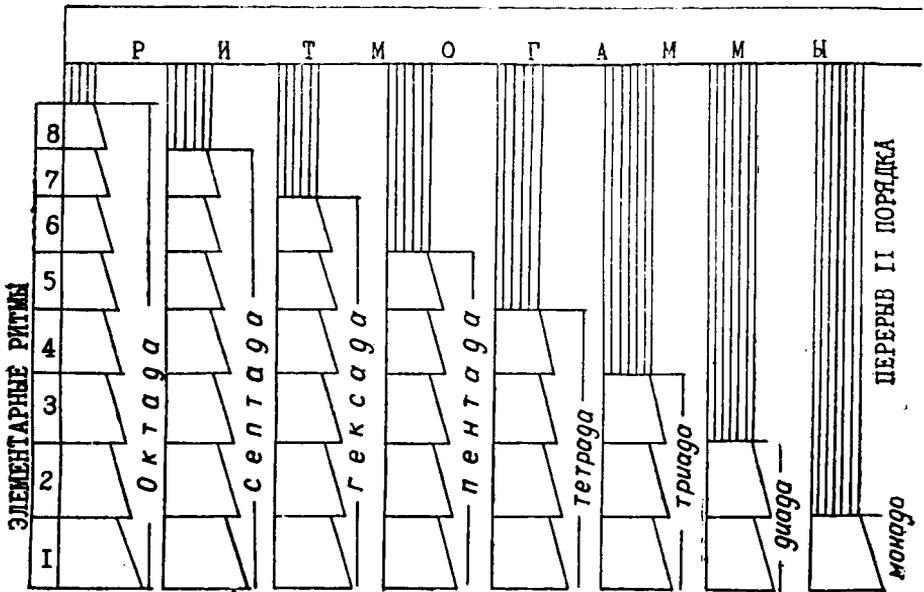


Рис. 1. Схема классификации вариантов ритмических единиц II порядка — ритмогамм в осадочных формациях Горного Алтая.

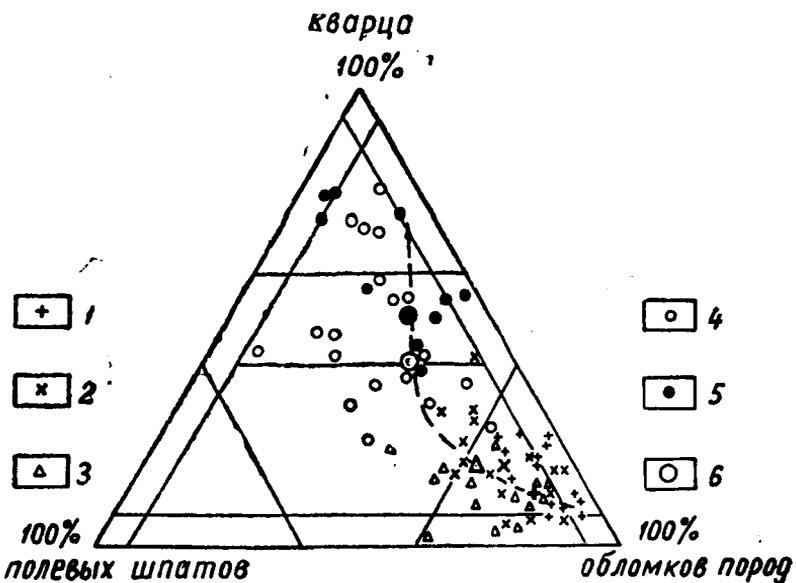


Рис. 2. Диаграмма изменения количественно-минералогического состава псаммитовых пород миогеосинклинальных формаций палеозоя Горного Алтая. Песчаники: 1 — чарышской свиты горноалтайской серии (нижняя часть зелено-фиолетовой формации); 2 — азратканской свиты той же серии (верхняя часть зелено-фиолетовой формации); 3 — бугрышихинской свиты (черносланцевая формация); 4 — ханхаринской свиты (нижняя часть субфлишевой формации); 5 — чакырской свиты (верхняя часть субфлишевой формации); 6 — средние данные для ханхаринской и соответственно других подразделений.

однотипно и состоят обычно из двух, реже трех элементов. Третий (III) элемент ритма нередко редуцирован, что свидетельствует об образовании осадка близ уровня накопления, где размывы наблюдались достаточно часто. Контакты на границах ритмов четкие и резкие. Масштаб элементарной ритмичности, формирование осадков в непосредственной близости к уровню накопления, присутствие остатков бентонной фауны свидетельствуют об относительной мелководности осадконакопления в прибрежно-морских фашиальных условиях. Мощность отложений подформации изменяется от 0—400 м до 1500 м.

в. Субфлишевая — карбонатно-терригенная формация относится по возрасту к O_2-3 — O_3 и представлена терригенным и карбонатным субфлишем. Формация складывалась в предороженную стадию развития в условиях еще более резкого замедления прогибания структур III порядка и роста геоантиклинальных поднятий. Ритмический объем формации отвечает также двум ритмам VI порядка, в связи с чем по номенклатуре она является подформацией. Для отложений подформации характерны большая контрастность в смене слоев пород, более разнообразные по гранулометрическому составу малые парагенезы. Элементарные ритмы обнаруживают ясное асимметричное строение. Они состоят из двух-трех элементов обычно с четкими границами. В основании ритмогамм и многих элементарных ритмов внутри них имеются следы размывов. Наибольшим распространением пользуются неполные, сокращенные ритмогаммы — триады, тетрады и пентады (свыше 65%), что в целом отражает возросшую роль восходящих тектонических движений и выведение осадка в процессе его отложения выше уровня накопления. Вещественный состав мезомиктовых песчаных пород характеризуется превышением в обломках кварца и полевых шпатов (в сумме 50—60%) над обломками метакластогенных пород. Они соответствуют классу субаркозовых пород (см. рис. 2). Алевропелитовые часто известковистые разности составляют свыше 55%. Ритмичнослонистые (мощность ритмов 0,1—0,5 м) известково-карбонатные породы имеют подчиненное распространение (в ср. до 15%) и тяготеют к верхним горизонтам подформации. Развита обломочно-органогенная, пелитоморфная и мергелистая разности известняков. Литологические признаки, наличие остатков фауны трилобитов, брахиопод, мшанок свидетельствуют о мелководной (глубины порядка 50 м) прибрежно-морской фашиальной обстановке осадконакопления. Мощность субфлишевых отложений изменяется от 0—600 до 1700 м.

г. Молассовая (нижняя) — сероцветная (и пестроцветная) существенно терригенная формация имеет возраст O_3 — S_1 ; формирование формации происходило в орогенную стадию развития геосинклинали. Ее ритмический объем соответствует ритму VII порядка. Литологический профиль формации по простиранию изменчив. Это позволяет предполагать, что участки интенсивного поднятия перемежались с участками, испытывавшими относительное опускание. В области первых развиты парагенезы относительно крупнозернистых пород, вторых — преимущественно алевропелитовых. Ритмичность характеризуется в целом резко выраженной асимметрией, нередко средними и крупными (до 0,5—0,7 м) мощностями, частыми и глубокими размывами на контактах элементарных ритмов и ритмов II порядка. Среди последних преобладают триады, а также диады и тетрады (в сумме более 60%). Вещественный состав зернистых пород обнаруживает более высокую степень зрелости, в песчаных разностях кварц и полевые шпаты (в сумме до 85%) преобладают над неустойчивыми обломками

пород. Песчаники и крупные алевролиты соответствуют классу аркозовых пород до кварцевых включительно. Пестрая окраска (чередование серо-зеленой и красно-лиловой), неполнота элементарных ритмов и ритмогамм за счет размывов, присутствие в основании ритмических единиц крупнозернистого материала могут указывать на осадконакопление в прибрежно-морской литоральной, лагунной фациальной обстановке. Мощность отложений формации изменяется от 0—500 до 2000 м.

Сравнение рассмотренной последовательности формаций Горного Алтая с типовым миеосинклинальным рядом (по В. Е. Хаину, 1964) показывает, что ряды обнаруживают не только сходство, но и отличия (табл. 2). В ряду кембро-силурийских формаций Горного Алтая отсутствует «известняковая геосинклинальная», вместо которой в среднюю стадию формировалась черносланцевая (верхняя аспидная), а в позднюю — субфлишевая. Отсюда, по-видимому, следует, что в ходе геотектонического цикла развития геосинклиналей формируются формации и их ряды, имеющие различную полноту, а также изменяющуюся степень сходства с другими аналогами.

Таблица 2

Схема сопоставления миеосинклинальных рядов формаций

Стадии разв. ряды формаций	Ранняя	Средняя	Поздняя	Заключительная	
Типовой ряд по С. Е. Хаину (1964)	аспидная сланцево-граувакков.	известняк. геосинкл.		нижняя молассовая	верхняя молассовая
Ряд формаций $St_{2-3} - S_1$ Горного Алтая	нижняя аспидная (граувакко-сланцевая)	верхняя аспидная (черносл.)	субфлишевая	нижняя молассовая	?

Форма геологических тел, образуемых формациями, ближе всего напоминает неправильную с осложнениями линзу (Белоусов, 1962) или ряд смежных и разобщенных линз, в которых градиент мощности достаточно быстро увеличивается от внешнего края прогибов в сторону их максимального погружения.

Форма и размеры формационных тел различны для различных стадий развития геосинклинальной системы Горного Алтая. В начальный этап миеосинклинального развития Горного Алтая при формировании граувакко-сланцевой зелено-фиолетовой формации образовалась весьма значительная по площади и мощности плащеобразная форма этой формации с «окнами», возникшими на месте срединных массивов и осевой части центрального (Катунского) геантиклинального поднятия, сложенных протерозойскими отложениями.

В предорогенную и начально-орогенную стадии развития геосинклиналей сформировались более мелкие по размерам (соответственно размерам вмещающих структур) и пространственно разобщенные линзовидные тела одних и тех же по типу формаций, например, субфлишевой и нижнемолассовой в Чарышско-Инском, Ануйско-Чуйском, Уйменско-Лебедском синклинориях и т. д. В конечную стадию геотектонического цикла развития форма тел молассовой (или наземновулк-

ногенной) формации является в значительной мере обусловленной геоморфологическими элементами рельефа и особенностями проявления разрывной тектоники и, по-видимому, в поперечном сечении приближается к трапецевидной.

ЛИТЕРАТУРА

- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая. Труды ВАГТ, вып. 2, 1956.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1962.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, 1951.
- Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Дубинкин С. Ф., Звонарев И. Н., Краснов В. И., Сендерзон Э. М., Щеглов А. П. Основные черты геологического развития Саяно-Алтайской складчатой области. Труды СНИИГГИМС, вып. 57, 1967.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Изд. «Наука», Новосибирск, 1966.
- Вылцан И. А. О флишевой формации в Горном Алтае. Труды Томского ун-та, т. 184, 1966.
- Вылцан И. А. К вопросу о соотношении ритмов различных порядков и их стратиграфических эквивалентах в осадочных формациях. «Геология и геофизика», № 11, 1967.
- Вылцан И. А. Типоморфные осадочные формации и их аналоги в Горном Алтае. Сб. «Итоги исследований по геологии и географии за 50 лет 1917—1967», Изд. Томского ун-та, 1968.
- Вылцан И. А. Ритмичность осадочных формаций как индикатор геотектонических условий их образования. Труды Томского ун-та, т. 208, 1968.
- Гинцингер А. Б. К стратиграфии ордовика Ануйско-Чуйского и Чарышско-Инского синклиналиев Горного Алтая. Труды СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. Труды ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 13, 1963.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. Изд. «Недра», 1966.
- Сенников В. М., Винкман М. К., Кононов А. И. Кембро-ордовик и ордовик Горного Алтая. Труды СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.
- Сенников В. М. Ордовик Уйменско-Лебедского синклиналия Горного Алтая. Труды СНИИГГИМС, вып. 24, 1962.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. Изд. «Недра», 1964.

ФОРМАЦИИ И ИХ МЕСТО В РЯДУ ДРУГИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ

Ю. С. НАХАБЦЕВ

Хотя в Советском Союзе давно и успешно развивается учение о формациях, само понятие «формация» в практике геологов-производственников применяется редко. Одним из главных затруднений является разнообразие трактовки этого понятия различными исследователями с вытекающими отсюда отсутствием четкого определения составных частей формации и точного установления места формаций среди других геологических тел.

Формации являются сложными геологическими телами, распадающимися на ряд более мелких, наиболее простыми из которых являются горные породы.

Исходя из определений А. Н. Заварицкого (1956), М. С. Швецова (1958), Л. Б. Рухина (1961) и других исследователей, следует понимать под термином «горная порода» — геологическое тело, сложенное естественным комплексом минералов, минералов и обломков других горных пород, обломками различных горных пород или вулканическим стеклом, характеризующееся определенным вещественным составом, отделяющееся от окружающих геологических тел и образовавшееся из продуктов выветривания, жизнедеятельности организмов, вулканической деятельности и других горных пород на различных горизонтах земной коры под влиянием различных физико-химических процессов.

Наиболее общим подразделением горных пород является разделение их на осадочные, магматические и метаморфические. Исходным материалом осадочных пород являются продукты выветривания других горных пород, жизнедеятельности организмов и вулканической деятельности, магматических — магматический расплав, метаморфических — осадочные или магматические породы, подвергающиеся действию высоких температур, давлений, магматических расплавов, пневматолитовых или гидротермальных процессов, механическому воздействию при тектонических движениях или совокупности тех или иных из перечисленных факторов, под воздействием которых меняются облик и состав исходных горных пород.

Облик, а зачастую и состав осадочных и магматических пород также отличен от состава исходного материала, благодаря изменениям, происходящим с ним, — затвердеванию, обезвоживанию и другим изменениям, происходящим с первичным осадком на поверхности суши, на дне морского бассейна или на различных глубинах от поверхности литосферы; застыванию магматического расплава

на различных глубинах земной коры, на поверхности земли в наземных или подводных условиях.

По облику и составу современных первичных осадков обычно легко определить условия, в которых они образовались. Например, мы знаем, что глобигериновый ил образуется на больших глубинах в области открытого океана, а морены — в горах или в полярных районах у окраины ледников. Также и по особенностям горных пород могут быть установлены условия образования их исходного материала. Для обозначения литологических и палеонтологических особенностей одновозрастных осадочных пород Гресли был предложен в 1838 г. термин «фация» (облик). Несколько десятилетий спустя И. Вальтер уточнил: фация — «сумма всех первичных особенностей горной породы». К этому определению близко одно из наиболее широко распространенных: фация — совокупность свойств горных пород, позволяющих определить условия накопления исходного материала.

Первоначально термин «фация» был применен только к осадочным породам, но в настоящее время он широко употребляется и при описании магматических и метаморфических пород. Приведенное понятие фации может быть применено ко всем трем группам пород, но здесь возникает терминологическое затруднение, вызванное тем, что при описании метаморфических пород в термин «фация» вкладывается иное, нежели вышеприведенное, содержание. Оно может быть охарактеризовано так: фация метаморфизма — совокупность свойств метаморфических горных пород, позволяющих определить изменения исходных осадочных или магматических пород. Подобно тому, как изучая свойства осадочных и магматических горных пород, мы стремимся восстановить черты исходного материала и реконструировать обстановку его накопления, так и изучая свойства метаморфических пород, мы стремимся восстановить облик исходных пород и выяснить обстановку времени метаморфизма их.

Среди фаций осадочных пород выделяются морские, лагунные и континентальные. Наиболее крупным подразделением магматических пород по условиям их образования является разделение их на эффузивные, интрузивные гипабиссальные и интрузивные абиссальные. Поскольку метаморфические породы образуются и из тех, и из других, то среди их фаций могут быть выделены все вышеприведенные категории. Для этого надо расшифровать первичный облик и состав исходных пород, как бы «снять» те изменения, которые они претерпели при метаморфизме.

Поскольку в одной фациальной обстановке может образовываться несколько горных пород, (Крашенинников, 1962), то при отыскании конкретного геологического тела, образующегося в этой обстановке, лучше всего воспользоваться определением свиты, данным Л. Л. Халфиным (1960): свита — моно-или полифациальное сочетание горных пород, отложившихся в течение одного седиментационного цикла в едином бассейне.

Отсюда: конкретным геологическим телом, образующимся в одной фациальной обстановке, является либо монофациальная свита, либо монофациальная часть полифациальной свиты. В частности, таким телам нередко отвечают пачки пород, выделяемые в составе свиты. Например, пачки водорослевых известняков, всегда представленные не менее чем двумя разностями пород — известняками биогерм и известняками межбиогермных пространств.

Итак, мы приходим к ряду: горная порода — пачка — свита, либо, в случае монофациальной свиты: горная порода — свита. Получен ряд, близкий ряду Г. Ф. Крашенинникова (1962): вид отложений — фация — генетический тип. Замена названий членов ряда представляется целесообразной, поскольку вместо сравнительно отвлеченных понятий «вид отложений», «фация», «генетический тип» применяются обычные в практике геологосъемочных и геологоразведочных работ термин «горная порода», «пачка», «свита».

Следуя Г. Ф. Крашенинникову, следующим членом приведенного генетического ряда следует поставить формацию. В соответствии с трактовкой понятия «формация» В. Е. Хаиным (1959) и с рассматриваемым рядом геологических тел может быть дано следующее определение: формация — совокупность свит (или одна свита), породы которых (или которой) отложились в течение крупного тектонического этапа развития единой структурной зоны и представляют собой единый литологический комплекс, достаточно четко отделяющийся от соседних как в разрезе, так и по площади.

Наиболее конкретные критерии для определения границ формаций указаны М. А. Усовым (1936, 1960). Исходя из того, что формация охватывает крупному тектоническому этапу развития обширного региона, к границам ее обычно должны быть приурочены несогласия, непосредственно наблюдаемые в обнажениях, или скрытые, которые обнаруживаются либо прямыми полевыми наблюдениями, либо при применении совокупности методов палеонтологического, фациального, литологического анализов, анализа несогласий, геологических карт и т. д.

При вышеприведенной трактовке объема формаций границы их отвечают крупным тектоническим фазам, переломным моментам в развитии обширных регионов. Следовательно, и границы формаций и фазы тектогенеза выявляются одними и теми же методами.

Если обнаруживается несогласие, хотя бы и прослеживаемое на значительных площадях, но не сопровождающееся резкими изменениями литологии, состава органического мира и т. д. и находящееся внутри единого литологического комплекса, например, толщи карбонатных галогенных пород, то оно фиксирует лишь более или менее крупную «внутриформационную тектоническую фазу» внутри фазы более низкого порядка.

С другой стороны, при установлении по разрезу и по площади резкой смены одного литологического комплекса другим, например, толщи ритмично переслаивающихся карбонатных и терригенных пород толщей карбонатных галогенных пород, а последних — толщей красноватых карбонатно-терригенных засоленных пород (разрез кембрия южной части Сибирской платформы), мы даже при отсутствии явно выраженных несогласий выделяем различные формации, отвечающие крупным этапам развития. Отсутствие явных несогласий в этом случае лишь означает, что переход от одной стадии развития к другой происходил в сравнительно спокойной тектонической обстановке. Разумеется, наиболее четко границы формаций отбиваются в случае явного несогласия, структурного, географического или стратиграфического, но надо иметь в виду, что случай, когда такие несогласия фиксируются на верхней и нижней границах формации, являются довольно редким. В самом деле, поскольку формация выделяется в пределах обширного региона, то, естественно, движения одной фазы на отдельных его участках проявятся с различной интенсивностью и приведут к различным результатам. Кроме того, вследствие зату-

кающего характера тектонических движений часто должен наблюдаться случай, когда формации, отвечающие стадиям развития одного цикла тектогенеза, будут отделяться друг от друга явно выраженными несогласиями, а формации, отвечающие стадиям различных циклов, в разрезе не будут отделяться друг от друга несогласиями. Вследствие этого, обязательным условием выделения формации является прослеживание ее по площади. Только при этом условии можно избежать ошибки в выделении формации, а отсюда — и в установлении границ структурной зоны на том или ином этапе ее развития.

В полученном генетическом ряду геологических тел горная порода — пачка — свита — формация юбик первого члена определяется физико-географическими условиями осадконакопления. Для пачки и свиты наряду с физико-географическими условиями важную роль приобретает тектонический фактор. Наконец, в образовании формаций этот фактор приобретает решающее значение.

Характер решающих условий образования перечисленных геологических тел указывает на промежуточное положение формации между чисто стратиграфическими и чисто тектоническими подразделениями и потому, естественно, в рассматриваемом ряду вслед за формацией поставить структурный ярус.

Структурный ярус — совокупность вертикальных рядов формаций, образовавшихся в течение одного цикла тектогенеза в нескольких структурных зонах одной структуры первого порядка и характеризующихся развитием по единому структурному плану с вытекающим отсюда единством дислокаций, магматизма и метаморфизма. Границы структурных ярусов всегда выражены не только сменой формационного состава отложений, но и четкими перерывами, обычно стратиграфическими и географическими.

Ряд структурных ярусов, отвечающих крупным, по несколько циклов тектогенеза, стадиям развития по унаследованному структурному плану, образует структурный этаж, для которого характерна приуроченность к границам наиболее крупных перестроек тектонических планов, сопровождающихся резким изменением характера распределения мощностей, особенностей магматизма и метаморфизма.

Из приведенного определения понятия «структурный этаж» следует вывод, что в составе платформы следует выделять не два этажа (кристаллический фундамент и осадочный чехол, а несколько, поскольку и становление фундамента и накопление чехла сопровождалось неоднократной перестройкой структурных планов. В частности, в доплатформенную стадию развития Сибирской платформы одна такая перестройка произошла на рубеже 2000—1800 млн. лет, в платформенную стадию развития очень крупная перестройка приходится на средний палеозой.

Ряды структурных этажей образуют две единицы следующего порядка — осадочный чехол и кристаллический фундамент. Их граница фиксирует переход от стадии развития складчатой области к платформенной.

Две последние единицы образуют гранитно-осадочный слой земной коры.

На основании изложенного мы можем нарисовать следующий непрерывный ряд подразделений земной коры от литологических единиц через стратиграфические к тектоническим: горная порода — пачка — свита — формация — структурный ярус — структурный этаж — осадочный чехол — гранитно-осадочный слой. В этом ряду формации занимают промежуточное положение между стратиграфическими

и тектоническими подразделениями, являются связующим звеном между ними, чем и объясняется исключительная важность изучения формаций при восстановлении истории развития того или иного участка земной коры.

Возможно, этим же промежуточным положением формаций объясняется и трудность классификации их. С одной стороны, как тектонические единицы они должны быть однотипны в аналогичных структурных зонах. И действительно, в олене формаций в геосинклиналях, краевых прогибах, на платформах установлены довольно строгие закономерности. С другой стороны, как стратиграфические подразделения формации могут значительно отличаться в одинаковых структурных зонах и обладать сходством в разных.

Представляется, что пока для большинства формаций мы не располагаем четкими литологическими названиями, фиксирующими и положения формации в структурной зоне и ее состав (типа «спилито-кератофировая», «аспидная», «шлировая» лучше избегать названий по вещественному признаку. Сплошь и рядом подобные названия либо слишком громоздки, либо слишком общи и потому могут характеризовать формации различных структурных зон. Лучше называть их по географическому признаку или по названиям входящих в состав формации свит, например, объединяя названия верхней и нижней свит разреза формации. Отнесение же конкретной формации к типу, классу и т. д. производить на основании совокупности свойств ее и включать в описание формации.

Наиболее общепринятым является разработанное Н. С. Шатским, Л. Б. Рухиным, Н. П. Херасковым (1963) разделение формаций на платформенные, геосинклинальные и орогенные. Следуя образцам классификации естествознания, эти крупнейшие группы формаций следует выделить в типы. По всей вероятности, возможно выделение еще и четвертого типа — океанического, в котором объединятся формации участка земной коры, лишенной гранитного слоя.

Платформенными формациями являются формации, накапливающиеся на обширных, обычно изометричных площадях со слабо дифференцированными тектоническими движениями и характеризующиеся небольшими мощностями, очень слабыми проявлениями магматизма и сохраняющимися на протяжении длительного времени почти ненарушенным горизонтальным залеганием*). К этой характеристике следует добавить, что для платформенных формаций характерна фациальная выдержанность отложений на больших площадях, наличие частых перерывов осадконакопления без существенной перестройки структурного плана и преобладание морских мелководных осадков.

Характеристика геосинклинальных формаций во многом противоположна платформенным.

Это формации, накапливающиеся на обширных, обычно линейно вытянутых площадях с резко выраженными отрицательными тектоническими движениями и характеризующиеся большими мощностями, часто очень интенсивными проявлениями магматизма и интенсивной складчатостью. Для них характерна невыдержанность фациального состава отложений вкрест простираения структур, «непрерывность» разреза нередко для целых систем и почти исключительно морские отложения.

Как для формаций платформы, так и для формаций геосинклина-

*) При приведении этой и нижеследующих характеристик автор пользовался описаниями их, изложенными в работах Н. П. Хераскова (1963), Л. Б. Рухина (1961, 1962), Н. С. Шатского (1961) и ряда других исследователей.

лей характерно образование на площадях преимущественного погружения. Второй характерной чертой, общей для обоих типов, является строгая приуроченность их к соответствующим структурам, за пределы которых они почти не выходят.

Для орогенных же формаций характерно образование в отдельных впадинах областей, испытывающих воздымание, и широкое развитие не только на территории горных складчатых областей, но и за их пределами—на территории замыкающихся геосинклиналей и на платформах в период их становления и в период активизации. В составе орогенных формаций континентальные отложения нередко преобладают над морскими. В целом органогенными формациями могут быть названы формации, накапливающиеся в отдельных впадинах областей, испытывающих преимущественное воздымание, с чрезвычайно резко выраженными дифференцированными тектоническими движениями и характеризующиеся обычно хотя и большими, но резко изменчивыми мощностями, нередко интенсивными проявлениями магматизма и преимущественно глыбовой тектоники. Орогенные формации отличаются невыдержанностью по площади не только по мощностям, но и по фациям. По сравнению с платформенными и геосинклинальными формациями они значительно хуже сохраняются в геологической летописи.

В составе каждого типа формаций могут быть выделены классы по признакам, указывающим на приуроченность формаций к определенным структурным зонам.

Тип платформенных формаций может быть разделен так же, как разделяются платформы, на класс платформенных формаций древних платформ и класс платформенных формаций молодых платформ. Среди геосинклинальных формаций могут быть выделены классы формаций миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей, среди орогенных—орогенные формации складчатых областей и орогенные формации платформ.

Формации внутри классов могут быть разделены на группы.

В каждом геосинклинальном классе—группы антиклиналей и синклиналей. Формации групп антиклиналей отличаются от формаций групп синклиналей меньшей мощностью, меньшей полнотой разрезов и менее интенсивными проявлениями магматизма.

Внутри орогенных формаций платформ можно выделить группы внутripлатформенных прогибов (авлокогенов) и различных периферийных прогибов—пригеосинклинальных (Мелешенко, Янов, 1960), или перикратонных опусканий (в понимании В. Е. Хаина, 1963), краевых прогибов (в понимании Ю. М. Пушаровского, 1963), предгорных прогибов. Среди орогенных формаций складчатых областей могут быть выделены формации начальной стадии развития складчатой области и стадии ее активизации.

Труднее всего выделение групп формаций среди класса платформенных формаций древних платформ, вследствие слабой дифференцированности тектонических движений. Тем не менее и здесь такое разделение возможно. В качестве примера можно привести кембрийские отложения Сибирской платформы. Если на северо-востоке платформы кембрийские отложения представлены маломощными осадками мелководного моря нормальной солености, то на юго-западе и юге накапливались значительно более мощные осадки моря повышенной солености. Увеличение мощности осадков свидетельствует о более интенсивном погружении этой части платформы. Таким образом, по интенсивности прогибания намечаются две зоны платфор-

мы с различным характером формаций. Исходя из этого, среди платформенных формаций кембрийского возраста Сибирской платформы можно различать собственно платформенные формации в северо-восточной части платформы и формации зон ускоренного прогибания южной и юго-восточной частей. Последние обнаруживают черты сходства с орогенными формациями краевых прогибов.

В качестве примера различных классов и групп формаций приводим несколько формаций орогенного типа. Соленосные отложения нижнего кембрия Прибайкальского краевого прогиба — тип орогенный, класс платформенный, группа формаций краевых прогибов. Юрские угленосные толщи Иркутского амфитеатра — тип орогенный, класс платформенный, группа формаций предгорных прогибов. Девонские, преимущественно терригенные, часто вулканогенные и нередко соленосные образования Сибирской платформы — тип орогенный, класс платформенный, группа внутripлатформенных прогибов. Верхнекембрийские молассовые отложения Байкальской складчатой области (Чернов, 1963) — тип орогенный, класс складчатых областей, группа впадин складчатых областей начальной стадии развития. Юрские угленосные и вулканогенные отложения гусиноозерской серии Байкальской складчатой области — тип орогенный, класс складчатых областей, группа впадин активизированной складчатой области.

Внутри групп формаций по признаку источника сноса можно различать автохтонные и аллохтонные формации, как это предложено Н. С. Шатским, применительно к платформенным формациям.

Заканчивая этот краткий обзор возможной классификации формаций, хочется обратить внимание на следующее. Чем к более дробным подразделениям формаций мы переходим, тем менее четкими становятся границы между формациями различных типов. Если характеристики типов и классов формаций достаточно резко отличаются друг от друга, то при рассмотрении конкретных формаций по площади легко улавливаются сравнительно постепенные переходы от одних формаций к другим. Для примера рассмотрим распределение кембрийских отложений восточной части Сибирской платформы и Байкальской складчатой области по предложенной схеме классификации формаций. Северо-восток платформы — тип платформенный, класс древних платформ, группа собственно платформенных формаций; южная часть платформы — тип платформенный, класс древних платформ, группа зон ускоренного прогибания; Прибайкальский крайовой прогиб — тип орогенный, класс платформенный, группа формаций краевых прогибов; среднее течение р. Витим — тип орогенный, класс складчатых областей, группа формаций впадин складчатых областей стадии становления; Витимо-Удинская зона Байкальской складчатой области — тип геосинклиальный, класс эвгеосинклиналей, группа формаций синклиналей.

Постепенность перехода от одних конкретных формаций к другим, относящимся не только к различным группам или классам, но и к разным типам свидетельствует, что на основании только изучения разреза, хотя бы и очень детального, нельзя безошибочно выделить ту или иную формацию. Лишь прослеживание выделенных литологических комплексов на обширных площадях дает надежные критерии для выделения формаций и отсюда для установления границ структурных зон на той стадии развития, в которую образовалась выделяемая формация.

ЛИТЕРАТУРА

- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
- Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.
- Мелешенко В. С., Янов Э. Н. О пригеосинклинальных прогибах. «Геол. и геоф.», 1960, № 11.
- Налетов П. И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Труды ГИН, вып. 28, 1959.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1962.
- Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Госгеолтехиздат, 1954.
- Хайн В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, № 2, 1959.
- Хайн В. Е. Тезисы доклада на тектоническом совещании. М., 1963.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. Изд. АН СССР, 1963.
- Чернов Ю. А. Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Байкальской горной области. «Геол. и геоф.», № 5, 1963.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В., Пушаровский Ю. М., Херасков Н. П., Штрейс Н. А., Яншин Л. А. К вопросу о периодичности осадкообразования и методе актуализма в геологии. Изд. АН СССР, 1961.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, 1936.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. В кн.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии». АН. Каз. ССР, 1960.
-

О СТРОЕНИИ РАЗРЕЗА БЫСКАРСКОЙ СЕРИИ ПО ЛЕВОМУ БЕРЕГУ РЕКИ ЕНИСЕЙ (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА)

В. П. ПАРНАЧЕВ

Строение вулканогенных образований нижнего девона (быскарская серия) в восточной части Северо-Минусинской впадины освещается в работах многих авторов (М. К. Джапаридзе, 1954; И. В. Лучицкий, 1957, 1960; Е. А. Шнейдер, Б. П. Зубкус, 1962; А. А. Моссаковский, 1963; А. Д. Шелковников, 1965 и др.) и базируется на анализе двух-трех конкретных разрезов, составленных по ее южной и юго-восточной окраинам — рр. Сисим, Убей, Черемушка. В то же время в северо-восточной части впадины, в районе пересечения Енисеем северо-западных отрогов Восточного Саяна (Курбатовское Белогорье) «можно наблюдать в условиях прекрасной обнаженности разрез додевонской и нижнедевонской эффузивной толщи, который по полноте и ясной последовательности покровных излияний должен считаться лучшим в крае» (А. Г. Вологдин, 1937).

Общее представление об этом разрезе дают работы К. И. Богдановича (1893, 1894) и А. Г. Вологодина (1933, 1937, 1939). Однако полное описание его в печатной литературе не встречается.

В настоящее время берега Енисея в указанном районе затоплены водохранилищем Красноярской ГЭС и недоступны для непосредственных геологических наблюдений. Этим обстоятельством и диктуется необходимость опубликования результатов изучения данного разреза, проведенного летом 1966 года.

В настоящей статье не дается детального петрографического описания пород, а лишь указывается их распространение и геологическая позиция в конкретном разрезе быскарской серии.

Разрез быскарской серии по левому берегу р. Енисей начинается в 2100 м ниже устья р. Бюзы и заканчивается в 1350 м ниже устья р. Езагаша, протягиваясь на 13,5 км.

Разрез рассматривается в виде отдельных участков, последовательно примыкающих друг к другу с северо-востока на юго-запад (рис. 1).

1. Базальные конгломераты быскарской серии встречены в ряде мелких обнажений на высоте 100 м над Енисеем и прослежены в делювии до уреза воды. Они с резким угловым несогласием лежат на размытой неровной поверхности углистых, пиритизированных сланцев жайминской свиты протерозоя. Непосредственный контакт между ними задернован, и поэтому конгломераты нижнего девона и сланцы фундамента вскрываются в разрозненных обнажениях в 15 м друг от друга.

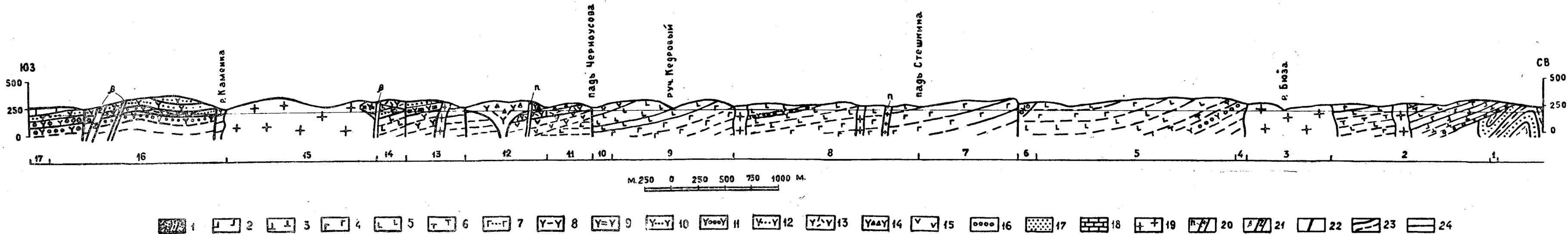


Рис. 1. Геологический разрез быкарской серии по левому берегу р. Енисей.

Условные обозначения:

- 1 — складчатые комплексы фундамента, 2 — оливин-пироксеновые базальтовые порфириты, 3 — пироксеновые базальтовые порфириты, 4 — пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты, 5 — плагиоклазовые базальтовые порфириты, 6 — долериты, 7 — туфы базальтовых порфиритов, 8 — трахилипаритовые порфиры, 9 — полосчатые фельзитовые трахилипаритовые порфиры, 10 — лепловые туфы трахилипаритовых порфиров, 11 — гравийные туфы трахилипаритовых порфиров, 12 — агломератовые туфы трахилипаритовых порфиров, 13 — фельзитовые трахилипаритовые порфиры, 14 — брекчиевые лавы трахилипаритовых порфиров, 15 — трахитовые порфиры, 16 — конгломераты, 17 — песчаники и алевролиты, 18 — известняки бейской свиты, 19 — сиенит-порфиры, 20 — кварцевые сиенит-порфиры, 21 — дайки базальтовых и андезитовых порфиритов, 22 — тектонические нарушения, 23 — структурные линии, 24 — уровень воды в р. Енисее в 1966 г.

Валуны, галька и гравий конгломератов хорошо окатаны и представлены различными сланцами, мраморами, гранитами, граносиенитами, сиенитами, кремнистыми породами и эффузивами основного состава. Вверх по разрезу размеры валунов заметно уменьшаются, достигая в основании пачки 0,5 м. Заполняющим веществом являются зерна кварца, полевых шпатов и, в меньшей степени, рудных минералов, сцементированные кальцитом. Мощность пачки 20—25 м.

2. Эффузивы основного состава прослеживаются в почти непрерывных обнажениях по берегу Енисей на расстоянии 1600 м от кровли базальных конгломератов до контакта интрузии. В основании пачки перемежаются потоки пироксеновых, пироксен-плаггиоклазовых, реже оливин-пироксеновых базальтовых порфиритов с единичными прослоями их туфов. В средней части пачки начинают преобладать пироксен-плаггиоклазовые, а в верхней — плаггиоклазовые базальтовые порфириты. Практически во всех эффузивах основного состава изученного разреза встречаются реликты вкрапленников оливина, замещенные окислами и гидроокислами железа, карбонатом, тальком, минералами группы хлорита, серпентином.

В кровле и подошве потоков, мощности которых колеблются от 0,5 м до 30 м, постоянно наблюдаются фиолетово-бурые, красновато-бурые миндалекаменные и шлаковые образования, часто нацело слагающие поток в случае его малой мощности. Среди эффузивов встречаются силлы трахитовых порфиров. Видимая мощность пачки 400 м.

3. Бюзинская интрузия сиенит-порфиров представляет собой штокообразное тело, занимающее в приустьевой части р. Бюзы ее левый и правый берег. Протяженность выхода пород интрузии по разрезу 800 м.

4. Гравийные литокристаллокластические туфы трахилипаритовых порфиров обнажаются на склоне долины Енисей в 320 м выше устья р. Бюзы. Материал, слагающий туфы, состоит из округлых обломков трахилипаритовых порфиров, полевых шпатов (плаггиоклазов и пертитов) и реже эффузивов основного состава. Ширина выхода туфов на разрезе 200 м, видимая мощность 50 м.

5. Эффузивы основного состава, представленные в нижней половине пачки плаггиоклазовыми, а в верхней — чередующимися пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами. Эти образования прослеживаются в разрезе на расстоянии 1700 м, при мощности 450 м.

6. Гравийные литокристаллокластические туфы трахилипаритовых порфиров. В породе преобладают обломки трахилипаритовых порфиров и полевых шпатов, реже встречаются сиенит-порфиры и измененные основные эффузивы. Ширина выхода туфов на разрезе 100 м, неполная мощность 100 м.

7. Эффузивы основного состава, встречающиеся в почти непрерывных обнажениях на протяжении 870 м. Пачка сложена преимущественно пироксен-плаггиоклазовыми базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиритами и ограничена с северо-востока и юго-запада дизъюнктивными нарушениями. Неполная мощность пачки 250 м.

8. Южнее устья Стешкиной пади на расстоянии 1600 м по разрезу не встречено ни одного обнажения. Участок задернован, частично заболочен, и здесь можно лишь условно показать распространение пород различного состава.

Среди делювия карбонатизированных эффузивов основного состава на 320 м к югу от устья пади встречены обломки кварцевого сне-

нит-порфира, на 570 м — сиенит-порфиры, с 900 м по 1000 м — гравийные туфы трахилипаритовых порфиров, с 1500 м — сиенит-порфиры. На 1600 м на левом берегу безымянного ручья в его приустьевой части обнажаются сиенит-порфиры. Предполагаемая мощность вулканитов этого участка 250 м.

9. Эффузивы основного состава слагают следующий интервал разреза на протяжении 1120 м. До устья рч. Б. Кедрового они представлены перемежающимися потоками пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, а южнее и стратиграфически выше преобладают их плагиоклазовые разновидности. Неполная мощность пачки 300 м.

10. Трахилипаритовые порфиры. В изученном разрезе эти породы в покровной фации слагают единственный участок, протягивающийся вверх по Енисею на 150 м до устья пади Черноусова. Их контакт с подстилающими вулканитами основного состава задернован, а с юга они ограничены тектоническим нарушением. Неполная мощность пачки 100 м.

11. Трахилипаритовые фельзитовые порфиры распространены южнее разлома, проходящего по пади Черноусова. Среди них на расстоянии 350 м встречаются как плотные литоидные породы, так и брекчиевые разности. Неполная мощность пачки 125 м.

12. Трахилипаритовые порфиры с микропйкилитовой структурой основной массы слагают экструзивное воронкообразное тело, занимающее в разрезе интервал в 750 м. В свою очередь оно прорвано дайкой кварцевого сиенит-порфира.

13. Трахилипаритовые фельзитовые порфиры (полосчатые), вскрывающиеся в низах тектонического блока на протяжении 550 м. Гипсометрически выше их встречены туфогенные песчаники, согласно перекрывающие кислые эффузивы. Неполная мощность кислых вулканитов 70 м, песчаников 20 м.

14. Плагиоклазовые базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, отмеченные у подножия склона долины р. Енисей, полого погружаются на юго-запад под углом 5—10°. Над ними (гипсометрически и стратиграфически выше) вскрываются трахилипаритовые фельзитовые порфиры. Для последних характерно противоположное северо-восточное направление падения флюиальности (угол падения 5—10°). Такое несогласное налегание кислых, субщелочных и щелочных вулканитов, выполняющих палеовулканические структуры, на эффузивы основного состава отмечается и в других районах распространения вулканогенных образований быюкарской серии.

Данный участок рассматривается как горстовая структура с амплитудой поднятия 250—300 м и протяженностью по разрезу в 250 м.

15. Каменская интрузия сиенит-порфиров вскрывается по разрезу на расстоянии 1250 м до устья р. Каменки. На северо-востоке она контактирует с полосчатыми трахилипаритовыми фельзитовыми порфирами; северо-западный контакт проходит почти параллельно берегу Енисей в 100—150 м от него, а юго-западный совпадает с долиной р. Каменки. Интрузия разбита многочисленными разломами и прорвана на дайками базальтовых порфиритов.

16. Туфы трахилипаритовых порфиров. Эти образования прослеживаются от устья р. Каменки на юго-запад на расстоянии 1670 м. Пачка отличается очень сложным строением: неоднократным чередованием агломератовых, лапиллиевых, гравийных и пелловых разностей, наличием в нижней и средней части прослоев спекшихся туфов, а в верхней — лапиллиевых и бомбовых горизонтов. Обломочный ма-

териал в туфах представлен трахилипаритовыми порфирами, сиенит-порфирами, измененными базальтовыми порфиритами; из минералов преобладают пертиты, в единичных случаях встречаются листочки бурото биотита.

Среди лирокластических образований в средней части пачки встречаются небольшие по мощности (2—10 м) шокровные тела трахилипаритовых порфиров и линзы песчаников и алевролитов. Неполная мощность пачки 300 м.

17. Известняки и мергели бейской свиты среднего девона. На нашем участке контакт между вулканогенными образованиями быскарской серии и карбонатными отложениями бейской свиты задернован, а элементы залегания тех и других близки. Но в соседних районах (с. Огоньки, р. Черемушка) установлено несогласное налегание бейской свиты на основные эффузивы нижнего девона (Г. И. Теодорович, М. К. Ильюшина, 1959).

В структурном отношении вулканогенные образования быскарской серии в пределах разреза в целом слагают моноклираль, полого (10—20°) погружающуюся на юго—юго-запад (180—210°). Более крутые углы падения (30—50°) отмечаются либо в приконтактных частях (интрузии, фундамент), либо в зонах разрывных нарушений.

Структура участков 11—16 обусловлена кальдерой проседания, выполненной экструзивными и эксплозивными образованиями, к тому же прорванной интрузией сиенит-норфиров и осложненной дизъюнктивными нарушениями.

Разломы сбросо-взбросового характера встречаются повсеместно и фиксируются зонами брекчирования, милонитизации, карбонатизации и флюоритизации. Часто к ним приурочиваются дайковые образования. На разрезе показаны только главные из них. Величины смещений в среднем составляют десятки, в единичных случаях первые сотни метров. Преимущественное простирание сместителей северо-западное.

На основании вышеизложенного материала суммарная мощность вулканогенных образований быскарской серии по левобережному енисейскому разрезу оценивается в 2300 м. При этом самая верхняя толща кислых лав, экструзивных образований и туфов имеет локальное распространение.

При анализе разреза бросается в глаза циклическое строение серии: толщи эффузивов основного состава венчаются туфами и покровами трахилипаритовых порфиров, причем мощности последних значительно меньше мощностей подстилающих пачек основных эффузивов. На нашем разрезе четко выделяются два таких цикла. К сожалению, ни в одном случае не удалось наблюдать нормальные взаимоотношения между вулканогенными образованиями разных циклов, так как в одних местах они тектонические, в других задернованы. В то же время в сопредельных районах именно границы между толщами вулканитов кислого и основного состава, иногда сопровождающиеся маломощными прослоями туфогенно-осадочных пород, фиксируют перерывы в вулканической деятельности, на которые указывал еще А. И. Чураков (1927).

О наземном характере нижнедевонского вулканизма в изученном районе убедительно свидетельствуют следующие признаки:

1. Наличие фиолетово-бурых, красновато-бурых шлаковых, миндалекаменных и пузыристых образований в эффузивах основного состава; красновато-бурые и фиолетово-серые тона окраска кислых лав.

2. Отсутствие среди потоков основного состава шаровых и подушечных лав, гиалокластитов, палагонитовых брекчий.

3. Присутствие в кислых эффузивах микропойкилитовых и микропойкилобластовых структур перекристаллизации основной массы.

4. Переменяемость вулканитов с красноцветными осадочными породами (гравеллитами, песчаниками и алевролитами).

Специфической особенностью строения разреза является наличие значительного интервала в его юго-западной части (до 5 км), сложенного крупнообломочными туфами трахилипаритовых порфиров с лапиллевыми и бомбовыми горизонтами и экструзиями того же состава, свидетельствующего о прижерловых условиях образования этих пород, и о существовании в этом районе остатков древнего вулканического аппарата центрального типа.

Данные, полученные при изучении енисейского разреза нижнедевонских вулканогенных образований быскарской серии, свидетельствуют о том, что формирование мощных толщ эффузивов основного состава всегда предшествует центральным извержениям кислых вулканитов. Этот фактический материал находится в противоречии с существующими представлениями о строении быскарской серии северо-западной части Восточного Саяна (Шнейдер, Зубкус, 1962; Шелковников, 1965) и позволяет внести определенные коррективы в ее стратиграфию.

ЛИТЕРАТУРА

Богданович К. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в Сибири в 1892 году К. Богдановичем и П. Яворским. Горный журн., т. 2, 1893.

Богданович К. И. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги в 1893 году. Горный журн., т. 3, 1894.

Вологдин А. Г. Геологический очерк района проектируемой Красноярской гидроустановки на р. Енисее. Труды ВГРО, вып. 282, 1933.

Вологдин А. Г. Река Енисей от устья р. Бирюсы до с. Езагаша. Межд. XVII геол. конгр., Сиб. экск., Красн. край, ОНТИ, 1937.

Вологдин А. Г. Геологическая карта южной части Красноярского края (объяснительная записка к карте), ГОНТИ, 1939.

Джапаридзе М. К. Петрография отложений бейской свиты Минусинской котловины и палеогеография времени их образования. Автореферат канд. диссертации. Ин-т нефти АН СССР, 1954.

Луцицкий И. В. Об отношении девонской вулканогенной серии Минусинского межгорного прогиба к подстилающим породам. Изв. Вост. филиала АН СССР, № 9, 1957.

Луцицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. АН СССР, 1960.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963.

Теодорович Г. И. и Ильюшина М. К. К стратиграфии и петрографии девонских отложений окраин области Минусинских впадин. В сб.: «Материалы по геологии и нефтегазоносности области Минусинских впадин, АН СССР, 1959.

Чураков А. Н. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины «древнего теменн Азия». Изв. Геол. комитета, 46, 1, 1927.

Шелковников А. Д. Эффузивные формации северо-западной части Восточного Саяна. В сб.: «Магматич. формации Алтае-Саянской складч. области», «Наука», 1965.

Шнейдер Е. А., Зубкус Б. П. Стратиграфия нижне- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдино-Ербинской впадин. В сб.: «Материалы по геологии и пол. ископ. Красноярского края», вып. 1, 1962.

К КЛАССИФИКАЦИИ ЛОКАЛЬНЫХ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ СТРУКТУР ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-ВИЛЮЙСКОЙ ПОПЕРЕЧНОЙ КРАЕВОЙ СИСТЕМЫ

Ю. С. НАХАБЦЕВ

Западно-Вилюйская поперечная краевая система (рис. 1), впервые выделенная и описанная Н. М. Чумаковым (1959), располагается в бассейнах средних течений рек Лены и Вилюя. В плане территория

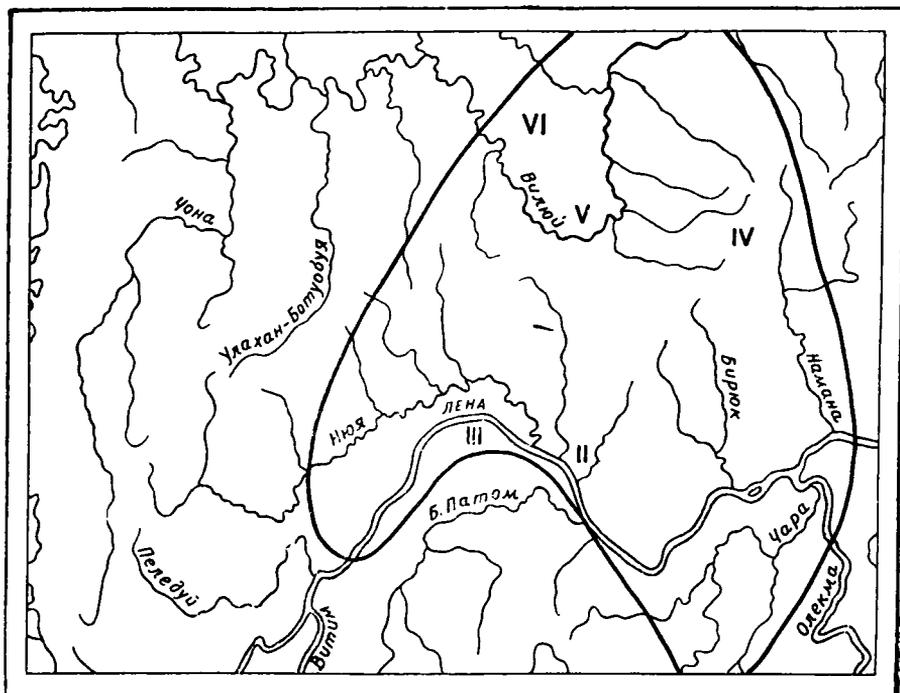


Рис. 1. Обзорная карта территории Западно-Вилюйской поперечной краевой системы. I — Березовская впадина. II — Уринский антиклинорий. III — Нюйская впадина. IV — Кемпендяйская впадина. V — Сунтарское поднятие. VI — Мархинская впадина.

ее несколько напоминает наконечник стрелы, вершиной обращенный в сторону Вилюйской синеклизы и опирающийся на входящий угол Сибирской платформы, образованный Патомским нагорьем Байкаль-

ской складчатой области. В состав системы входят Березовская и Нюйская впадины Прибайкальского краевого прогиба, разделенные Уринским антиклинорием, и Кемпендяйская и Мархинская впадины, разделенные Сунтарским блоковым поднятием кристаллического фундамента.

В строении осадочного чехла Западно-Вилуйской поперечной краевой системы принимают участие шесть структурных ярусов. Нижний — верхнепротерозойский. Его отложения вскрываются в южной части системы и, по-видимому, распространены на большей части всей территории системы. Представлены терригенными, частично грубообломочными и карбонатными породами. Максимальная мощность верхнепротерозойских отложений в районе Уринского антиклинория достигает 7000—8000 м (Нахабцев, 1964). Следующий структурный ярус — ниже-среднекембрийский. Его отложения также вскрываются преимущественно в южной части системы, но на значительно большей площади, чем верхнепротерозойские, а под покровом более молодых отложений распространены на всей территории системы. Ярус сложен в нижней части терригенно-карбонатными породами, в верхней — преимущественно карбонатными галогенными (Нахабцев, Работнов, Петров и др., 1964). Мощность колеблется от 800 до 2000 м.

Отложения третьего структурного яруса, верхнекембрийского — нижнесилурийского, слагают осевые части Березовской и Нюйской впадин и верхние части бортов Мархинской. Несомненно, развиты они и в пределах Кемпендяйской впадины под покровом девона. Отличаются пестротой литологического состава. В целом представляют собой два макроритма (верхний кембрий — нижний ордовик и средний ордовик — нижний силур), в нижней части существенно терригенных, в верхней — преимущественно карбонатных. Суммарная мощность отложений яруса лежит в пределах 800—1500 м.

Четвертый структурный ярус принимает участие в строении северной части территории Западно-Вилуйской поперечной краевой системы. Слагающие его отложения среднего девона — нижнего карбона (Иванов, Корчагин, Нахабцев, 1964) вскрываются на бортах Мархинской впадины и в сводах соляных структур Кемпендяйской впадины. Состав отложений преимущественно терригенный, с примесью неплывового материала. В нижней части разреза породы соленосны. Минимальная мощность отложений (на бортах Мархинской впадины) 500 м. Максимальная мощность неизвестна. Мощность вскрытого разреза среднего девона — нижнего карбона (Кемпендяйская структурно-поисковая скважина) превышает 1350 м.

Пятый структурный ярус, верхнетриасовый — нижнемеловой, представлен терригенными континентальными, реже прибрежно-морскими и морскими осадками. Верхняя часть разреза угленосна. Отложения нижней части яруса широко распространены на территории системы, на севере в виде сплошного поля, на юге в виде пятен. Отложения верхней части яруса развиты лишь в пределах Кемпендяйской впадины. Полная мощность отложений достигает 1500 м.

Отложения шестого структурного яруса, верхнемелового, присутствуют лишь в северо-восточной части Кемпендяйской впадины и представлены терригенными континентальными отложениями, мощность которых колеблется от 200 до 500 м.

Ниже приводим краткое описание основных структур, входящих в состав Западно-Вилуйской поперечной краевой системы (рис. 1).

Березовская впадина. Имеет в плане вид острого угла, вклинивающегося между северным склоном Алданского щита и Бай-

кальской складчатой областью. Южнее устья р. Жуи постепенно замыкается и переходит в краевой шов, по которому граничат Алданский щит и Байкальская складчатая область. На севере впадина постепенно расширяется и перекрывается наложенной структурой мезозойской Вилуйской синеклизы. По интенсивности и характеру складчатости в пределах впадины выделяются три зоны.

Приленская складчатая зона узких линейных складок внутреннего крыла впадины, широкая центральная зона сравнительно пологих, крупных по размерам брахиструктур и зона складчатости платформенного крыла.

Зона линейных складок внутреннего крыла Березовской впадины представляют собой, по существу, единую крупную антиклинальную структуру, выделяемую под названием Чарской гребневидной антиклинали (Мокшанцев, Горнштейн, Нахабцев, 1964). Она примыкает к Патомской складчатой зоне под острым углом, отделяясь от последней Жуинской зоной разломов. В пределах складки выделяется серия осложняющих ее антиклиналей и синклиналей.

Переход от складок центральной зоны впадины к складкам внешнего крыла постепенен и выражается в уменьшении дислоцированности пород, уменьшении размеров складок и более частом появлении разноориентированных складок. Для обеих зон характерна германотипная складчатость, образование которой тесно связано с расколами и изгибами фундамента, причем интенсивность дислоцированности пород резко уменьшается при переходе от ниже-среднекембрийских отложений к верхнекембрийским — нижнесилурийским. Подобное снижение интенсивности складчатости наблюдается даже в пределах одной и той же складки. Складки простые, прерывистые, часто асимметричные, с небольшими углами наклона крыльев, иногда сопряженные с продольными разломами. Обычны куполовидные и брахиантиклинальные складки. Складки различно ориентированы, что создает картину мозаичности площадного строения.

Ньюйская впадина. Вытянута в восток — северо-восточном направлении. В целом для нее характерно асимметричное строение с пологим ($1-1,5^\circ$) северо-западным и крутым ($20-40^\circ$) юго-восточным крылом и северо-восточное простираение складок.

В строении Ньюйской впадины, как и Березовской, выделяются три структурные зоны.

Приленская зона линейных складок, вытянутая вдоль юго-восточного крыла впадины. Для нее характерно северо-восточное простираение линейных положительных и отрицательных складок, обычно осложненных нарушениями и складчатостью более высокого порядка. Нередко наблюдаются сдвиги и горизонтальные смещения в пределах первых километров.

Центральная зона брахискладок в целом представляет собой отрицательную структуру, состоящую из двух синклиналей, Витимо-Джербинской и Ньюйской, разделенных Мухтуйской антиклиналью. Витимо-Джербинская синклиналь ограничивается Приленской зоной линейных складок на юге и Мухтуйской антиклиналью на севере. Простираение ее северо-восточное. Ось складки, ундулируя, погружается в северо-восточном направлении. Строение асимметричное, с более крутым юго-восточным крылом. Осевая часть выполнена отложениями ордовика и нижнего силура, крылья — отложениями верхнего и нижнего кембрия. Крылья и центральная часть синклинали осложнены складчатостью более высокого порядка. Ньюйская синклиналь по особенностям своего строения близка к Витимо-Джербинской, основные отли-

чия сводятся к большей ширине складки и меньшей дислоцированности отложений.

Мухтуйская антиклиналь, разделяющая эти синклинали, характеризуется сложным строением. Простираение ее северо-восточное, лишь в северо-восточном конце складки оно становится почти широтным и здесь складка раздваивается. Ядро антиклинали сложено отложениями нижнего кембрия, крылья — отложениями верхнего. Юго-восточное крыло узкое и крутое, северо-западное широкое и пологое, на значительных расстояниях осложненное сбросами. Ось складки ундулирует. Крылья Мухтуйской антиклинали осложнены складками более высоких порядков, имеющих на юго-восточном крыле преимущественно линейные очертания, а на северо-западном — куполовидные.

На внешнем крыле Нюйской впадины, в отличие от Березовской, развиты не германотипные складки, а складки литвинцевского типа, представляющие собой узкие гребневидные складки, сложенные отложениями нижнего кембрия и осложненные проявлениями соляной тектоники, разделяемые широкими плоскими синклиналями, выполненными верхнекембрийскими — нижнесилурийскими образованиями.

Уринский антиклинорий. Разделяет Березовскую и Нюйскую впадины, представляет собой систему коробчатых антиклиналей северо-восточного простираения, разобщенных простыми синклиналями. Формирование его связано с крупными разрывными нарушениями, придающими антиклинорию черты блокового строения. Антиклинорий ориентирован почти перпендикулярно к складчатой дуге Патомского нагорья и сочленение его с последней носит сложный характер (Руженцев, Чжан Бу-чунь, 1961).

Кемпендяйская впадина располагается на правом берегу р. Вилюя и ограничивается с северо-запада Сунтарским поднятием, с северо-востока — Чебыдинским валом и с юго-востока — Верхне-Синским поднятием. На юго-западе, судя по геофизическим данным, замыкается, не доходя до Уринского антиклинория. Выявлена по геофизическим данным и материалам бурения. Представляет собой крупную асимметричную структуру северо-восточного простираения. По отложениям мезозойского возраста почти не фиксируется. На фоне общего моноклиналиного погружения мезозойских отложений выделяется серия структур, известных под названием Кемпендяйских дислокаций. Амплитуда структур — от первых сотен метров до 2000 и более метров. Структуры самых различных типов и размеров, от куполов и брахи-антиклиналей до линейных складок неправильной в плане формы. Для девонских отложений, вскрывающихся в сводах большинства структур, характерна сильная перемятость и брекчированность, благодаря которой в их строении не удается отметить какую-либо закономерность напластования и проследить смену одних литологических разностей другими. Эти отложения представлены беспорядочно ориентированными обломками алевролитов, аргиллитов, песчаников, мергелей, как бы «плавающих» в глинистой массе. Встречается часто волокнистый, обычно брекчированный гипс. В сводах структур, сложенных среднепалеозойскими породами, нередко развиты карстовые озера, иногда занимающие значительные площади.

Для структур района Кемпендяйских дислокаций характерно асимметричное строение с более крутыми северо-западными крыльями. Углы падения на северо-западных крыльях достигают 35° и более, на юго-восточных крыльях — $5-10^\circ$. Выпощивание углов от сводов к крыльям происходит быстро. Простираение структур преимущественно северо-восточное. Наряду с этим имеются структуры самого различного

простираются, вплоть до северо-западного. Большинство структур объединяются в две группы: Кемпендяйскую и Багинскую. Они разделены глубоким прогибом, выполненным отложениями верхнего мела. На карте остаточных аномалий силы тяжести крупные, поднятия выделяются в виде минимумов с амплитудой до 10 мгл. Отдельные структуры разобщены впадинами с крутыми крыльями и пологими днищами. Простирающиеся впадины самые различные. По мнению Н. М. Чумакова (1959), которое представляется достаточно обоснованным, они являются компенсационными мульдами. Многие структуры соединяются структурными седлами, близким по своему строению к соляным перешейкам районов развития соляной тектоники. Характерной чертой многих поднятий является выпадение на их крыльях различных частей разреза, вплоть до целой системы. Эти перерывы имеют строго локальное значение и их стратиграфическое место на разных структурах самое различное. Наконец, в строении Кемпендяйских дислокаций широкое участие принимают соленосные толщи среднего палеозоя. Все эти особенности позволяют уверенно говорить о развитии здесь соляной тектоники (Бородин и др., 1961).

Положительные структуры территории Кемпендяйской впадины по морфологическим признакам могут быть разделены на три группы:

1. Соляные антиклинали.
2. Брахиантиклинали и купола.
3. Поднятия — слабовыраженные положительные структуры небольшой амплитуды и часто расплывчатых очертаний.

Сунтарское поднятие располагается в среднем течении р. Вилюя в районе Сунтарской петли. Оно представляет, судя по данным геофизических исследований и буровых работ, приподнятый блок кристаллического фундамента, перекрытый чехлом маломощных нижнепалеозойских и мезозойских отложений. Общие размеры поднятия 250 на 150 км. Простирается северо-восточное. Значительных локальных структур в пределах поднятия не установлено. Глубина залегания кристаллического фундамента колеблется от 370 до 1000 м.

Мархинская впадина расположена северо-западнее Сунтарского поднятия. Изучена слабее остальных структур Западно-Вилюйской поперечной краевой системы. Описание ее приводится по данным М. В. Михайлова. В плане представляет собой овал, вытянутый в северо-восточном направлении с размерами 250 на 100 км. Хорошо отражается пологой овальной отрицательной аномалией силы тяжести и зоной расплывчатых, слабо отрицательных магнитных аномалий. По отложениям мезозоя, перекрывающим территорию впадины, не фиксируется. Юго-западное окончание впадины хорошо прослеживается по смене от более древних осадков к молодым, от отложений устькутского яруса нижнего ордовика до эмяксинской свиты нижнего карбона. В бассейне р. Аппай крыло впадины пересекает сложнопостроенная зона дробления, амплитуда отдельных сбросов которой достигает 600 м. По ней крыло Мархинской впадины сдвигается. Положительных локальных структур на территории впадины до настоящего времени не выявлено.

Заканчивая это краткое описание основных структур Западно-Вилюйской поперечной краевой системы, следует отметить, что полного и систематического описания и классификации локальных положительных структур ее территории до настоящего времени не произведено. В значительной степени это объясняется крайне незначительным объемом буровых работ, проведенных здесь, и отсутствием специальных исследований. В основном все сведения, которыми мы распола-

гаем, получены благодаря проведению геологической съемки, преимущественно масштаба 1:200 000. Этих данных недостаточно для создания генетической классификации развитых на описываемой площади локальных положительных складок.

В качестве предварительной, преимущественно морфологической классификации их, на основании имеющихся данных, может быть предложено разделение на складки линейного типа, развитые в пределах внутренних крыльев Березовской и Нюйской впадин, брахискладки осевых частей этих впадин, коробчатые антиклинали Уринского антиклинория, германотипные складки внешнего крыла Березовской впадины, складки литвинцевского типа внешнего крыла Нюйской впадины, соляные антиклинали, купола, брахискладки и поднятия Кемпендйской впадины.

Ниже приводится описание отдельных, наиболее хорошо изученных складок каждого выделяемого типа и общая характеристика каждой группы.

Линейные складки приленской складчатой зоны. Внутренняя граница зоны проводится по отложениям верхнепротерозойского возраста, внешняя — по отложениям верхнекембрийского. Ширина ее обычно составляет 12—15 км, максимальные колебания ширины в пределах внутреннего крыла описываемой части Прибайкальского краевого прогиба лежат в пределах 6—25 км. Общее простирание зоны согласное с простиранием прилегающих частей краевого прогиба. Складки зоны сложены карбонатными и, в меньшей степени, терригенными отложениями нижнего кембрия. Характеризуются большой вытянутостью (30—80 км), большой величиной соотношений ширины и длины (от 1:4 до 1:10, а иногда и более) и значительными амплитудами (от 500 до 2 000 м, обычно 1 000—1 500 м). Складки нередко запрокинуты в сторону платформы, осложнены нарушениями и складчатостью более высокого порядка. Осложняющие складки также имеют линейный характер. Иногда наблюдаются горизонтальные сдвиги складок в пределах первых километров.

Одной из наиболее хорошо изученных складок этой зоны можно считать описанную Ю. А. Дукардтом (1964) Нижневитимскую антиклиналь (рис. 2), расположенную в нижнем течении рек Витима и Чуи примерно параллельно берегу р. Лены. Длина складки превышает 40 км, максимальная ширина достигает 5 км. Амплитуда 600—1 000 м. Складка асимметрична, на юго-восточном крыле углы падения пород составляют 20—40°, на северо-западном — до 15°. Ядро сильно сжато. Углы падения пластов достигают здесь 70—80°, северо-западное крыло вблизи свода осложнено мелкими изоклиналильными складками, опрокинутыми на северо-запад. Простирание Нижневитимской антиклинали северо-восточное, меняющееся от 30—40° на юго-западе до 70° на северо-востоке. Ось складки ундулирует. В местах наибольшей амплитуды в ядре вскрываются карбонатно-терригенные отложения нижней части ленского и верхней части алданского ярусов нижнего кембрия. Крылья сложены карбонатными породами верхней части ленского яруса.

Брахискладки осевых частей Березовской и Нюйской впадин. Занимают центральные части впадин и характеризуются валлообразными очертаниями, большими размерами (длина до 160 км, ширина до 40 км) и осложнением куполовидными и брахиантиклинальными структурами. Амплитуды основных складок обычно составляют 300—700 м, в отдельных случаях до 1500 м. Обычно сложены преимущественно карбонатными отложениями ленского яруса нижнего кембрия, но

структуры находят свое отражение, хотя и более слабое, и в перекрывающих их в северных частях впадин отложениях верхнего кембрия — нижнего силура. Своды структур пологие и широкие, углы падения на крыльях обычно не превышают 5—10°, в отдельных случаях достигают до 20°.

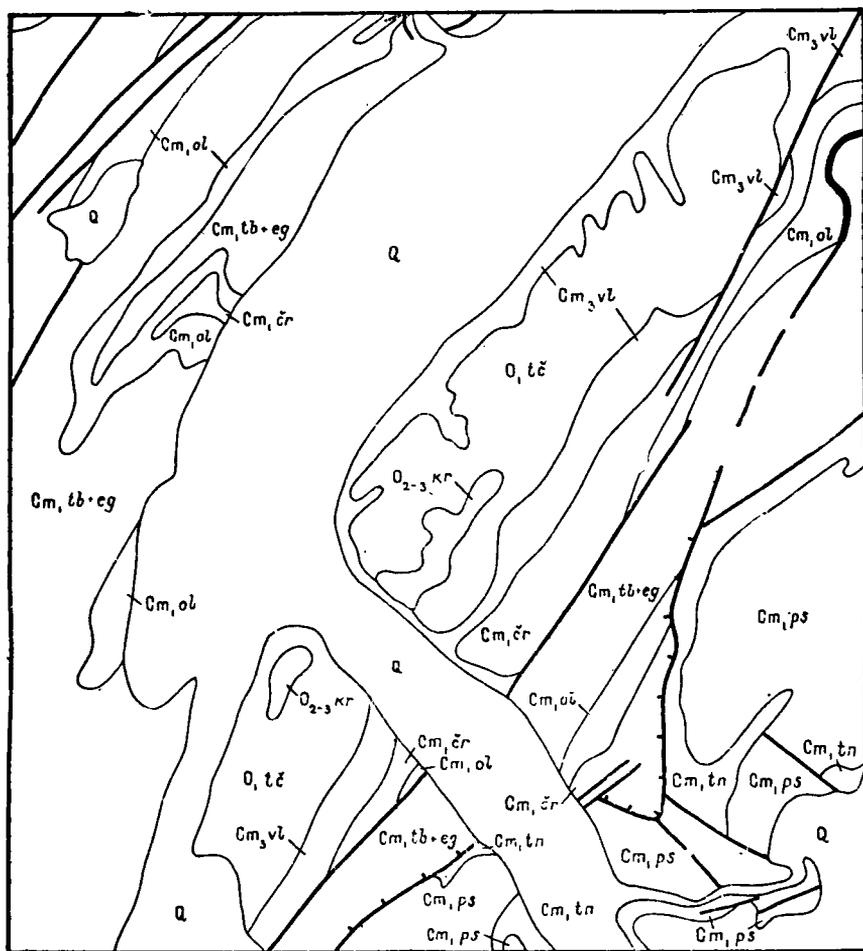


Рис. 2. Геологическая карта Нижневитимской антиклинали. Q — четвертичные отложения. $O_{2-3} \text{ кг}$ — криволуцкая свита. O_{1tc} — точилинская свита

Cm_{3vl} — верхоленская свита. Cm_{1cr} — чарская свита. Cm_{1d} олекминская свита. Cm_{1tb+eg} — толбачанская и эльгянская свиты. Cm_{1ps} — пестроцветная свита. Cm_{1tn} — тинновская свита. / линии тектонических нарушений. : линии надвигов. ~ пластовые интрузии.

Одной из таких складок является структура Кенели (рис. 3), расположенная в нижнем течении р. Чары в 15 км выше пос. Токко. Впервые отмечена в 1940 г. Н. С. Зайцевым. В 1955—1956 гг. изучалась А. И. Ушаковым. Представляет собой брахиантиклиналь северо-западного простирания длиной до 45 км и шириной в 6—7 км с амплитудой 250—300 м. Свод сложен карбонатными породами верхов нижнего кембрия и метегерской свиты среднего кембрия, крылья — породами метегерской свиты и преимущественно терригенными отложениями.

ями верхоленской свиты верхнего кембрия. Падение пород на крыльях 8—12°, иногда до 20—25°, в зонах нарушений — до 60°. Нарушения широко распространены и обычно представлены сбросами небольшой амплитуды. В двух участках отмечаются взбросы северо-западного

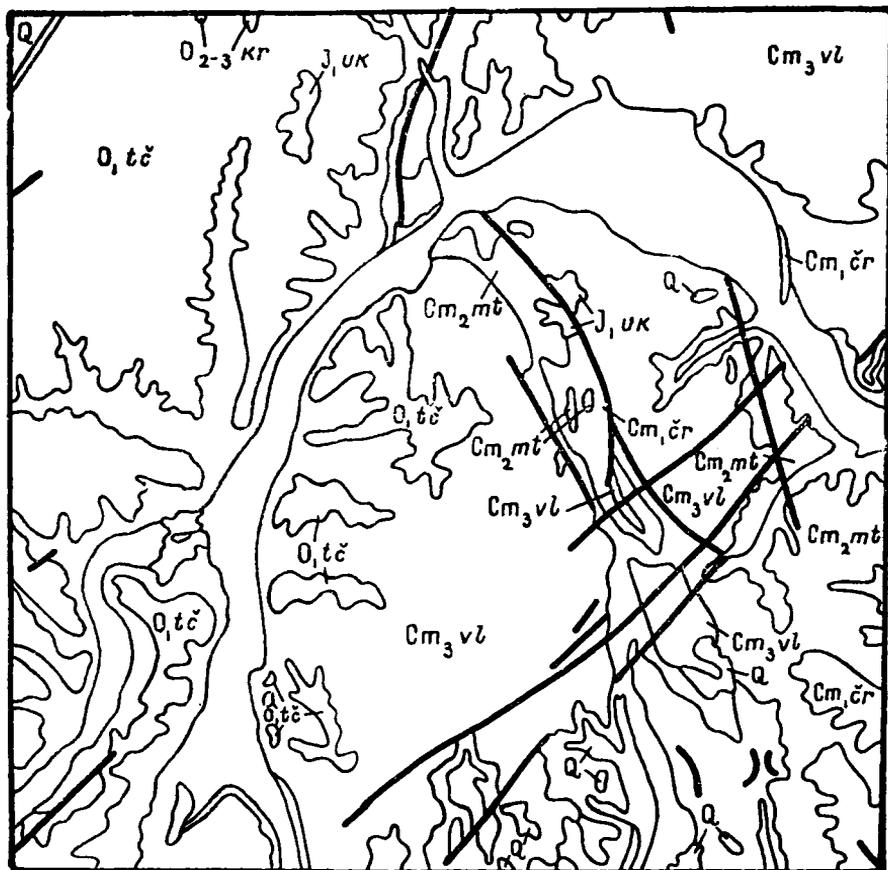


Рис. 3. Геологическая карта структуры Кенели. Q — четвертичные отложения. J, uk — укгутская свита. O₂₋₃ kr — криволюцкая свита. O, tč — точилинская свита. Cm₃ vl — верхоленская свита. Cm₂ mt — мегергская свита. Cm₁ cr — чарская свита. / линии тектонических нарушений.

простираения. Один из них, с амплитудой до 200 м, сечет в юго-западном направлении под небольшим углом структуру от основания северо-восточного крыла до свода. Протяженность взброса 24 км. Второй взброс, с амплитудой около 130 м, прослеживается вдоль юго-западного крыла на расстоянии 2,5 км. Брахиантиклиналь пересекается несколькими дайками основного состава северо-западного и северо-восточного простираения. Свод складки широкий, пологий, часто осложненный складками с амплитудой до 50 м. В юго-восточной части структуры амплитуда ее участками понижается до 170 м, свод становится узким, падение пород на северо-восточном крыле увеличивается до 25—30°.

К числу наиболее хорошо изученных структур, осложняющих основные складки, относится впервые отмеченная Н. С. Зайцевым

(Зайцев, Покровская, 1950) Усть-Молбинская структура, находящаяся в устье левого притока р. Чара-Молбо. Она располагается в своде Лено-Молбинской антиклинали Березовской впадины (Мокшанцев, Горнштейн, Нахабцев, 1964). В своде обнажаются карбонатные породы метегерской свиты среднего кембрия и чарской свиты нижнего,

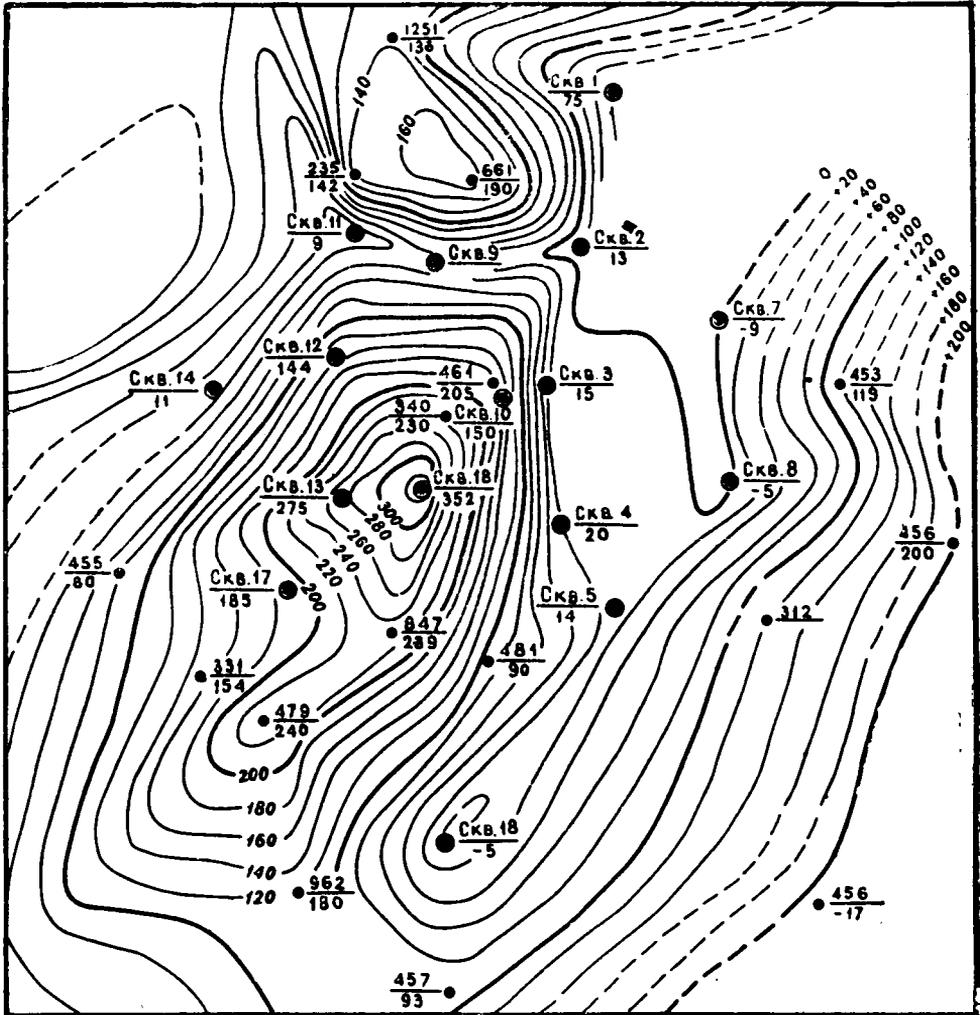


Рис. 4. Структурная карта Усть-Молбинской структуры. \odot $\frac{\text{Скв. } Z}{-13}$ — номер скважины и отметка маркирующего горизонта. $\frac{279}{32}$ — номер структурной точки и отметка маркирующего горизонта. — изолинии маркирующего горизонта. } — предполагаемые изолинии.

на крыльях — преимущественно терригенные отложения верхоленской свиты верхнего кембрия. Структура отличается сложностью своего строения (рис. 4), обусловленной сочетанием двух тектонических форм, структурного носа и осложняющей его брахиантиклинали. Про-

стирание складки северо-восточное субмеридиональное. Размеры брахиантиклинали 9 на 4 км, а всей структуры 11 на 8 км. Более крутым является восточное крыло, где средняя величина угла падения пород для его южной части составляет 5° , для северной — 7° . На западном крыле падение пород также увеличивается к северу от 3 до 4° .

Отрицательные структуры центральных частей Березовской и Нюйской впадин также осложнены рядом поднятий. В качестве примера приводим описание Салдыжельской брахиантиклинали, расположенной в северо-восточной части Нюйской синклинали Нюйской впадины. Описание дается по материалам С. А. Тимофеева. В своде ее вскрываются отложения нижнего ордовика преимущественно карбонатного состава, на крыльях — терригенно-карбонатные породы среднего ордовика — нижнего силура. Углы падения пород на крыльях достигают $5-8^\circ$. Складка асимметрична, с более крутым юго-восточным крылом. Длина брахиантиклинали 20—25 км, ширина 6—7 км. Амплитуда 150—200 м.

Коробчатые антиклинали Уринского антиклинория. Формирование складок антиклинория связано с крупными разрывными нарушениями, что придает антиклинорию черты блокового строения. Основные положительные структуры сложены терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя (патомского комплекса). Складки крупные, длиной 20—70 км, шириной 4—15 км, с амплитудой 1500—5000 м, крутыми крыльями и широкими пологими сводами. Для большинства складок характерно осложнение их структурными носами по простиранию, параллельными простиранию складок Патомской складчатой дуги, т. е. перпендикулярными к складкам антиклинория. Размеры и амплитуда этих носов увеличиваются при приближении к Патомской зоне.

Центральное место в северной части антиклинория занимает Уринская антиклиналь, расположенная в междуречье р. Лены и ее левых притоков — рек Уры и Половинки. Длина складки 40 км, ширина до 6 км. В плане имеет изогнутую форму (рис. 5). Простирание южной и северной частей антиклинали северо-восточное, средней — северное. На своде складки вскрываются обломочные и грубообломочные породы джемкуканской свиты, на крыльях терригенно-карбонатные — баракунской. К верхней части джемкуканской свиты приурочены пластовые интрузии, хорошо прослеживающиеся в присводовых частях крыльев складки. Амплитуда антиклинали достигает 4500 м. Складка асимметричная, с более крутым западным крылом. Углы падения пород на восточном крыле составляют $30-40^\circ$, на западном достигают 70° . Свод складки широкий, пологий. Свод и крылья осложнены складками более высоких порядков и флексурными перегибами. В южной части антиклинали ее западное крыло усложнено Шумихинским структурным носом, представляющим собой гребневидную складку северо-западного простирания с изогнутой в плане осью и запрокинутым северо-восточным крылом. Углы падения на юго-западном крыле колеблются в пределах $10-45^\circ$, на северо-восточном — достигают 50° .

Германотипные складки платформенного крыла Березовской впадины характеризуются двумя основными направлениями своих простираний, северо-восточным и северо-западным, создающим мозаичный план строения; и подчиненных им самых разнообразных простираний, от меридионального до широтного. По своим особенностям морфологического строения обычно представляют брахиантиклинали и куполовидные поднятия с амплитудами 50—200 м. Размеры разно-

образные, преобладают небольшие, длиной до 15—20 км и шириной до 5—8 км. Складки нередко осложнены структурными носами и террасами, флексурами и разрывными нарушениями. Часто приурочены к зонам нарушений кристаллического фундамента и несут следы

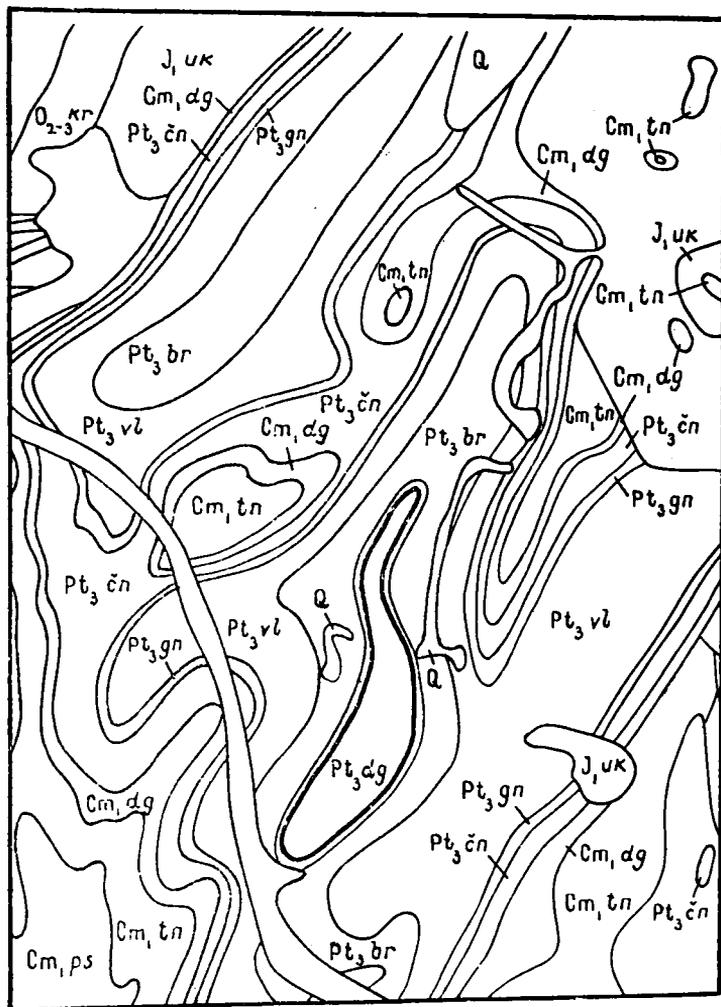


Рис. 5. Геологическая карта Уринской антиклинали. Q — четвертичные отложения. J_{1uk} — укугутская свита. O_{2-3kr} — криволучская свита. Cm,ps — пестроцветная свита. Cm,tn — тинновская свита. Cm,dg — джербинская свита. Pt_{3gn} — жуинская свита. Pt_{3vl} — валюхтинская свита. Pt_{3br} — баракунская свита. Pt_{3dg} — джемкуканская свита. ~ — пластовые интрузии.

весьма длительной истории формирования, от начала кембрия до кайнозоя включительно. Все эти признаки сближают их с германотипными складками.

Одной из наиболее хорошо изученных складок этого типа является Олекминская брахиантиклиналь, описание которой приводится по

данным Д. К. Горнштейна (1957). Она расположена на левом берегу р. Лены в районе г. Олекминска. Свод и крылья сложены породами верхоленской свиты верхнего кембрия. Простираение северо-восточное. Более крутым является юго-восточное крыло с углами падения от $1^{\circ}25'$ до $3^{\circ}30'$. Падение северо-западного крыла в присводовой части $1^{\circ}10'$, ниже по падению не более $30'$. Амплитуда складки по отношению к участку максимального прогиба юго-восточного крыла достигает 77 м. Размеры структуры — 14 на 6 км. Шарнир складки ундуллирует, образуя в ее юго-западной части небольшое куполовидное поднятие. В присводовой части юго-восточного крыла проходит сброс с амплитудой в 27 м предположительно северо-восточного простираения. Структурные планы Олекминской брахиантиклинали по разным горизонтам не совпадают.

Складки литвинцевского типа. В пределах описываемой территории входят в состав зоны Мурбайских складок внешнего крыла Ньюской впадины, занимающей такую же структурную позицию, как и Непская зона складок в Верхне-Ленской впадине в Иркутском амфитеатре. Складки зоны представляют собой узкие крутые гребневидные линейные антиклинали, обычно с запрокинутыми, осложненными нарушениями северо-западными крыльями, смещенными в северо-западном направлении, и нередко усложненным нарушениями сводом. Антиклинали разделяются широкими, очень пологими, слабо выраженными синклиналями с практически горизонтальным залеганием пород на большей части своей площади. Антиклинали сложены карбонатными соленосными породами нижнего кембрия и нередко осложнены проявлениями соляной тектоники. Синклинали выполнены отложениями верхнего кембрия — ордовика. Мурбайская зона складок приурочена к зоне нарушений кристаллического фундамента, лежащей на продолжении Непской зоны нарушений Иркутского амфитеатра. Геофизические данные, указывающие на увеличение мощностей кембрийских отложений в пределах этой зоны, свидетельствуют о движениях по ней, по крайней мере, начиная с кембрия. Признаки роста складок Мурбайской зоны в кембрийское время, установленные по материалам бурения, позволяют связывать все развитие их с движениями кристаллического фундамента. Можно предполагать, что лишь проявления соляной тектоники несколько вуалируют черты глыбового строения их.

Приведем описание Мурбайской антиклинали, расположенной в среднем течении р. Улахан-Мурбай, левого притока р. Нюи (рис. 7). В ядре складки вскрываются отложения олекминской и толбачанской свит ленского яруса, на крыльях — чарской свиты этого же яруса. Породы преимущественно карбонатные. Простираение складки восток — северо-восточное, амплитуда 250—300 м, строение асимметричное. Углы падения пород на юго-восточном крыле 15 — 20° , на северо-западном до 70° . Юго-восточное крыло местами осложнено складками длиной до 100 м с углами падения пород на крыльях 15 — 45° . Северо-западное крыло почти на всем протяжении осложнено сбросами. В ядре складки также прослеживается сброс с амплитудой не менее 200 м. Длина Мурбайской антиклинали более 100 км, ширина 4—4,5 км.

Соляные антиклинали тяготеют к центральным частям района Кемпендяйских дислокаций. Представляют собой вытянутые складки часто неправильной в плане формы, в сводах которых вскрываются брекчированные перемятые отложения среднего палеозоя. Крылья сложены среднепалеозойскими и мезозойскими породами. Углы паде-

ния пород быстро выволаживаются при движении от свода к крыльям. Складки асимметричные, с более узкими и крутыми северо-западными крыльями. На крыльях наблюдаются многочисленные локальные стратиграфические перерывы. На отдельных структурах известны выходы каменной соли, по-видимому, представляющие собой соляные штоки. К сводам антиклиналей приурочены многочисленные карстовые озера и долины рек.

В качестве примера приведем описание Кемпендяйской соляной антиклинали (рис. 6), расположенной в среднем течении р. Кемпендяй.

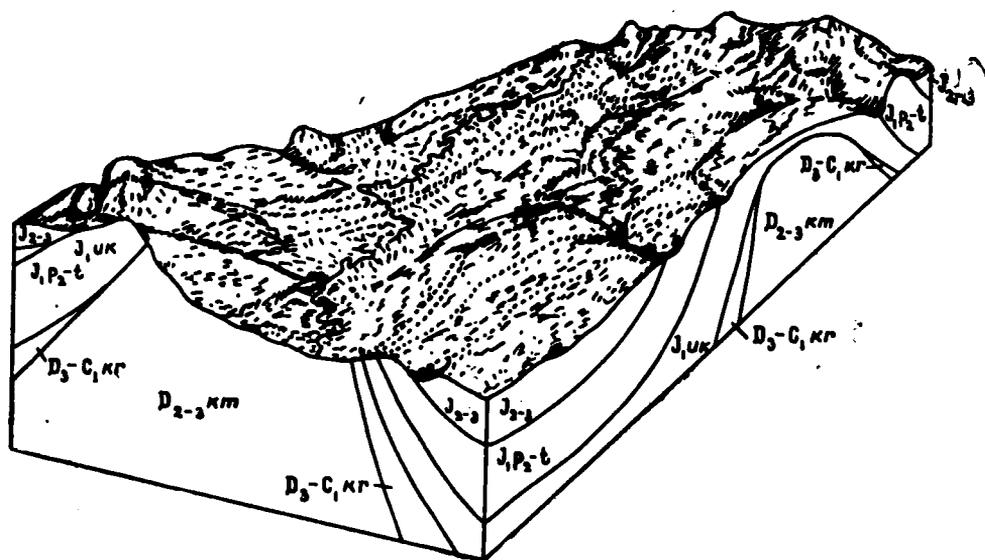


Рис. 6. Блок-диаграмма Кемпендяйской соляной антиклинали. $D_{2-3} km$ — кемпендяйская свита. $D_3-C_1 kg$ — курунгурахская свита. I_{1uk} — укугутская свита. J_1P_2-t — верхний пермско-триас. J_{2-3} — средняя—верхняя юра.

Простираание складки восток — северо-восточное. Размеры по полю развития отложений кемпендяйской свиты среднего — верхнего девона 13 на 5 км. Амплитуда свыше 2000 м. В плане имеет сложную конфигурацию. Северо-западная периклинали осложнена двумя структурными носами. В ядре структуры залегают брекчированные, перемятые, заглипсованные и засоленные породы кемпендяйской свиты. Юго-восточное крыло сложено породами курунгурахской свиты верхнего девона — нижнего карбона, несогласно перекрытыми отложениями юрского возраста, северо-западное — породами юры. Здесь наблюдается угловое несогласие между отложениями кемпендяйской свиты девона и укугутской свиты нижнего — среднего лейаса, укугутской свиты и верхней части верхней юры. Углы падения в палеозойских отложениях 30—50° и более. Мезозойские отложения дислоцированы значительно слабее. Углы падения в них быстро убывают от 25—30° вблизи свода до 5—8° на периферии структуры. Узкими перешейками Кемпендяйская антиклиналь соединяется с Тас-Тусской антиклиналью и Улахан-Уоттахской брахиантиклиналью. Первый перешеек сложен породами кемпендяйской свиты девона, второй — породами нижней юры.

Соляные брахиантиклинали и купола по особенностям своего строения очень близки к соляным антиклиналям, единственное существенное различие заключается в значительно меньших соотношениях длины и ширины, а для куполов нередко и в полной изометричности в плане. В сводах их могут вскрываться только мезозойские отложения и в таких случаях на структурах развит прямой рельеф.

Близкую к изометричной в плане форму имеет Инерченский купол, расположенный в верховьях рек Инерче и Куччугуй-Уоттах (рис. 7). Его размеры 4,5 на 3,8 км. Амплитуда около 1600 м. Юго-западная

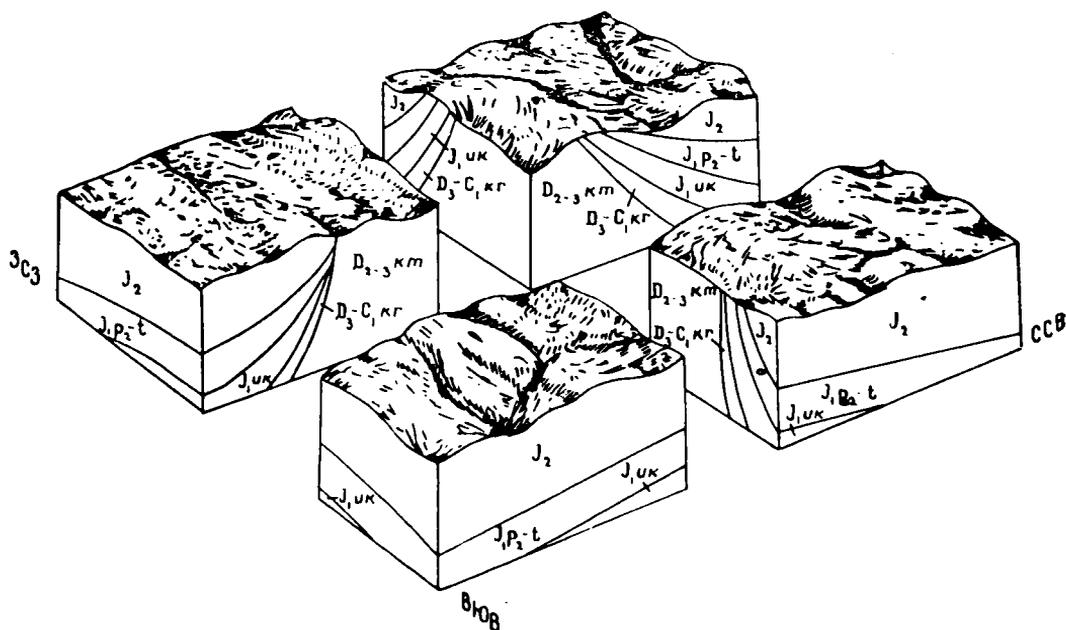


Рис. 7. Блок-диаграмма Инерченского купола. $D_{2-3}km$ — кемпендяйская свита. D_3-C_1kr — курунгурьяйская свита. J_{1uk} — укугутская свита. J_1P_2-t — верхний пермско-триас. J_2 — средняя юра.

часть купола перекрыта отложениями средней юры, благодаря чему он имеет в плане форму полуэллипса с вершиной, обращенной на северо-восток. В ядре вскрываются брекчированные породы кемпендяйской свиты. На юго-восточном и северо-западном крыльях обнажаются отложения верхнего девона — нижнего карбона, нижней и средней юры. На юго-западном крыле девонские отложения перекрываются среднеюрскими. Углы падения пород вблизи свода достигают 40° и быстро выволаживаются к периферии.

Поднятия территории Кемпендяйской впадины представляют собой развитые в поле мезозойских отложений слабовыраженные положительные структуры небольшой амплитуды и часто расплывчатых очертаний. Можно предполагать, что они являются начальной формой развития соляных структур.

К числу таких поднятий относится выделенное С. П. Красильниковым в 1953 г. Эльгенское поднятие, расположенное в верховьях р. Ат-Хампа-Юрэгэ, левого притока р. Тонгуо. Длина его 10—12 км, ширина 6—8 км. Амплитуда порядка 100 м. Углы падения на крыльях

в присводовых частях не превышают 4—5°. Свод сложен отложениями нижнего мела, крылья — верхнего.

Рассмотрение взаимоотношений отложений различного возраста, слагающих локальные положительные поднятия территории Западно-Вилуйской поперечной краевой системы, позволяет установить время формирования основных черт этих структур.

В Приленской складчатой зоне на границе верхнепротерозойских и нижнекембрийских отложений повсеместно отмечается резкое литологическое изменение пород, свидетельствующее о перемене условий осадконакопления на границе протерозоя и кембрия. Иногда на границе этих отложений наблюдаются следы размыва (Чумаков, 1959; Нахабцев, 1964), а в отдельных случаях и географического несогласия. Все это указывает на начало складкообразовательных движений, приуроченное к этой границе. Следы роста структур этого времени отмечены не только на внутреннем крыле, но и на внешнем. Данные, полученные при разбуривании отдельных структур в пределах Березовской и Нюйской впадин, свидетельствуют, что рост складок, начавшись на границе протерозоя и кембрия, продолжался на протяжении всего нижнего и среднего кембрия. Значительный стратиграфический перерыв, отделяющий верхнекембрийские отложения от подстилающих, резкое изменение формаций, приуроченное к началу верхнего кембрия, трансгрессивное залегание верхоленской свиты на различных горизонтах средне- и нижнекембрийских отложений, повсеместное географическое несогласие, а иногда и резкое угловое фиксируют завершение основного этапа складчатости большей части территории северо-восточного окончания Прибайкальского краевого прогиба к началу верхнего кембрия.

Более слабая дислоцированность верхнекембрийских — нижнесилурийских отложений в общем по тому же структурному плану фиксирует проявление более слабых унаследованных складчатых движений вплоть до среднего палеозоя, по крайней мере.

Отсутствие отложений моложе нижнесилурийских и древнее юрских в пределах северной части Прибайкальского краевого прогиба не дает возможности судить о проявлениях складчатых движений в это время. Слабая же дислоцированность отложений нижней юры указывает на небольшие по амплитуде (в пределах десятков метров) (после?) нижнеюрские унаследованные движения. Судя по геоморфологическим признакам, по повышению уровня речных террас при пересечении долинами положительных структур, по смене наложенных меандр врезанными в таких участках, по приуроченности к ним большого числа перекаатов, подобные движения проявлялись и в четвертичное время. Такова история складчатых движений на большей части Прибайкальского краевого прогиба в пределах рассматриваемой территории.

К сказанному остается добавить, что если дислоцированность ниже-среднекембрийских отложений при движении от внутреннего крыла прогиба к внешнему уменьшается очень сильно, то дислоцированность верхнекембрийских — нижнесилурийских — при движении в этом же направлении уменьшается незначительно. Это указывает на уменьшение роли складчатых движений до верхнекембрийского времени и увеличение роли послесреднекембрийских в формировании основных черт складчатых структур прогиба по мере удаления от Байкальской складчатой области.

История складок субмеридионального северо-восточного простира-ния описываемой территории Западно-Вилуйской поперечной краевой системы (складки Уринского антиклинория, складки северо-западной

части Нюйской впадины, отдельные складки платформенного крыла Березовской впадины) отлична от вышеописанной. Расположение и развитие всех этих структур тесно связано с глубокими расколами кристаллического фундамента такого же простирания, уходящими в глубь платформы, в поля распространения более молодых отложений, чем нижнесилурийские. Изучение изменения мощностей отложений в зонах этих расколов указывает, что такие изменения появляются лишь с конца среднего палеозоя, верхнего девона — нижнего карбона. Следовательно, и основные черты структур, приуроченных к расколам, могли сформироваться не раньше этого времени.

Существование многочисленных структурных носов в пределах Уринского антиклинория, простирания которых параллельны простиранию складок Патомской зоны и перпендикулярны к простиранию складок антиклинория, может свидетельствовать о первоначальном образовании здесь складок, параллельных складчатой зоне. Уменьшение мощностей разреза верхов верхнего протерозоя в пределах структурных носов и прилегающих частей антиклиналей Уринского антиклинория фиксирует заложение таких складок на границе верхнего протерозоя — кембрия, а участие в строении структурных носов отложений нижнего кембрия свидетельствует о существовании этих складок вплоть до среднего кембрия. Таким образом, формирование современного структурного плана антиклинория началось не раньше, чем с конца кембрия, поскольку, судя по изменению мощностей отложений, поднятие в районе Уринского антиклинория начинает осуществляться лишь с верхнего кембрия.

Следует еще остановиться на том, что у складок литвинцевского типа Нюйской впадины, как обычного субширотного, так и субмеридионального простираний, амплитуды примерно равны. Между тем первые связаны с расколами кристаллического фундамента, проявившими себя, начиная, по крайней мере, с нижнего кембрия, а вторые — лишь с конца среднего палеозоя. Возможно, близость амплитуд складок того и другого простираний следует объяснить значительным влиянием на их развитие проявлений соляной тектоники. Эти проявления должны быть ограничены количеством пластичных масс, которые могут быть вовлечены в движения, связанные с ростом структур. Поэтому рост складок, расположенных в одном соленосном бассейне, должен иметь предел, общий для всей его территории с одинаковыми мощностями соленосных отложений. Если это так, то нужно ожидать выравнивания амплитуд структур в ходе их развития независимо от времени заложения.

Если развитие структур северной части Прибайкальского краевого прогиба обусловлено складчатыми движениями, вызванными поднятием Байкальской складчатой области и развитием глубоких расколов фундамента, то развитие структур северо-восточного окончания Западно-Вилуйской поперечной краевой системы, района Кемпендяйских дислокаций обязано почти исключительно соляной тектонике. Лишь заложение этих структур можно связывать с движениями по расколам кристаллического фундамента, приведших к формированию самой Кемпендяйской впадины.

Судя по перерывам в осадконакоплении, устанавливаемым на крыльях структур и имеющих строго локальное распространение, рост складок начался в самом конце верхнего девона и продолжался на протяжении всего верхнего палеозоя и мезозоя. Продолжается он и в кайнозойе, о чем свидетельствует изменение характера долин в пределах структур, повышение здесь уровня речных террас и слелы пе-

рестройки речной сети в районе Кемпендяйских дислокаций, начавшиеся на границе неогена и четвертичного времени и не закончившиеся и сейчас. В развитии этих дислокаций может быть выделено три этапа. Первый и третий, верхнепалеозойский — триасовый и кайнозойский — протекали на фоне всеобщего воздымания территории дислокаций, второй, юрский — меловой, на фоне погружения.

В заключение этого краткого обзора структур Западно-Вилуйской поперечной краевой системы можно отметить, что по мере удаления от Байкальской складчатой области наблюдается как изменение формы складок, от линейных через брахискладки к германотипным, складкам литвинцевского типа и соляным, так и времени формирования основных черт их, которое становится все более поздним.

ЛИТЕРАТУРА

Бородин Л. А., Войвиченко В. И., Гуров В. Н., Иванов А. Г., Колеватов Б. И., Корчагин В. П., Нахабцев Ю. С., Олешко В. М., Спектор В. Б., Филатов В. Ф., Ченцов А. М. К тектонике Кемпендяйских дислокаций. Мат-лы по геол. и пол. ископ. ЯА ССР, вып. 7, Якутск, 1961.

Зайцев Н. С., Покровская Н. В. Стратиграфия и тектоника нижне-палеозойских отложений района среднего течения р. Лены. Очерки по геологии Сибири, вып. 15. Изд. АН СССР, 1950.

Иванов А. Г., Корчагин В. П., Нахабцев Ю. С. К стратиграфии района Кемпендяйского прогиба. Материалы совещ. по разработке стратигр. схем. ЯА ССР. Якутск, 1964.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Нахабцев Ю. С. Предбайкальский прогиб. В кн.: «Тектоническое строение ЯА ССР». Изд. «Наука», 1964.

Нахабцев Ю. С. Стратиграфия Уринского антиклинория. Мат-лы совещ. по разработке стратиграф. схем ЯА ССР, Якутск, 1964.

Нахабцев Ю. С., Работнов В. Т., Петров А. Ф., Гуров В. Н., Дудардт Ю. А., Иванов А. Г., Корчагин В. П., Нарожных Л. И., Филатов В. Ф. Стратиграфия Нюйской и Березовской впадин. Мат-лы совещ. по разработке стратиграф. схем ЯА ССР, Якутск, 1964.

Руженцев С. В., Чжан Бучунь. О тектонике северной части Патомского нагорья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1961.

Чумаков Н. М. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилуйской синеклизы. Тектоника СССР, № 4, 1959.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ ВО ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЙ ТОЛЩИ БАРАТАЛЬСКОЙ СЕРИИ

А. И. АФОНИН

На основе палеонтолого-литологических работ нами верхнепротерозойские отложения (баратальская серия) Катунского горста расчленяются на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща мощностью не менее 800 м сложена, главным образом, карбонатными породами с преобладающим развитием строматолитовых доломитов.

К верхним горизонтам толщи приурочены фосфатные, сланцево-доломитовые и известково-доломитовые пачки мощностью до 80 м с максимальным содержанием P_2O_5 до 4%. Данную толщу мы сопоставляем с западносибирской свитой Горной Шории [6].

Верхняя толща мощностью 500—700 м складывается фациально изменчивым комплексом осадков. В северной части Катунского горста она существенно вулканогенного состава, на юге — карбонатно-вулканогенного. Фосфатные пачки имеют мощность до 20 м, реже до 70 м при содержании P_2O_5 3—4% и редко до 10—15%. Среди проблематичных сине-зеленых водорослей наиболее распространенными являются *Palaeomicrocystis*. Эту толщу мы сопоставляем с белкинской свитой Горной Шории [3]. Верхний докембрий перекрывается карбонатно-вулканогенно-терригенной толщей нижнего кембрия, которая сопоставляется с устькундатской свитой Кузнецкого Алатау [2].

Если проследить состав нижней толщи от разреза к разрезу (с юга на север) в пределах Катунского горста, то нельзя не заметить его изменение. Здесь мы встречаемся и с терригенно-карбонатным, и карбонатным, и терригенно-карбонатно-кремнистым, и терригенно-вулканогенно-карбонатными типами разрезов. На современной стадии изучения отложений нижней толщи баратальской серии можно выделить следующие типы осадков:

1. Рифогенные (а — фации рифов, б — фации рифовых склонов).
2. Мелководные карбонатно-глинистые.
3. Относительно глубоководные — глинисто-кремисто-карбонатные.
4. Вулканогенные.

1. Рифогенный тип осадков является распространенным среди выделенных для данного отрезка докембрийского времени. В этот тип осадков мы включаем фации рифов (строматолитовые) и фации рифовых склонов (обрушения). На изученной территории они распространены в бассейне р.р. Алшихты, Семы, Мал. Кыркылы (рис. 1).

Фации рифов преобладают в данном типе осадков. Основными составными частями рифов являются строматолиты, сложенные главным образом доломитами и известковистыми доломитами.

Морфология рифовых тел среди карбонатных пород улавливается с трудом, так как в большинстве случаев породы имеют кристалличес-

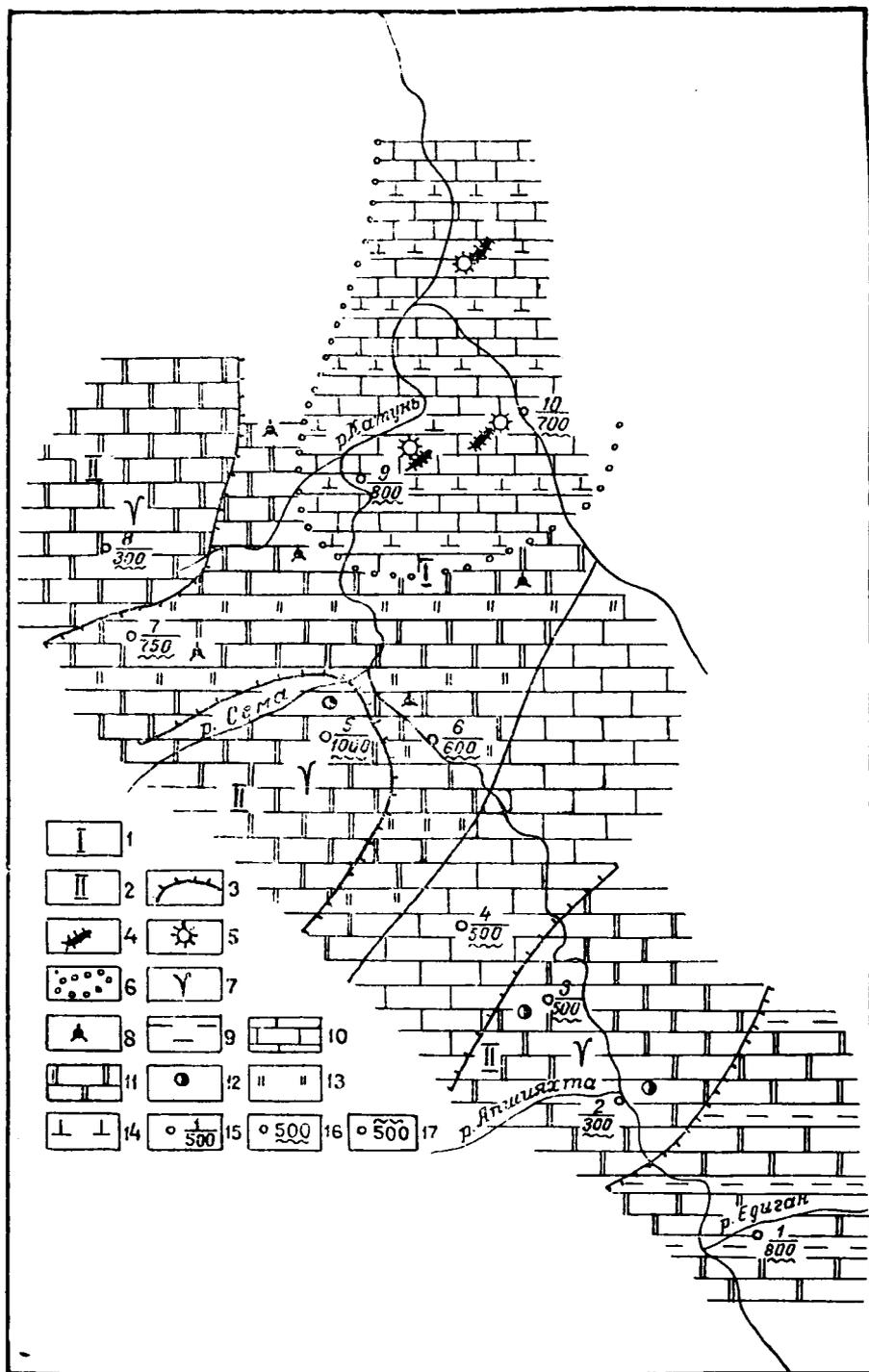


Рис. 1. Схематическая литолого-палеогеографическая карта северной части Горного Алтая в западносибирское время (нижняя толща баратальской серии): 1 — море относительно глубоководное, 2 — море мелкое, 3 — зоны развития рифовых массивов, 4 — рифы одиночные, 5 — вулканы подводные, 6 — граница вулканической области, 7 — водоросли, 8 — радиолярии, 9 — глины, 10 — известняки, 11 — доломиты, 12 — фосфатные осадки, 13 — кремнистые осадки, 14 — вулканогенные породы основного состава, 15 — номер разреза, мощность; 16 — неполная мощность за счет отсутствия данных по нижней части, 17 — неполная мощность за счет отсутствия данных по верхней части.

кую структуру. Однако среди вулканогенных и терригенных осадков форма и размеры рифовых тел легко определяются. В разрезе по р. Едиган они имеют линзовидную форму размером по простиранию от нескольких десятков метров до 400 м и мощностью от первых метров до 140—150 м. Линзовидные тела ориентированы в северо-восточном, северо-западном направлениях и отделены друг от друга глинистым материалом. Среди строматолитовых фаций часто отмечаются пелитоморфные карбонатные разности и песчанистые кварцевые алевролиты мощностью до 1 м. Обломочные осадки залегают как внутри рифовых тел, так и по окраинам. Они представлены брекчиями известняков, доломитов с размером обломков до 5 см, которые сцементированы либо мелкозернистым карбонатным материалом, либо водорослями. Кроме того, они, как правило, заражены фосфором. Мощности рифогенных осадков не менее 800 м.

2. Мелководные карбонатно-глинистые осадки являются подчиненными и выполняют небольшие углубления, западины и пространство между рифовыми постройками. Размеры и форма полностью зависят от активно развивающихся биогермных и биостромных тел. Материалом для заполнения служили как сами рифы, так и, по всей вероятности, близлежащие островные поднятия, сложенные литофицированными терригенными породами. Поступление терригенного материала в бассейн происходило периодически, что вызывало временное уменьшение в развитии водорослевых рифов.

3. Относительно глубоководные или склоновые глинисто-кремнисто-карбонатные осадки (возможно, карбонатный флиш) выделяются северо-восточнее рифогенных осадков и занимают главным образом катунскую зону. О глубоководности этого типа осадков говорят косвенные и прямые данные. Как в отечественной, так и зарубежной литературе по рифовым образованиям отмечается, что склоны рифов имеют уклон в сторону моря от 25 до 80°, т. е. рядом с рифовыми массивами располагаются относительно глубоководные участки и в зависимости от крутизны склона рифа замещение относительно глубоководными осадками может быть резкими или они языковидными телами заходят в рифовые [1, 8, 9]. На склонах обычно развиты пелитоморфные, обломочные карбонатные породы.

К прямым данным мы относим прежде всего распространение, состав и структурно-текстурные особенности осадков. Они представляют собой тонкое (от 1 мм до 10 м) чередование доломитовых, кремнистых и кремнисто-доломитовых слоев, реже появляются в данном наборе пород известняковые слои, хотя в верхних частях они уже преобладают над кремнистыми и доломитовыми. Причем доломитовые слои здесь представлены обломочными разностями, т. е. эта область питалась карбонатным материалом за счет разрушения рифовых тел. Среди слоев часто появляются складки оползневой типа. В случае присутствия глинистых осадков в последних, как правило, наблюдается значительное количество сохранившихся от перекристаллизации раковин радиолярий, которые наиболее типичны для относительно глубоководных частей водного бассейна.

4. Вулканогенные осадки имеют подчиненное значение на данном стратиграфическом уровне. Они отмечены в разрезах по р. Манжероку и Майме, и, по-видимому, прослеживались дальше на северо-восток к р. Бии. Породными ассоциациями являются спилиты и литокластические туфы. Возможно, сюда также следует отнести и кремнисто-хлоритовые сланцы, непосредственно связанные с туфами. В туфах пелитовой структуры очень часто наблюдаются следы течения, микро-

складки оползневой типа, обломочки приобретают слабую ориентировку, реже встречаются осадочные карбонатные породы с реликтами органической структуры. По простираанию данный тип осадков замещается глинистыми и карбонатными осадками.

Все выделенные типы осадков являются морскими. Следовательно, описываемый район в западносибирское время представлял собой морской бассейн. Климат был теплым, возможно жарким. В бассейне обильно шло карбонатообразование. Пышно развивались теплолюбивые выделяющие известь водоросли, которые населяли морской бассейн, занимая широкие пространства. Мелкие биогермы располагались на вулканических постройках в области со слабой вулканической деятельностью. Условия для жизни радиолярий, по-видимому, были благоприятными к востоку от рифогенных осадков вблизи области со слабой вулканической деятельностью и, возможно, на склонах рифов. Глубина бассейна была неодинаковая. В пределах развития рифовых тел она достигала не более первых десятков метров [1, 7, 10]. Рельеф морского дна здесь был плоским, гидродинамика водной среды — подвижная, что обусловило хорошую сортировку обломочного материала. К востоку от рифогенных осадков (от устья р. Семы на север), по всей вероятности, существовали относительно глубоководные участки бассейна. Динамические условия водной среды здесь были менее активными, о чем свидетельствует угловатая форма обломочного материала и тонкая параллельная слоистость в карбонатно-кремнистых осадках. Область слабой вулканической деятельности располагалась по р. Катунь ниже устья р. Семы. Вулканические острова, размываясь, поставляли кластический материал в отрицательные формы рельефа морского бассейна. В период затишья вулканической деятельности мелководные участки островов заселялись водорослями.

Небольшие размеры рифовых тел в плане и по мощности, структурно-текстурные особенности вулканогенных осадков свидетельствуют о расчлененном морском рельефе в данной области, для данного промежутка времени.

Из вышесказанного следует, что в западносибирское время в районе существовали три различные области осадконакопления, которые были определены палеотектоническими особенностями территории: 1 — область рифогенных осадков (области поднятий), 2 — осадков относительно глубоководных и 3 — вулканогенно-карбонатных осадков (области прогибов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1, 11, 1955.
2. Пономарев П. А., Аксарина Н. А. Древнейшие отложения кембрия на севере Кузнецкого Алатау. СО АН СССР. «Геология и геофизика». 1966, № 1.
3. Поспелов А. Г., Надлер Ю. С. Палеонтологическое обоснование возраста пластовых фосфоритов Горной Шории. Сб. «Фосфориты Западной Сибири», 1965.
4. Равикович А. И. Современные и ископаемые рифы. Изд. АН СССР, М., 1954.
5. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии, 1962 г.
6. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории. Сб. «Фосфориты Западной Сибири», 1965.
7. Страхов А. М. Известково-доломитовые фации современных и древних морей. Труды ин-та геол. наук., вып. 124, геол. серия (45) АН СССР, 1951.
8. Хворова И. В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Башкирском Приуралье. Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.
9. Янишин А. А., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощностей. В кн.: «Методы изучения тектонических структур», т. 1, изд. АН СССР, 1960.
10. Brian W. Logan Cryptozoon and associate stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. The journal of Geol. № 5, v. 69, 1961.

К ПЕТРОХИМИИ КИЙСКОГО ГАББРО-СИЕНИТОВОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

И. П. АДАМЧУК

В статье разбираются некоторые вопросы петрохимии Ударнинского плутона Кийского габбро-сиенитового магматического комплекса. Под названием Кийского магматического комплекса понимается широко распространенная в Мариинской тайге ассоциация разнообразных по составу пород сравнительно молодого возраста.

Ударнинский плутон представляет линейно вытянутое интрузивное тело, протягивающееся на 35 км с юга на север при ширине от 5 до 10 км. Геологическое положение плутона определяется его пространственной приуроченностью к зоне разлома субмеридионального направления, секущего отложения енисейской (Pt), бельсинской ($Сm,bl$) и усинской свит ($Сm,us$).

Ударнинский плутон вытянут в северо-восточном направлении и образован рядом сопряженных в пространстве интрузивных массивов, сформировавшихся в три последовательные фазы внедрения (от древней к более молодым): габбровой, сиенитовой и нефелин-сиенитовой. Этот порядок формирования комплекса бесспорно доказывается интрузивными взаимоотношениями пород этих интрузий [2, 3, 4].

Ниже разбираются некоторые вопросы петрохимии данного плутона как типичного представителя комплекса. В таблице приведены химические составы (весовых процентах/атомных количествах) средних типов изверженных горных пород Ударнинского плутона, взятые из монографии М. П. Кортусова «Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги» [4].

Об изображении поликомпонентных систем по методу А. А. Бочвара для целей петрохимии изверженных горных пород

В основе всех предлагаемых методов лежит правило, согласно которому однозначное изображение n -компонентной системы на плоскости возможно посредством $N = \frac{n-1}{2}$ точек при нечетном n и $N = \frac{n}{2}$ точек при четном n .

В 1944 г. А. А. Бочвар [1] предложил метод для изображения поликомпонентных систем на плоскости. Так как для изображения 4-компонентной системы на плоскости нужны две точки, поэтому он выделяет один компонент (компонент D системы $A-B-C-D$; выделяемым компонентом следует брать, согласно Бочвару, компонент, составляющий основу системы, или компонент, представляющий собой особый

интерес). Состав оставшихся компонентов $A-B-C$ однозначно определяется фигуративной точкой треугольника составов ABC (рис. 1).

Пристроим к этому треугольнику такой же треугольник с компонентом D в вершине, как это показано на рис. 1. Соединим a с D . На линии AB содержание компонента $D=0$, а в вершине $D=100$. Соединяем D с a и на DE отмечаем фигуративную точку b , которая дает отношение $D:(A+B+C)$ или непосредственно содержание D и суммы $A+B+C$ на процентной шкале по параллелям к AB .

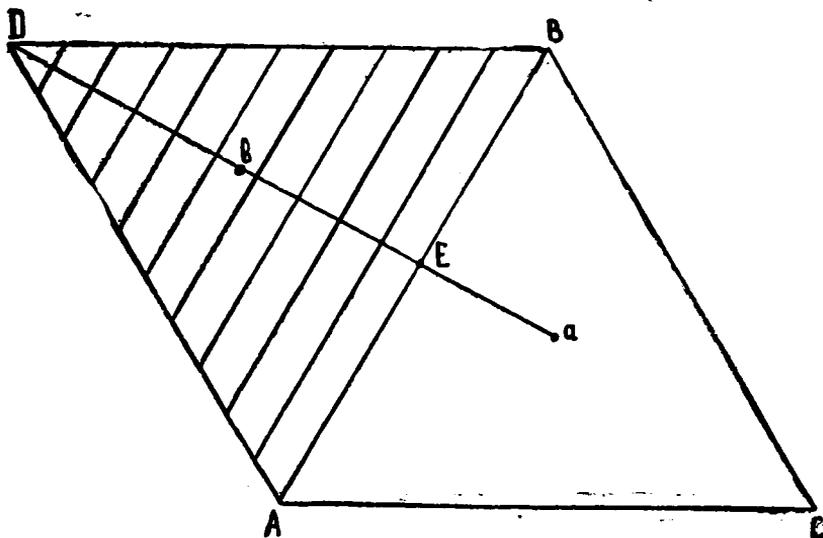


Рис. 1. Четырехкомпонентная система $A-B-C-D$

Но и здесь все составы, фигуративные точки которых лежат на одной секущей (DE), совместятся. Этого можно избежать, если из фигуративных точек равнобедренного прямоугольника ABC опустить перпендикуляры на диагональ и на продолжениях перпендикуляров вне треугольника отложить содержание четвертого компонента.

На рис. 2 приведена 4-компонентная система $(Si + Ti) - (Al + Fe^{+3}) - (Fe^{+3} + Mn + Mg + Ca) - (Na + K)$. Цифрами обозначены номера анализов из таблицы. На этой диаграмме и на следующих данные химических анализов пересчитаны на молекулярные проценты. Фигуративные точки треугольника дают соотношения первых трех компонентов системы, приведенных к 100. Из фигуративных точек опускаем перпендикуляры на диагональ треугольника и на продолжениях этих перпендикуляров откладываем содержание щелочей вне треугольника.

Эта диаграмма иллюстрирует сериальность изменений выделенных групп компонентов — магматическая дифференциация комплекса ведет к накоплению щелочей, уменьшению содержания слабых оснований и увеличению количества кремнекислоты (и титана).

Для изображения пятикомпонентной системы достаточно нанести на плоскость 2 точки $\left(N = \frac{n-1}{2} = \frac{5-1}{2} = 2\right)$, т. е. из $A+B+C+D+E$ следует выделить сумму компонентов $D+E=S_1$, принять сумму трех остальных компонентов $(A+B+C)=S_2$ за 100, изобразить частную систему $(A+B+C)$ точкой a внутри треугольни-

Таблица

Химические составы средних типов изверженных горных пород Ударинского плутона (в весовых процентах/молекулярных количествах) [4]

№ п. п.	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
1	Перидотит (среднее из 3)	37,46 624	3,61 45	7,12 70	7,70 96	17,80 248	0,38 6	13,25 327	10,39 185	0,87 15	0,16 2	0,31 —	99,36 1618
2	Меланокр. габбро (среднее из 10)	40,75 678	4,24 53	13,84 135	5,12 64	11,91 166	0,25 3	8,96 222	12,30 219	1,63 27	0,32 3	0,82 —	100,23 1570
3	Мезокр. габбро (среднее из 14)	45,41 756	1,70 21	17,83 175	3,23 40	7,73 107	0,18 3	6,33 156	13,74 245	2,05 31	0,59 6	0,63 —	99,48 1530
4	Лейкокр. габбро (среднее из 13)	48,20 803	0,75 9	23,45 229	2,03 24	5,73 75	0,10 1	3,59 89	12,07 215	2,79 45	0,34 3	0,65 —	99,16 1493
5	Анортзит (среднее из 2)	51,05 849	0,12 1	29,14 285	0,57 8	1,72 24	0,07 1	0,63 15	11,85 211	3,78 61	0,73 7	1,00 —	100,66 1462
6	Щелочное габбро (среднее из 5)	45,93 764	1,67 20	18,01 177	4,77 58	8,40 117	0,26 3	2,78 69	10,44 186	4,13 66	1,24 13	1,04 —	98,67 1473
7	Сиенит (среднее из 23)	59,67 992	0,42 5	18,37 180	2,37 42	4,18 58	0,11 1	0,48 12	2,77 49	5,83 94	4,60 49	0,50 —	99,37 1482
8	Щелочной сиенит (среднее из 19)	61,45 1022	0,38 5	18,75 183	1,63 20	3,08 43	0,10 1	0,35 9	2,19 39	6,16 99	5,02 53	0,35 —	99,54 1474
9	Фойяит (среднее из 17)	55,09 917	0,35 4	22,44 220	2,33 28	2,52 35	0,36 5	0,52 12	2,19 39	8,32 134	3,60 38	1,14 —	98,86 1430

Примечание. Габбровая интрузия — с 1 по 5, сиенитовая — с 6 по 8 и не-фелин-сиенитовая — 9.

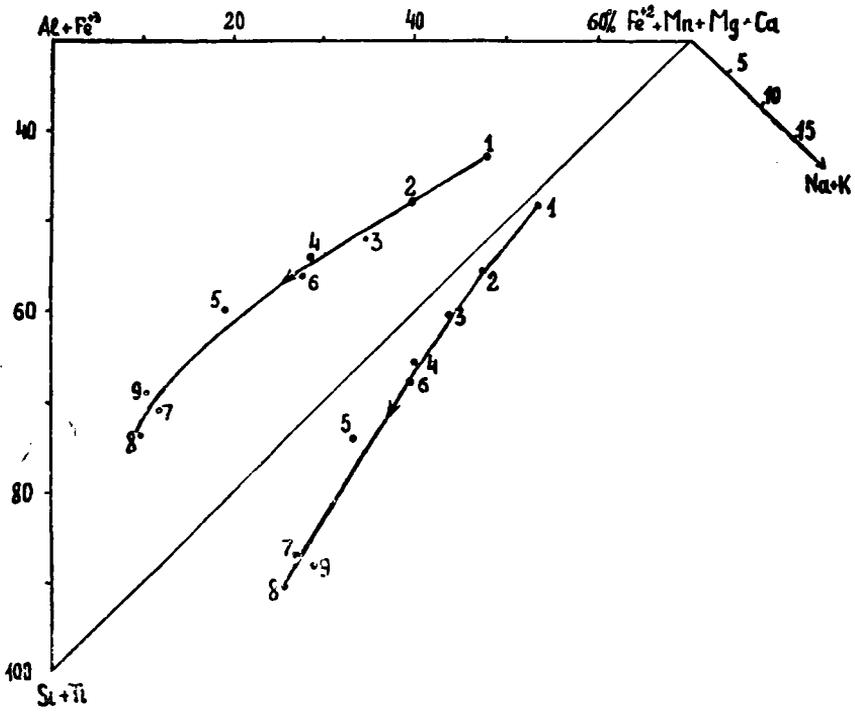


Рис. 2. Четырехкомпонентная система $(Si+Ti) - (Al+Fe^{+3} - (Fe^{+2}+Mn+Mg+Ca) - (Na+K)$

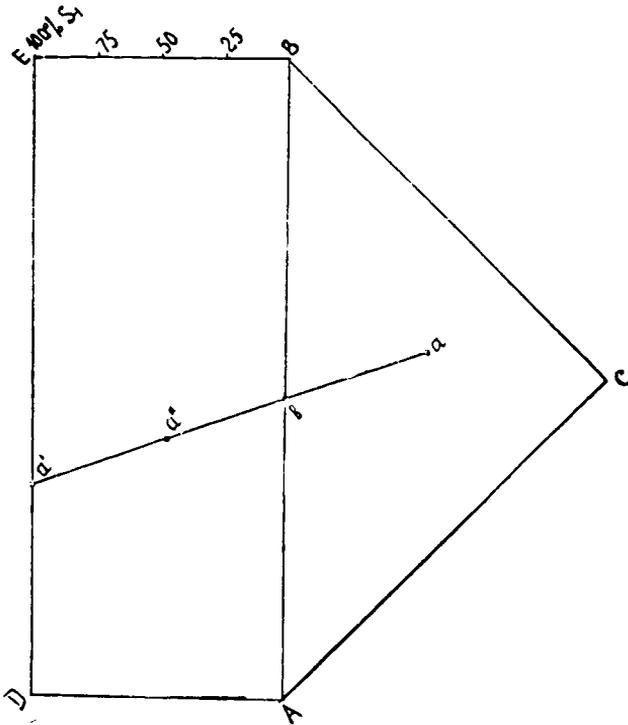


Рис. 3. Пятикомпонентная система A—B—C—D—E

ка ABC , а частную систему $(D+E)$ — точкой a' на линии DE (рис. 3), соединяющей фигуративные точки компонентов D и E , и, наконец, на пря-

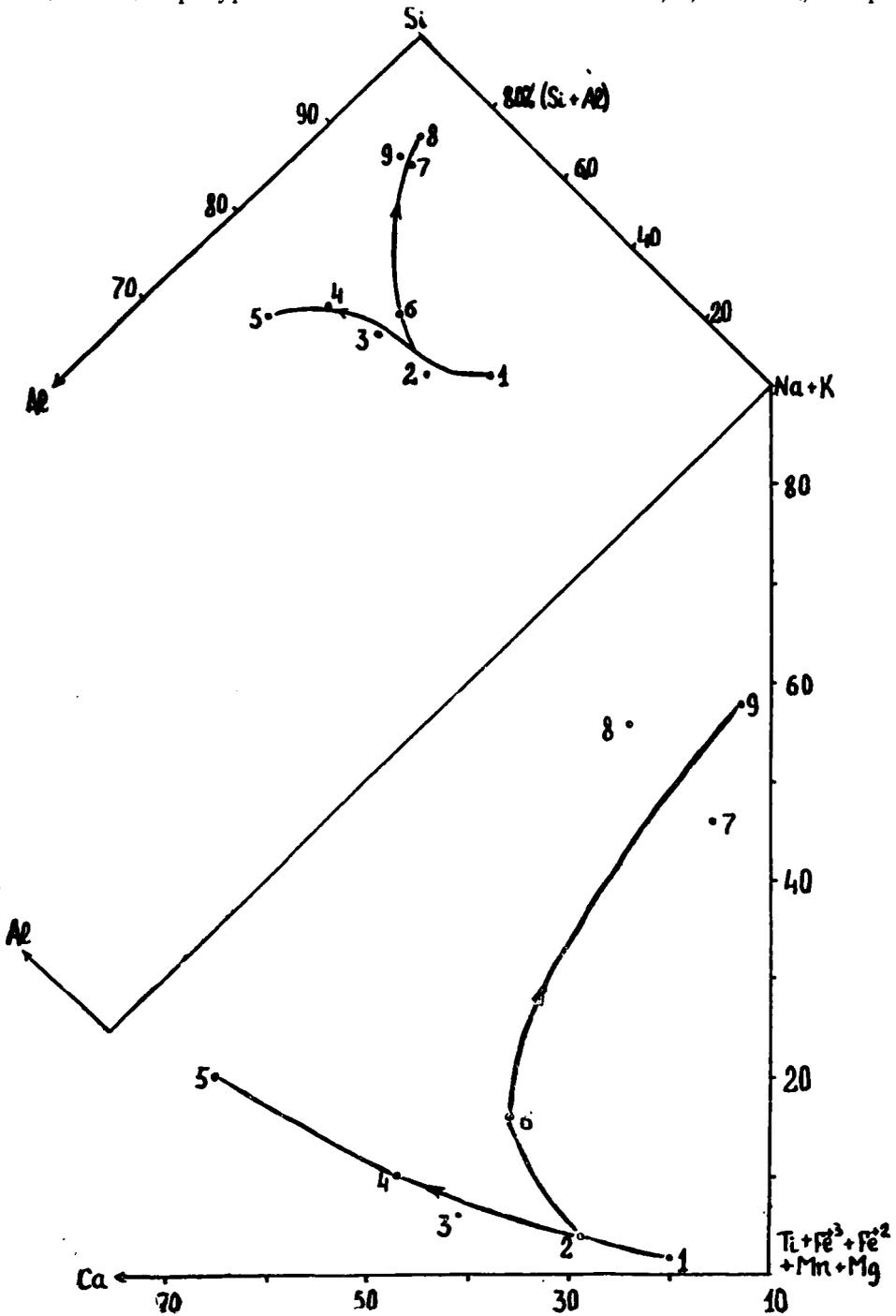


Рис. 4. Пятикомпонентная система $(Na+K)-(Ti+Fe^{+3}+Fe^{+2}+Mn+Mg)-Ca-Al-Si$

мой aa' между точками a' и b по правилу центра тяжести найти точку a'' , показывающую соотношение $S_1 : S_2$ в пятикомпонентной системе.

На рис. 4 приведена 5-компонентная система $(\text{Na} + \text{K}) - (\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Mg}) - \text{Ca} - \text{Al} - \text{Si}$. Эта диаграмма показывает две дифференциации комплекса — основную и щелочную, во-первых. Во-вторых, с накоплением щелочей содержания кремнекислоты и алюминия увеличиваются, при этом относительное количество алюминия растет быстрее для габбровой интрузии; а для щелочных расплавов рост содержания кремнезема заметнее. В-третьих, щелочное габбро (анализ 6) выпадает из ряда габбровой интрузии (анализы 1—5) и естественно относится к сиенитовой интрузии. В-четвертых, щелочной расплав отделяется от основного уже с меланократового

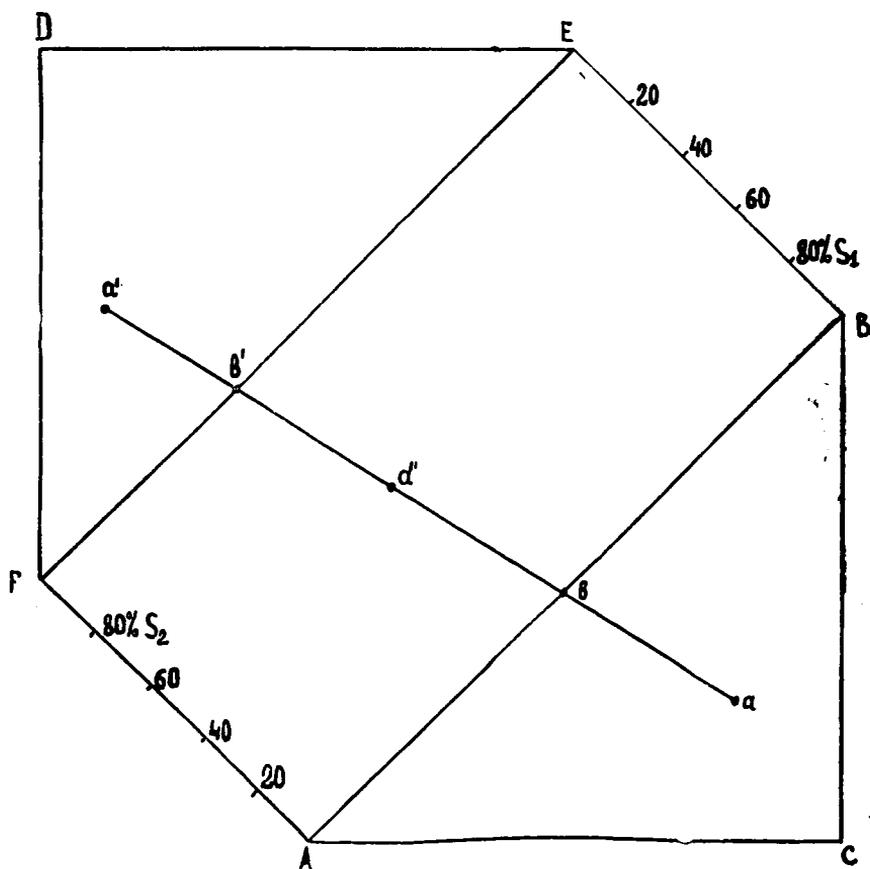


Рис. 5. Шестикомпонентная система $A-B-C-D-E-F$

габбро; это отделение хорошо прослеживается и в треугольнике и в прямоугольнике. Кроме того, эта диаграмма позволяет ориентировочно оценить первичную магму комплекса, по составу среднюю между меланократовым и мезократовым габбро.

Для однозначного изображения на плоскости 6-компонентной системы необходимо и достаточно 3 точки $\left(\frac{n}{2} = \frac{6}{2} = 3\right)$. Следовательно, $(A + B + C + D + E + F)$ разбиваем на две суммы: $(A + B + C) = S_1$ и $(D + E + F) = S_2$ и изображаем их фигуративными точками треугольников ABC и DEF . Соединив точки a и a' (рис. 5), находим по правилу центра тяжести точку a'' .

Аналогично построена 6-компонентная система: $(\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}) - \text{Si} - \text{Al} - (\text{Na} + \text{K}) - \text{Ca} - \text{Mg}$ на рис. 6. И здесь видны две ветви дифференциации комплекса: основная и щелочная. Фигуративные точки системы (в прямоугольнике) лежат на одной прямой, за исключением анортозитов (конечных продуктов дифференциации интрузии *in situ*). Следовательно, образования комплекса представляют собой единый комплементарный ряд, что говорит о их генетическом родстве.

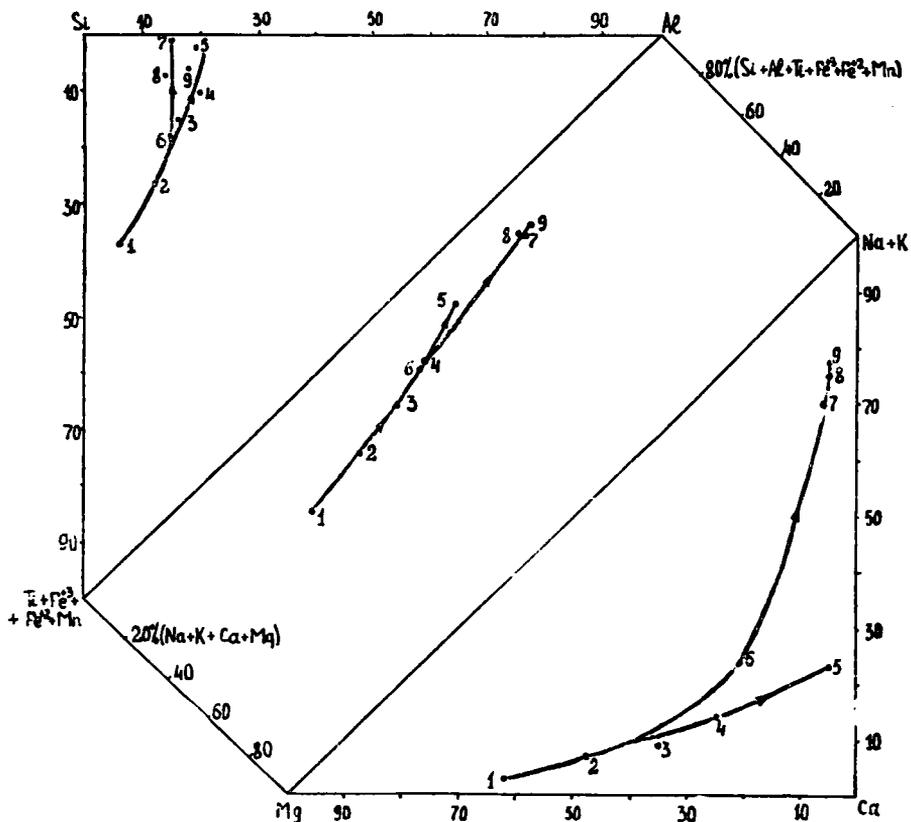


Рис. 6. Шестикомпонентная система $(\text{Ti} + \text{Fe}^{+3} + \text{Fe}^{+2}) - \text{Si} - \text{Al} - (\text{Na} + \text{K}) - \text{Ca} - \text{Mg}$

Таким образом, приведенные диаграммы дают полное представление о взаимоотношениях компонентов расплавов и направлениях дифференциации магмы комплекса. С еще большим успехом подобные диаграммы могут применяться для определения фазового состава изучаемого материала [7].

О генетическом единстве образований комплекса

Геологически бесспорно доказываемое единство образований комплекса должно найти свое отражение в петрохимических диаграммах.

На рис. 7 приведена четырехкомпонентная система: $(\text{Si} + \text{Ti}) - (\text{Al} + \text{Fe}^{+3}) - (\text{Fe}^{+2} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ca}) - (\text{Na} + \text{K})$. Диаграмма построена по методу В. Н. Лодочникова [5]. Наиболее ясно (по гео-

логическим наблюдениям) генетическое родство устанавливается для пород габбровой интрузии. Поэтому соединив прямыми линиями концы векторов пород габбровой интрузии, получим пределы геологически допустимых колебаний в содержании отдельных компонентов в комплементарном ряду 1—5.

Следовательно, если концы векторов пород сиенитовой и нефелин-сиенитовой интрузий не будут выходить за установленные пределы колебаний, то и они будут членами данного комплементарного ряда. Как видно из рис. 7, векторы пород сиенитовой интрузии (6—8)

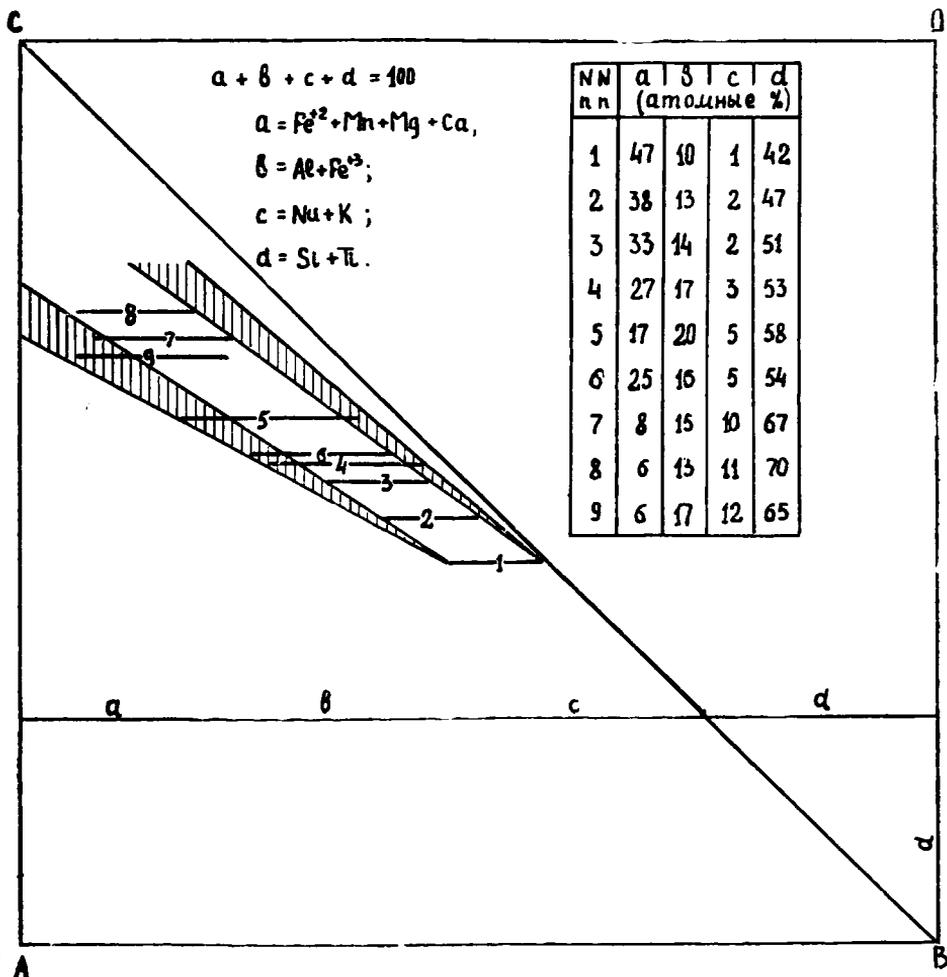


Рис. 7. Четырехкомпонентная система
 $(Si + Ti) - (Al + Fe^{+3}) - (Fe^{+2} + Mn + Mg + Ca) - (Na + K)$

удовлетворяют этому условию. Фойяит же отличается большим содержанием щелочей, что, возможно, объясняется кислотно-основным взаимодействием расплава с компонентами вмещающих карбонатных толщ в условиях открытой системы (усиление активности щелочей и ослабление активности слабых оснований).

Еще более четко генетическое единство образований комплекса видно на рис. 6, на котором почти все породы комплекса являются членами единого комплементарного ряда.

Согласно Г. С. Момджи [6], для генетических целей не обязательно исследовать все компоненты породы. Важно графически «изобразить те из них, которые наиболее чувствительны к изменению физико-химических условий кристаллизации магмы и прежде всего к снижению ее температуры. Такие компоненты можно назвать индикаторами».

Таковыми индикаторами являются магний, который на первом этапе кристаллизации является самым активным, натрий и калий, концентрирующиеся в остаточных расплавах, и кальций, который переходит в твердую фазу на этапе мезокристаллизации. Поведение компонентов-индикаторов зависит от температурного градиента T'' (частной производной температуры по времени $-\partial(T/\partial t)$), т. е. их относительные содержания являются функцией от T'' :

$$C = f'(T''), H = f''(T'') \text{ и } M = f'''(T''),$$

где

$$C = \frac{\text{Ca}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \cdot 100\%; H = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \cdot 100\%;$$

$$M = \frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \cdot 100\%.$$

Так как они являются функциями одного аргумента, поэтому они должны быть функционально связаны между собой:

$$C = \varphi'(M), H = \varphi''(M) \text{ и т. д.}$$

Причем обязательным условием является принадлежность пород к одной генетической серии.

На этом и основывается метод Г. С. Момджи.

По результатам химических анализов определяем C , H и M и графически исследуем зависимость между парами чисел $H-M$ и $C-M$ (в прямоугольных координатах). Если все точки будут лежать на одной кривой, то анализируемые породы будут членами одной генетической серии. Это можно проверить и аналитически.

Согласно эмпирическому уравнению $C : H = b M^a$, следует определить величины постоянных a и b (подставляя значения C , H и M крайних членов серии для расчета a и средних членов серии — для b). Затем, задавая целочисленные значения M , подсчитать H и C . По полученным данным построить теоретические кривые, которые должны согласовываться с фактическими.

На рис. 8 приведены кривые (C, M) и (H, M) , рассчитанные по постоянным a и b , определенным из значений C , H и M 1, 9 и 7-го анализов. На эти кривые нанесены фактические значения C , H и M , приведенные в виде таблицы на том же рисунке.

Анализы 1, 2, 6, 7, 8 и 9 точно ложатся на рассчитанные кривые, а анализы 3, 4 и 5 несколько отклоняются. Это можно объяснить тем, что пироксенит (1), меланкратовое габбро (2), щелочное габбро (6), сиенит (7), щелочной сиенит (8) и фойяит (9) являются продуктами магматической кристаллизационной дифференциации расплава; в то время как мезократовое габбро (3), лейкократовое габбро (4) и анортозит (5) являются дифференциатами габбрового расплава, образовавшимися на месте внедрения интрузии.

Следует отметить одну интересную особенность анортозитов: кальций анортозитов ведет себя как щелочи и $C = \varphi'(M)$ лежит на кривой (H, M) , а щелочи как кальций других пород и $H = \varphi''(M)$ лежит на кривой (C, M) .

Кроме того, у каждого анализа кривой (C, M) приведены значения $F = \text{Fe}^{+3} : \text{Fe}^{+2}$, отражающие окислительно-восстановительные условия дифференциации магмы. Даже по величинам F четко различаются два направления дифференциации: основное с F от 0,38 до 0,32 и щелочное с F от 0,48 до 0,72.

По отношению $M_m : C_{\text{max}} = 0,47$ анализируемый комплекс относится к норитовой серии магматических пород. Сочетание средних значений M_m (26,5) и C_{max} (56,5) свидетельствует о среднем температурном градиенте (T'') и нормальном ходе магматической кристаллизационной дифференциации [6].

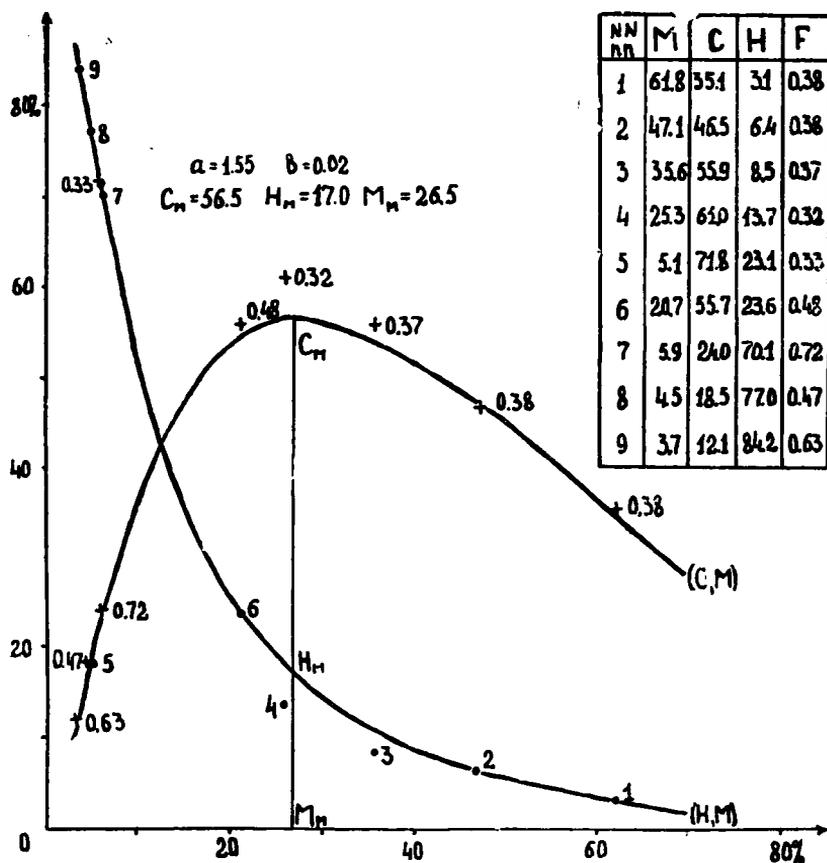


Рис. 8. График кривых (C, M) и (H, M) , вычисленные значения постоянных a и b , C , H и M для пород комплекса.

Таким образом, генетическое родство образований Кийского габбро-сиенитового магматического комплекса с несомненностью подтверждается и петрохимическими диаграммами (рис. 6, 7 и 8).

Приношу благодарность М. П. Кортусову за предоставленный материал и за ценные советы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бочвар А. А. Новые методы точного изображения состава поликомпонентных систем на плоскости. Изв. АН СССР, отн., № 12, 1944.

2. Кортусов М. П. О габбро-сиенитовом интрузивном комплексе Маринской тайги (Кузнецкий Алатау). Сб. «Мат-лы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири». Изд-во Томского университета, Томск, 1962.
 3. Кортусов М. П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный комплекс Маринской тайги (Кузнецкий Алатау). Сб. «Магм. комплексы Алтае-Саянской складч. области». Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, вып. 33, 1963.
 4. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Маринской тайги (Кузнецкий Алатау), т. II, (в печати).
 5. Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. ин-та физ.-хим. анализа, т. II, вып. 2, 1924.
 6. Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. «Сов. геология», 1965, № 10.
 7. Певзнер Р. Л. и Бережной А. С. Об изображении поликомпонентных систем по методу А. А. Бочвара для целей технологии силикатов. Изв. АН СССР, отн., № 1, 1947.
-

СРАВНИТЕЛЬНОЕ СТАТИСТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА И ОЛИГОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

В. В. ХАХЛОВ

Статистические методы изучения вещественного состава горных пород начинают приобретать сейчас исключительно важное значение. Недооценка статистических приемов обработки полученных материалов иногда приводит исследователей к выводам, достоверность которых является только кажущейся. Используемые ими при этом различные характеристики пород и особенно их средние значения сравниваются без всякого учета существенности их различий и каждое наблюдаемое различие средних оценивается как закономерно существующее явление, не связанное с законами случайной изменчивости. Особенно это касается изучения химического состава осадочных горных пород, относительно которых почему-то принято считать, что приведение одних только средних показателей является достаточным для обоснования самых разнообразных палеоклиматических, палеогеографических, генетических и других, иногда весьма ответственных выводов.

В настоящее время вопросы применения математической статистики в геологических исследованиях все чаще начинают освещаться в печати (Д. А. Родионов, 1961, 1963, 1964; А. Б. Вистелиус, 1956, 1957 и другие).

Большое внимание этим методам уделяется при проведении геохимических поисков, различных петрографо-минералогических и геохимических исследований. Однако и в последнем случае это главным образом касается эндогенного породо- и минералообразования.

Среди осадочных пород, на наш взгляд, самого серьезного внимания заслуживает группа глинистых пород. Это прежде всего объясняется тем, что глинистые осадки в своем вещественном составе наиболее отчетливо и выдержанно могут отразить многие особенности времени своего образования. Можно ожидать, что именно в глинистых породах можно будет уловить признаки интенсивности миграции того или иного элемента, его способности к концентрации или рассеянию в данный период времени и в данной фациальной обстановке. В этих же породах должны как-то отразиться особенности климата и характера выветривания на близлежащих участках континента и др.

Весьма важным, по нашему мнению, является установление определенных характеристик распределения элементов, свойственных для таких периодов времени, когда где-то одновременно с глинистыми породами происходило накопление, например, железа, марганца и фосфора. Какими признаками характеризуется химический состав этих глинистых пород и не отличаются ли они как-то от подобных же глинистых отложений, образованных в «безрудные» периоды времени?

В настоящее время для Западно-Сибирской низменности в связи с изучением разнообразных особенностей ее геологического строения, связанных с решением проблемы нефтегазоносности этой территории, выполнены довольно значительные объемы химических анализов. Результаты обобщения этих наблюдений приводятся и используются для решения различных вопросов в работах В. П. Казаринова (1958); Т. И. Гуровой и В. П. Казаринова (1962); А. Э. Конторовича (1961, 1963) и др. авторов. Однако приводимый в этих работах фактический материал по характеру обработки не дает возможности достаточно уверенно использовать его. Это прежде всего объясняется тем, что основным и единственным способом обработки является только расчет одних величин средних содержаний, что не дает никаких оснований для оценки достоверности наблюдаемых различий. Сами по себе средние характеристики содержаний различных элементов, несомненно, имеют определенное значение. Но без проведения необходимого статистического изучения их значения приобретают характер частных, случайных наблюдений, не дающих возможности достаточно обоснованно и надежно использовать эти показатели для выяснения особенностей истории геологического строения Западно-Сибирской низменности.

Приведем один пример, достаточно наглядно подтверждающий необходимость статистической обработки подобных материалов.

В одной из работ (Т. И. Гурова, В. П. Казаринов, 1962) приводятся данные (стр. 210—212) по содержанию общего железа в породах мезозоя и палеогена Западно-Сибирской низменности, которые затем позволяют авторам говорить о наличии максимумов и минимумов в содержаниях этого компонента и сделать вывод о приуроченности повышенных содержаний железа к верхним горизонтам осадочных серий. Попытаемся рассмотреть достоверность различия одного минимума (валанжин) и одного максимума (эоцен) с точки зрения статистических методов. Прежде всего следует заметить, что средние содержания окиси железа были получены путем усреднения средних содержаний по отдельным скважинам. Подобная методика (не учитывающая число проб по скважинам) вполне оправдана, так как она делает выборку более равномерной по площади. Однако в этом случае расчет средних содержаний основывается на более ограниченном числе наблюдений. Для определения достоверности разницы содержаний необходимо определить ряд статистических показателей, что легко делается по материалам Т. И. Гуровой, В. П. Казаринова. Основными из них являются:

1. Среднеквадратическое отклонение, которое рассчитывается по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n - 1}}, \text{ где}$$

σ — среднеквадратическое отклонение;

x — значения признака (в данном случае среднее содержание окиси железа в отдельной скважине);

\bar{x} — среднее значение признака;

n — число наблюдений.

2. Средняя ошибка средней арифметической $S_{\bar{x}} = \frac{\sigma}{\sqrt{n}}$. Этот показатель позволяет определить возможные значения среднего генеральной совокупности с принятым уровнем вероятности.

3. Достоверность различия средних показателей:

$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{S_{\bar{x}_1}^2 - S_{\bar{x}_2}^2}}$, где t — нормированное отклонение, позволяющее

определить вероятность, с которой достоверно наблюдаемое различие.

Если обозначить через n_1 , \bar{x}_1 , σ_1 , $S_{\bar{x}_1}$ показатели валанжина, а через n_2 , \bar{x}_2 , σ_2 , $S_{\bar{x}_2}$ — эоцена, то их значения после расчета будут следующими:

$$n_1 = 15; \bar{x}_1 = 4,9\%; \sigma_1 = 1,8\%; S_{\bar{x}_1} = 0,46\%$$

$$n_2 = 13; \bar{x}_2 = 5,4\%; \sigma_2 = 2,4\%; S_{\bar{x}_2} = 0,66\%.$$

Отсюда $t = \frac{0,5}{0,8} = 0,62$.

Такое значение величины нормированного отклонения соответствует вероятности (даже если пренебречь малыми числами n) 0,45.

В статистике обычно за минимальный уровень достаточной вероятности различия принимается вероятность 0,95. Проведенный расчет позволяет считать, что сравниваемые возрастные группы не отличаются достоверно между собой по содержаниям окиси железа. Можно говорить только о разнице в содержаниях железа в самых изученных скважинах (в частных выборках). Переносить же наблюдаемое различие на валанжин и эоцен Западно-Сибирской низменности нет пока достаточных оснований.

Подобные расчеты можно было бы сделать и по всем остальным возрастным группам пород, что позволило бы более обоснованно делать различные выводы.

Нужно иметь в виду, что методика статистических расчетов, связанная с определением необходимых параметров и оценкой наблюдаемых различий, может быть достаточно правильной, если она будет применяться с учетом типа распределения случайных величин. В настоящее время уже можно считать установленным, что распределение различных признаков геологических объектов наблюдений подчиняется двум основным законам распределения — нормальному и логнормальному. В зависимости от того, какому из этих типов распределения соответствует фактически наблюдаемое распределение случайной переменной, и должно проводиться определение статистических параметров. В случае нормального распределения все расчеты ведутся непосредственно с самими значениями признака, а при логнормальном — с логарифмами этих же значений. Логнормальное распределение и его особенности изложены в работах Н. К. Разумовского (1939, 1941) и др.; Д. А. Родионова (1961, 1963, 1964) и других авторов. Необходимость определения типа распределения изменяющихся величин не может сейчас подвергаться сомнению. Однако и здесь можно наблюдать, когда в своих исследованиях авторы зачастую пренебрегают этим и приводят самые различные расчеты, даже не задумываясь над характером фактически наблюдаемого ими распределения.

Излагаемая в настоящей статье методика обработки фактического материала не представляет из себя трудностей для читателя, знакомого с основами вариационной статистики. Однако несомненно, что полное незнание статистических методов вызовет определенные недоумения и неясности, для выяснения которых можно рекомендовать познакомиться с весьма доступными по характеру изложения книгами П. Ф. Рокицкого (1961) и Н. А. Плохинского (1961).

Переходя к изложению материала, необходимо прежде всего остановиться на характеристике особенностей пород верхнего мела и палеогена, выбранных нами в качестве объекта исследований, и на некоторых чертах самих совокупностей.

Для изучения взяты симоновская свита верхнего мела (сеноман — турон) и новомихайловская свита (средний олигоцен). Площадь исследований охватывает междуречье рек Томи и Чулыма и находится на стыке структур Колывань-Томской складчатой зоны и Западно-Сибирской низменности. Обе свиты в этом районе сложены аллювиальными и озерными песчано-глинистыми рыхлыми отложениями, имеющими весьма широкое распространение. Обращают на себя внимание следующие особенности времени формирования этих свит.

Симоновская свита, по мнению ряда авторов (Ю. П. Казанский, 1963; В. П. Казаринов, 1958), сформировалась в период интенсивного развития процессов выветривания, о чем свидетельствует пестроцветность и каолиновый состав глинистых фракций континентальных осадков и присутствие кварцевых и полевошпато-кварцевых песков. Новомихайловская свита накапливалась в обстановке некоторого усиления эрозионной деятельности, при значительном ослаблении процессов химического выветривания. С точки зрения климатических особенностей эти обе свиты формировались примерно в одинаковых условиях и отсутствие коры выветривания в среднем олигоцене скорее всего связывается с оживлением положительных тектонических подвижек. Вот на эти особенности необходимо обратить внимание и попытаться использовать их для анализа изучаемого материала.

Теперь перейдем к вопросу, на который обычно не обращают должного внимания, а подчас и полностью игнорируют при подобных работах. Речь идет о том, можем ли мы выводы, полученные при статистическом изучении имеющегося в нашем распоряжении материала, переносить на характеристику глинистых пород самих свит. Кажется бы, что этот вопрос не является сложным и решается главным образом числом проведенных анализов. Но это далеко не так. Вот здесь-то и необходимо кратко остановиться на характеристике выборочной и генеральной совокупностей. Возникает вопрос. А действительно ли при геологических исследованиях необходимо хорошо и отчетливо представлять эти два статистических понятия? И какие ошибки возможны, если исследователь слабо разбирается в этих определениях?

Под генеральной совокупностью понимается все множество изучаемых объектов, причем объем этого понятия определяется задачами исследования. В нашем случае под генеральной совокупностью нужно понимать бесконечно большое число анализов глинистых пород симоновской (или новомихайловской) свиты изученной площади. В действительности при любых исследованиях невозможно иметь такого числа анализов и о генеральной совокупности судят по ограниченному, сравнительно небольшому числу наблюдений. Это ограниченное число наблюдений и представляет из себя выборочную совокупность, которая, как правило, в силу большого числа причин по своим показателям не может точно соответствовать подобным же показателям генеральной совокупности. Эти причины можно разбить на две группы.

Первая группа причин вызывается тем, что при отборе выборочной совокупности она по своим показателям будет смещенной (Ф. Йейтс, 1965) по сравнению с такими же показателями генеральной совокупности. Это смещение, которое часто может носить систе-

матический характер, не будет обязательно уменьшаться при увеличении выборки.

Ф. Йейтс (1965) считает самым простым и единственно надежным способом избежать смещения — это извлекать выборку в совершенно случайном порядке. Однако этот же автор предупреждает, что случайный отбор — это не беспорядочный отбор и случайную выборку можно получить только при соблюдении определенной методики. Эта группа ошибок часто порождается тенденциозностью, предвзятостью при отборе выборки. При геохимических исследованиях подобные ошибки могут возникать из-за неравномерности опробования как по мощности, так и по площади изучаемого объекта, из-за включения в выборку таких проб, которые обращают на себя внимание по какому-то признаку. В некоторых случаях в выборку могут попасть пробы из другой совокупности, что может быть связано с трудностями стратиграфического расчленения, с наличием переходных групп пород, с влиянием эпигенетических процессов и т. д.

Вторая группа ошибок — это ошибки так называемой репрезентативности. Эти ошибки носят случайный характер и уменьшаются при увеличении объема выборочной совокупности. Причина их заключается в том, что невозможно при изучении какой-то части генеральной совокупности получить материалы, отвечающие всей ее характеристике. Поэтому следует помнить, что при любых геохимических исследованиях полученные результаты не могут без соответствующей оценки переноситься на генеральную совокупность. Роль статистических методов как раз часто и сводится к тому, чтобы на основании изучения выборки дать возможные границы того или другого признака генеральной совокупности.

Для составления выборок по глинам симоновской и новомихайловской свит использовались материалы различных съемочных и поисково-разведочных партий, проводивших работы на изученной территории. Материалы каждой такой партии рассматривались как частные выборки и изучались отдельно с целью выяснения статистических параметров и сравнения между собой. Затем проводилось изучение общих объединенных выборок, которые и давали основные статистические показатели.

Всего при изучении использовалась 471 проба, из которых 171 характеризовали глины симоновской свиты, а 300 проб — такие же породы новомихайловской свиты. Все рассчитанные статистические показатели для изучаемых выборок приведены в табл. 2, а в табл. 1 даются такие же показатели по четырем компонентам для частных выборок новомихайловской свиты. Характеристика частных выборок симоновской свиты нами здесь не приводится, так как она частично дана ранее (Хахлов, 1965). Данные, приведенные в табл. 1, с достаточной очевидностью свидетельствуют о том, что ни одна из этих отдельных выборок не дает достаточно определенного представления о среднем содержании того или иного компонента в самих глинах новомихайловской свиты всей изучаемой площади. Об этом свидетельствуют довольно часто встречающиеся большие значения нормированного отклонения, позволяющие утверждать наличие существенных расхождений между средними содержаниями. Из этих цифр следует, что каждая в отдельности взятая частная выборка обладает значительным смещением относительно характеристики всех глин новомихайловской свиты (т. е. она значительно смещена относительно значений генеральной совокупности). По-видимому, следует заметить, что даже такие, казалось бы, весьма однообразные породы, как гли-

ны, не могут быть достаточно надежно охарактеризованы путем отбора проб с ограниченной площади. Возьмем для примера средние содержания окиси железа. Подсчитанные средние содержания его колеблются от 2,3 до 7,4 %. Достоверность различия этих средних

Таблица 1

Основные статистические показатели частных выборок новомихайловской свиты

Компоненты	Условн. № частной выборки	Число проб, n	Средн. содержание, \bar{x}	Стандартное отклонение, σ	Средняя ошибка $S_{\bar{x}}$	Коэффициент изменчивости, $C V$	Достоверные различия средних t и P
1	2	3	4	5	6	7	8
Al_2O_3	1	66	18,1	4,2	0,52	23,2	1 и 2 выб.
	2	171	18,7	3,1	0,23	16,3	1,1 t ; $P = ,73$ 0
	3	24	18,1	2,3	0,47	12,7	2 и 4 выб.
	4	14	17,4	1,8	0,49	10,3	2,4 t ; $P = 0,98$
	5	25	18,6	2,7	0,54	14,5	4 и 5 выб. 1,7 t ; $P = 0,91$
Fe_2O_3 (общее)	1	66	3,21	1,2	0,15	37,4	1 и 2 выб.
	2	171	2,3	1,55	0,12	68,0	4,7 t ; $P > 0,999$
	3	24	4,3	0,9	0,18	21,0	2 и 5 выб.
	4	14	6,16	1,9	0,51	30,6	8,3 t ; $P > 0,999$
	5	25	7,4	3,0	0,60	40,5	3 и 4 выб. 3,5 t ; $P > 0,999$
SiO_2	1	66	64,2	8,9	1,1	14,0	1 и 2 выб.
	2	171	66,0	5,3	0,4	8,0	1,5 t ; $P = 0,86$
	3	24	63,2	4,6	0,9	7,3	2 и 5 выб.
	4	14	61,1	4,0	1,0	6,5	9,1 t ; $P > 0,999$
	5	25	58,6	3,5	0,7	6,0	3 и 5 выб. 3,7 t ; $P > 0,999$
TiO_2	1	66	0,81	0,18	0,02	22,2	1 и 2 выб.
	2	171	0,75	0,15	0,01	20,0	2,7 t ; $P = 0,99$
	3	24	1,23	0,13	0,03	10,6	2 и 3 выб.
	4	14	1,19	0,16	0,04	13,4	15 t ; $P > 0,999$
	5	25	1,16	0,10	0,02	8,6	3 и 5 выб. 2 t ; $P = 0,95$

значений между собой весьма большая и вероятность того, что это различие действительно существует, превышает такую высокую вероятность, как 0,999.

Из всего этого можно уже сейчас сделать вывод о том, что геохимическое изучение даже однотипных осадочных пород должно проводиться при достаточном количестве проб, а взятые выборки будут характеризовать только территории, на которых они были отобраны. В нашем исследовании (это еще раз нуждается в пояснении) все рассуждения будут касаться площади междуречья рек Томи и Чулыма. На других площадях глины изучаемых двух свит могут оказаться другими по особенностям химического состава.

Перейдем теперь к анализу статистических показателей табл. 2 и дадим краткую методику составления нами уравновешенных выборок.

При изучении глин новомихайловской свиты было использовано 300 химических анализов, которые были получены путем объединения пяти частных выборок, количество проб в которых изменялось от 14 до 171 (см. табл. 1). Такое же неодинаковое число проб имели четыре частных выборки симоновской свиты (109, 22, 23 и 17 проб). В обоих случаях частные выборки характеризовали различную площадь и различались территориально. Поэтому при объединении их в одну выборку большое значение имели характеристики тех частных выборок, которые отличались большими количествами проб. Ясно, что в таком случае основные выборки оказывались смещенными в сторону показателей наиболее объемистых частных выборок.

Для составления уравновешенных выборок нами было условно принято, что число проб в каждой частной выборке равнялось 25, а все остальные показатели (среднее содержание окисла и среднеквадратическое отклонение) остались без изменений. При таком допущении, конечно, вводилась некоторая ошибка, но ее величина должна была уменьшаться за счет уравновешивания частных выборок по числу проб. Так как эти ошибки невозможно было определить, нами даются в табл. 2 как показатели обычных, так и уравновешенных выборок, что позволяло провести их сопоставление.

Следует подчеркнуть, что, несмотря на некоторую условность подобного уравновешивания, оно позволило более объективно оценить статистические показатели неуравновешенных общих выборок.

Анализ цифр, приведенных в табл. 2, прежде всего свидетельствует о том, что средние содержания большинства компонентов в свитах достаточно отличаются между собой. Содержания Fe_2O_3 , SiO_2 и CaO в свитах характеризуются весьма высоким уровнем вероятности достоверности различия (0,999), причем этот уровень наблюдается как в обычных, так и в уравновешенных выборках. Если за достаточный уровень достоверности различия принять вероятность 0,99, то его значениям почти отвечают различия в содержаниях Al_2O_3 .

В отношении MgO можно только заметить, что по средним содержаниям этого компонента различия в свитах становятся менее существенными, так как в уравновешенных выборках различие достоверно только с вероятностью 0,95, хотя подобная вероятность достоверного различия часто является достаточной при обычных статистических исследованиях.

Интересные результаты дали расчеты таких же показателей для TiO_2 . В обычных выборках свиты достаточно надежно отличались по средним содержаниям этого окисла (вероятность достоверного различия больше 0,999). Однако для уравновешенных выборок это различие не доказывалось и отличалось крайне низким уровнем вероятности. Вот этот случай как раз и показывает на необходимость подобного условного уравновешивания выборок и дает основание счи-

Таблица 2

Основные статистические показатели глин симоновской и новомихайловской свит

Компоненты	Условн. № вы-борки	Число проб, n	Средн. содержание, \bar{x}	Станд. отклон. σ	Средн. ошибка, $S\bar{x}$	Кoeff. измен. CV	Достоверн. различия, t и P
Al ₂ O ₃	1	300	18,4	3,8	0,22	20,7	2,3 t
	2	171	17,8	2,2	0,17	12,2	$P=0,98$
	3	125	18,2	2,8	0,25	15,6	2,5 t
	4	100	17,4	2,4	0,24	13,5	$P=0,99$
Fe ₂ O ₃ (общее)	1	300	3,25	2,3	0,13	70,8	14 t
	2	171	7,93	3,8	0,29	47,5	$P>0,999$
	3	125	4,67	2,6	0,24	55,6	7,5 t
	4	100	8,09	4,0	0,40	49,5	$P>0,999$
SiO ₂	1	300	64,5	6,2	0,36	9,4	9 t
	2	171	59,7	4,9	0,37	8,2	$P>0,999$
	3	125	62,6	5,9	0,50	9,4	3,3 t
	4	100	60,3	5,5	0,50	9,1	$P>0,999$
TiO ₂	1	300	0,85	0,23	0,01	27,0	4 t
	2	171	1,03	0,15	0,01	14,5	$P>0,999$
	3	125	1,03	0,25	0,02	24,2	0,5 t
	4	100	1,02	0,14	0,01	13,7	$P=0,38$
CaO	1	300	1,22	0,33	0,02	26,2	10 t
	2	149	0,85	0,37	0,03	43,5	$P>0,999$
	3	125	1,27	0,36	0,03	27,6	10,6 t
	4	100	0,74	0,41	0,04	54,0	$P>0,999$
MgO	1	300	0,96	0,31	0,02	32,2	4,8 t
	2	149	1,22	0,56	0,05	45,8	$P>0,999$
	3	125	0,96	0,33	0,03	34,2	2 t
	4	100	1,08	0,56	0,06	52,0	$P=0,95$

Примечание. Выборки 1 и 3 — глины новомихайловской свиты
 Выборки 2 и 4 — глины симоновской свиты
 (выборки 3 и 4 — уравновешенные_выборки)

тать, что по средним содержаниям TiO_2 глинистые породы свит не отличаются достоверно друг от друга. Весьма интересно здесь же обратиться к другим показателям. Взять, например, коэффициент изменчивости, который характеризует интенсивность вариации и позволяет сравнивать между собой различные окислы. Ведь, если рассматривать такие относительно более устойчивые при выветривании и малоподвижные окислы, как Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 , то выясняется, что во всех случаях и для всех типов выборок всегда эта величина более значительна для глин новомихайловской свиты. Для более подвижных компонентов (CaO и MgO) наблюдается как раз противоположное соотношение. Это не может оцениваться как случайность и должно быть связано с особенностями образования глинистых пород свиты.

До настоящего времени мы проводили сопоставление показателей отдельных частных и общих выборок. Можно еще привести рассчитанные величины коэффициентов вариации между частными выборками (табл. 3). Соотношение величин этого показателя в симоновских и новомихайловских глинах в этой таблице (за исключением Al_2O_3) такое же, как и для внутригрупповой изменчивости объединенных выборок.

Таблица 3

Межгрупповые коэффициенты вариации для уравновешенных выборок

Свиты	Компоненты					
	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	SiO_2	CaO	MgO
Новомихайловская	2,5	20,4	38,0	4,2	9,5	8,3
Симоновская	6,7	2,0	10,7	2,1	28,4	18,5

Получается, что степень колеблемости признаков между группами для глин каждой свиты различная, и новомихайловские глины отличаются по этому признаку более контрастным распределением компонентов, слабоподвижных в условиях земной поверхности, и более сглаженными колебаниями CaO и MgO , чем глины симоновской свиты.

Некоторые закономерности в особенностях распределения компонентов можно вскрыть, если проанализировать коэффициенты корреляции, которые были рассчитаны для 154 проб глин симоновской свиты и для 171 пробы новомихайловских глин. Для этого расчета были использованы три частные выборки по симоновской свите и одна — по новомихайловской. Эти коэффициенты приведены в табл. 4, причем при данном количестве проб все коэффициенты, превышающие значения 0,3, достоверны с высоким уровнем вероятности (более 0,999). В приведенных величинах этих коэффициентов сразу же обращает на себя внимание то, что для глин новомихайловской свиты чаще всего величина этого показателя или мало достоверна, или равна нулю. Другими словами, характерной чертой глин этой свиты является почти полное отсутствие корреляционной зависимости между основными окислами. Причины появления корреляционных коэффициентов, свидетельствующих о наличии и силе прямой или обратной связи, главным образом можно связать с различиями основных форм переноса того или иного компонента.

Если предположить, что изучаемые глины отличались по своему гранулометрическому составу и в одних пробах преобладали тонкодисперсные фракции, а в других присутствовали в повышенных количествах алевритовые и песчанистые, то наличие, например, положительной и достоверной корреляции CaO и MgO могло вызываться тем,

Таблица 4

Значения коэффициентов корреляции между основными компонентами глинистых пород

Fe_2O_3 Al_2O_3	SiO_2 Al_2O_3	TiO_2 Al_2O_3	SiO_2 Fe_2O_3	TiO_2 Fe_2O_3	TiO_2 SiO_2	CaO MgO
-0,50	0	+0,38	-0,59	-0,38	+0,24	+0,33
0	-0,72	0	-0,22	-0,08	-0,08	+0,37

Примечание. В числителе — глинистые породы симоновской свиты, в знаменателе — новомихайловской.

что основными минеральными видами, с которыми происходил совместный перенос этих комплексов, были, вероятно, гидрослюды. Их же содержание зависело от степени дифференциации материала, и чем больше в пробах оказывалось глинистых фракций, тем больше они содержали кальция и магния. Этой же причиной можно довольно хорошо объяснить высокую обратную корреляцию между глиноземом и кремнеземом в глинах новомихайловской свиты и такую же корреляцию между кремнеземом и железом в глинистых породах симоновской свиты. Но тогда становится совершенно непонятным, почему глины симоновской свиты, для которой характерен кварцевый состав песчано-алевритовых фракций, отличаются полным отсутствием отрицательной корреляции между Al_2O_3 и SiO_2 и достаточно высокой обратной зависимостью между Fe_2O_3 и Al_2O_3 . Ведь главными формами переноса последней пары окислов, да еще особенно во время интенсивных процессов выветривания, должны были быть коллоидные частицы, механическое осаждение которых должно было происходить совместно.

Дальнейшие рассуждения о причинах появления тех или иных значений коэффициентов корреляции пока проводить не целесообразно, так как для проведения подробного и достаточно убедительного анализа необходимо иметь хотя бы какие-то возможности сравнения полученных материалов с другими объектами исследований. Но следует обратить внимание на два обстоятельства. Во-первых, на то, что глины симоновской свиты, образованные в период интенсивного выветривания, отличаются в целом более выдержанной корреляцией между компонентами по сравнению с такими же породами, образовавшимися во время ослабления этих процессов. Во-вторых, необходимо иметь в виду, что коэффициенты корреляции ниже 0,5 вообще указывают на слабую корреляционную зависимость между признаками. П. Ф. Рокицкий (1961) отмечает, что степень «связанности» в изменчивости двух величин более правильно измерять квадратом коэффициента корреляции. Нельзя представлять себе, что при $r = 0,3$ уже 30% всей изменчивости одного признака вызвано изменением другого. В данном примере такая связь достигает всего около 10%. Все это говорит о том, что не всегда бывает возможным вскрыть легко причины появления низких и в то же время достоверных значений коэффициента корреляции между содержаниями двух окислов, да еще в случае, когда изучаемая порода малодоступна для обычного мине-

ралого-петрографического изучения. Однако это не значит, что выявление связей между компонентами не даст ощутимых результатов. При достаточно широкой постановке подобных геохимических исследований по ряду статистических показателей и в том числе по коэффициентам корреляции, вероятно, можно будет решать весьма интересные задачи. Ведь даже приводимые здесь материалы уже сейчас позволяют задуматься над таким вопросом. А не являются ли различия в значениях коэффициентов корреляции между симоновскими и новомихайловскими глинами следствием более значительной роли при образовании пород симоновской свиты продуктов химического выветривания? Может быть, как раз во время отложения пород этой свиты наряду с механической дифференциацией материала, приобрело более значительную роль влияния физико-химической обстановки. Различные сочетания этих двух способов дифференциации переносимого материала могли по-разному отразиться на корреляционных соотношениях отдельных компонентов и создать наблюдаемую «пестроту» их значений.

При изложении всех материалов рассуждения и методы расчета основывались на том, что для основных компонентов глинистых пород распределение подчиняется нормальному закону. Для установления степени соответствия фактического распределения теоретическому были проведены расчеты критерия Пирсона (хи-квадрат) и критерия лямбда (критерия А. Н. Колмогорова). Кроме этого, были построены графики фактического распределения, что давало также некоторый материал для более правильной оценки типа распределения. В настоящей статье мы не будем приводить этих графических материалов и значений рассчитанных критериев. Этот материал будет изложен отдельно. Однако здесь необходимо отметить, что график распределения различных компонентов двух свит (за исключением окиси железа) имеет достаточно симметричный характер, а величины рассчитанных хи-квадрат и лямбды в большинстве случаев позволяют считать распределения нормальными. Относительно Fe_2O_3 только следует заметить, что распределение этого компонента, особенно для новомихайловской свиты, скорее всего логнормальное.

При соответствующих пересчетах приводимые в настоящей статье средние содержания Fe_2O_3 могут несколько измениться, но наблюдаемое соотношение этих величин в симоновской и новомихайловской свитах будет примерно таким же.

Сравнительное исследование особенностей химического состава континентальных глинистых пород, сформированных при различной интенсивности процессов выветривания, позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Применение статистической оценки рассчитанных величин средних содержаний свидетельствует о наличии достоверных различий в химическом составе изученных двух групп глинистых пород. В рассматриваемом случае глины, сформированные при более интенсивном выветривании, с большой вероятностью характеризуются более высокими содержаниями Fe_2O_3 и пониженными количествами SiO_2 и CaO .

2. Интересная закономерность проявляется в соотношении величин коэффициентов изменчивости, характеризующих колеблемость наблюдаемых содержаний. Для новомихайловских глин (они сформировались при ослаблении химического выветривания) наиболее высокие значения этого статистического показателя свойственны таким малоподвижным компонентам, как Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 и TiO_2 . Такие же подвижные окислы, как CaO и MgO , наоборот, в этом случае от-

личаются более низкими значениями коэффициента вариации. Напрашивается вывод о том, что в континентальных условиях степень колеблемости содержаний малоподвижных окислов находилась в обратной зависимости от интенсивности процессов химического выветривания.

3. Расчет коэффициентов корреляции между окислами также подтверждает наличие различий в распределении компонентов. Для глин симоновской свиты корреляционные соотношения в целом выражены более отчетливо, что также может быть связано с повышенной интенсивностью выветривания.

4. В настоящее время настала необходимость (имеется в виду изучение распределения элементов в осадочных породах) предложить хотя бы минимум статистических параметров, которые обязательно необходимо приводить в работах, где выводы основываются на изучении химического состава и где проводится какое-либо сопоставление пород, различных по составу, возрасту, происхождению и пр.

К таким необходимым статистическим показателям, по нашему мнению, необходимо отнести:

1. Определение соответствия наблюдаемого типа распределения теоретическому (установление закона распределения).

2. Результаты расчета средних величин.

3. Характеристику колеблемости изучаемого признака (среднеквадратическое отклонение, средняя ошибка среднего показателя).

4. Определение достоверности различия сравниваемых средних величин.

Приведенный перечень является далеко не полным. В отдельных случаях его следует дополнять расчетами корреляционных коэффициентов, коэффициентов изменчивости и другими показателями. Однако даже выполнение при геохимических исследованиях осадочных пород этих минимальных объемов статистической обработки, с одной стороны, может подтвердить те или иные выводы исследователя, а с другой — не дает ему возможности необоснованно и преждевременно делать заключение о наличии каких-либо закономерностей на таких показателях, различие которых является случайным. Ясно, что такой подход к изучению осадочных пород может весьма положительно отразиться в решении самых различных сторон всей теории литогенеза и позволит избежать неправильного освещения отдельных решаемых вопросов.

ЛИТЕРАТУРА

Вистелнус А. Б. Проблема изучения связи в минералогии и петрографии. Зап. Всес. мин. общ., № 1, 1956.

Вистелиус А. Б. Расчленение немых толщ по количественным минералогическим, петрографическим или химическим признакам. Зап. Всес. мин. общ., № 1, 1957.

Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.

Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые осадочные формации Среднего Приобья. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1963.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.

Конторович А. Э., Бабина Н. М., Минина Л. Д. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений Туруханского и Напасского районов Западно-Сибирской низменности. «Геология и геофизика», 1961, № 6.

Конторович А. Э., Резапов А. Н., Садиков М. А. Некоторые черты геохимии мезозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды ин-та геологии и геофизики Сиб. отд. АН СССР, вып. 20, 1963.

Плохинский Н. А. Биометрия. Изд. Сиб. отд. АН СССР, 1961.

Разумовский Н. К. Механический состав россыпного золота и новые данные по методике подсчета запасов россыпей. «Золотая промышл.», 1939, № 12.

Разумовский Н. К. О значении логарифмически-нормального закона распределения частот в петрологии и геохимии. Докл. АН СССР, т. 33, № 1, 1941.

Родионов Д. А. К вопросу о логарифмически-нормальном распределении содержаний элементов в изверженных горных породах, «Геохимия», 1961, № 4.

Родионов Д. А. Применение математической статистики для обоснования некоторых петрографических и геохимических выводов. «Сов. геология», 1963, № 1.

Родионов Д. А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. Изд. «Наука», 1964.

Рокицкий П. Ф. Основы вариационной статистики для биологов. Изд. Белгос-университета, Минск, 1961.

Хахлов В. В. Некоторые итоги статистического изучения химического состава глинистых пород симоновской свиты (Томская область). Мат. по минер., петрогр. и полезным ископаемым Зап. Сиб. и Краснояр. края, вып. 3, Изд. Томского ун-та, 1965.

Иейтс Ф. Выборочный метод в переписях и обследованиях. Изд. «Статистика», 1965.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПО ПРОМЕЖУТОЧНЫМ ПОКАЗАТЕЛЯМ, ИЗМЕРЕННЫМ НА ПЛОСКОСТЯХ СПАЙНОСТИ

Ю. В. ИНДУКАЕВ, Г. С. КРАВЦОВ

Определение истинных значений трех главных показателей преломления двuosных минералов иммерсионным методом в ряде случаев оказывается затруднительным. Затруднения появляются всегда в тех случаях, когда плоскость оптических осей не совпадает с направлением спайности в минерале и образует с ней определенный угол. К таким минералам относятся многие силикаты и среди них такие важные группы, как пироксены и амфиболы. Зерна этих минералов в иммерсионном препарате, изготовленном по методу В. Б. Татарского, располагаются в основном на плоскости спайности по (110), тогда как плоскость оптических осей совпадает с (010). В таких зернах возможно определение лишь промежуточных показателей преломления Ng' и Np' .

Однако относительное постоянство углов спайности пироксенов, амфиболов и ряда других минералов и, следовательно, постоянство направления сечения эллипсоида оптической индикатрисы по отношению к кристаллографическим осям дает возможность найти аналитическую зависимость между наблюдаемыми в иммерсионном препарате промежуточными показателями преломления Ng' и Np' , измеренными на плоскостях спайности, и главными показателями преломления Ng , Np и Nm . Эта зависимость может быть отражена кривыми на диаграммах оптических свойств, приводимых в справочниках Трегера и Винчелла. В результате, имея на этих диаграммах кривые изменения промежуточных показателей преломления минералов с изменением их состава, можно определить и истинные показатели преломления и, следовательно, непосредственно судить о составе минерала. В случае одноосных минералов группы кальцита эта задача решена В. Б. Татарским [3]. Ниже излагается решение поставленной задачи для двuosных минералов групп амфибола и пироксена.

Выберем в пространстве прямоугольную координатную систему $ZOXY$, совместив направления ее осей с направлениями Ng , Nm , Np , и введем вместо показателей преломления обратные им величины $v_i = \frac{1}{Ni}$ ($i = g, m, p$). Тогда уравнение оптической индикатрисы как поверхности трехосного эллипсоида, может быть записано в виде:

$$v_g^2 x^2 + v_m^2 y^2 + v_p^2 z^2 = 1. \quad (1)$$

При определении показателей преломления по пластинке, выколотой вдоль спайности и расположенной нормально к падающему лучу, будут наблюдаться промежуточные показатели преломления N'_i и соот-

ветствующие им обратные величины v'_i . Уравнение плоскости спайности, проходящей через начало координат, запишем в виде

$$x \cos \xi_{13} + y \cos \xi_{23} + z \cos \xi_{33} = 0, \quad (2)$$

а уравнение луча S , падающего на эту плоскость,

$$\frac{x}{\cos \xi_{13}} = \frac{y}{\cos \xi_{23}} = \frac{z}{\cos \xi_{33}}, \quad (3)$$

где ξ_{13} , ξ_{23} и ξ_{33} — углы, образованные лучом с координатными осями. Совокупность уравнений (1) и (2) определяет в пространстве эллипс с полуосями N'_{n_1} и N'_{n_2} , соответствующими промежуточным показателям преломления в плоскости спайности, а пересечение луча S с поверхностью оптической индикатрисы дает возможность определить третий промежуточный показатель преломления по направлению $\vec{S} - N'_s$. Действительно, в результате совместного решения (1) и (3) получим

$$v'^2_s = v^2_g \cos^2 \xi_{13} + v^2_m \cos^2 \xi_{23} + v^2_p \cos^2 \xi_{33}. \quad (4)$$

Направления полуосей N'_{n_1} и N'_{n_2} совпадают с прямыми

$$\frac{x}{\cos \xi_{11}} = \frac{y}{\cos \xi_{21}} = \frac{z}{\cos \xi_{31}}, \quad (5)$$

$$\frac{x}{\cos \xi_{12}} = \frac{y}{\cos \xi_{22}} = \frac{z}{\cos \xi_{32}}, \quad (6)$$

которые образуют в пространстве с (3) систему трех взаимно ортогональных осей. Направляющие косинусы этих осей в исходной системе координат подчинены 9 уравнениям связи:

$$\left. \begin{aligned} \sum_{\substack{n=1 \\ \kappa=1}}^3 \cos \xi_{ni} \cos \xi_{ki} \Big|_{\substack{i \neq \kappa \\ i, \kappa=1, 2, 3}} &= 0 \\ \sum_{n=1}^3 \cos^2 \xi_{ni} \Big|_{i=1, 2, 3} &= 1 \\ \sum_{i=1}^3 \cos^2 \xi_{ni} \Big|_{n=1, 2, 3} &= 1 \end{aligned} \right\}. \quad (7)$$

В результате решения (5) и (6) с (1) получим

$$v'^2_{n_1} = v^2_g \cos^2 \xi_{11} + v^2_m \cos^2 \xi_{21} + v^2_p \cos^2 \xi_{31}, \quad (8)$$

$$v'^2_{n_2} = v^2_g \cos^2 \xi_{12} + v^2_m \cos^2 \xi_{22} + v^2_p \cos^2 \xi_{32}. \quad (9)$$

Составим сумму (4)+(8)+(9) с учетом уравнений связи (7):

$$v'^2_{n_1} + v'^2_{n_2} + v'^2_s = v^2_g + v^2_m + v^2_p = \text{const}. \quad (10)$$

Таким образом, сумма квадратов величин, обратных показателям преломления, определяемых по любым трем взаимно ортогональным направлениям в минерале, есть величина постоянная и не зависит от выбора этих направлений. Физически это соответствует инвариантности скорости распространения света в данном направлении независимо от выбора прямоугольной координатной системы. Из (10), в частности, следует что

$$v'^2_p = C - (v'^2_g + v'^2_m). \quad (11)$$

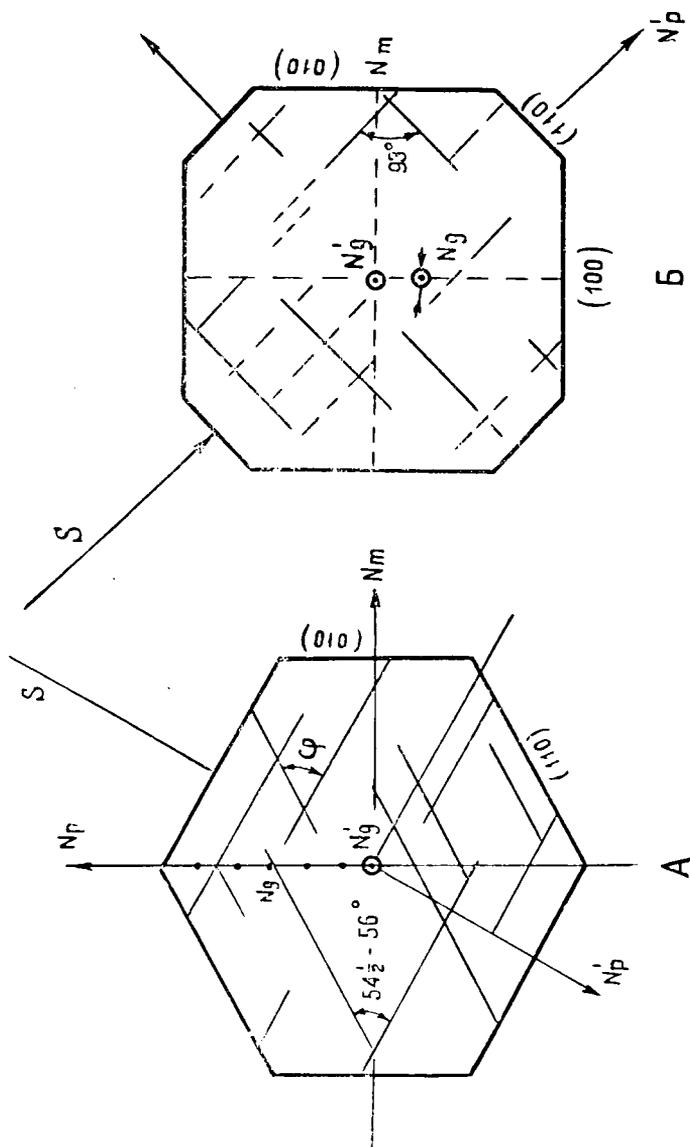


Рис. 1. Расположение кристаллографических и кристаллооптических осей и плоскостей спайности в минералах групп амфибола (А) и пироксена (Б)

Полученные формулы (4), (8) и (9) для практических расчетов неудобны, так как предполагают известным $\cos \xi_{ik}$, поэтому для перехода от v_i к v'_i ($i = m, g, p$) произведем двойное преобразование координат при неизменном расположении кристаллооптических осей индикатрисы. Выбор того или другого варианта преобразования зависит от особенностей расположения кристаллографических осей относительно плоскости спайности в минерале. В качестве примера рассмотрим связь $N_{g'}$, $N_{p'}$ с N_g и N_p для минералов группы амфибола и пироксена. Осо-

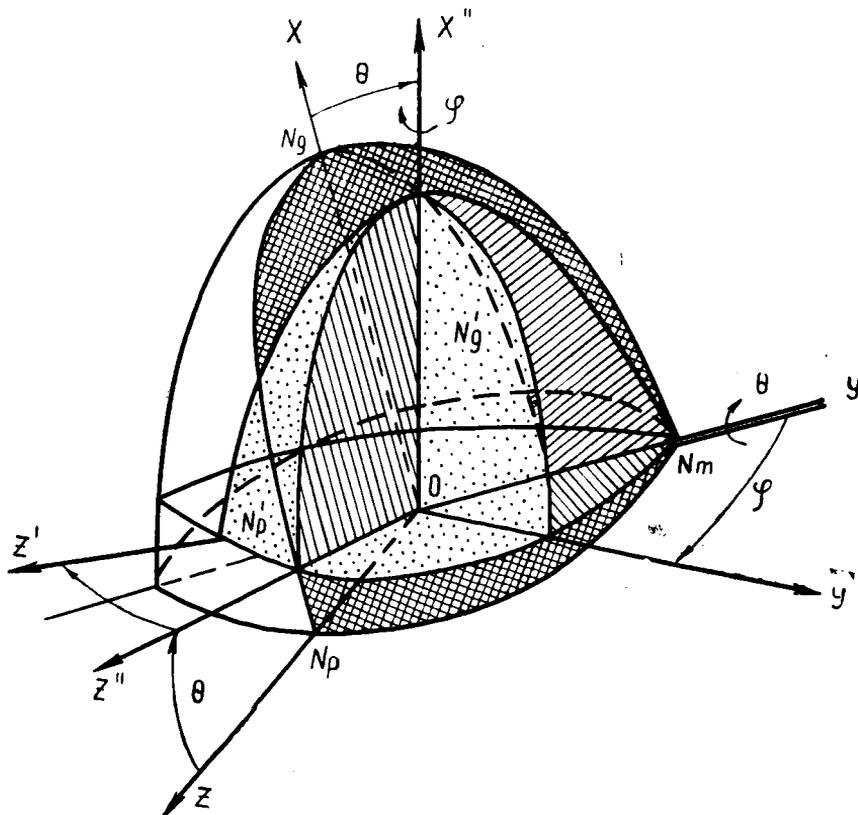


Рис. 2. Двойное преобразование координат.

бенности расположения кристаллооптических осей этих минералов относительно плоскости спайности приведены на рис. 1.

Произведем поворот координатных осей OX и OZ на угол $\theta = C \wedge N_g$ вокруг оси OY до совмещения оси OX с плоскостью спайности, что равносильно замене текущих координат X, Y, Z любой точки поверхности индикатрисы координатами X'', Y'', Z'' , определяемых соотношениями:

$$\begin{aligned} x &= x'' \cos \theta - z'' \sin \theta, \\ y &= y'', \\ z &= z'' \cos \theta + x'' \sin \theta. \end{aligned}$$

Тогда уравнение (1) принимает вид

$$v_g^2 x''^2 + v_m^2 y''^2 + v_p^2 z''^2 = 1, \quad (12)$$

где

$$\begin{aligned} v_g^2 &= v_g^2 + (v_p^2 - v_g^2) \sin^2 \theta \geq v_g^2; \quad v_m^2 = v_m^2; \\ v_p^2 &= v_p^2 - (v_p^2 - v_g^2) \sin^2 \theta \leq v_p^2. \end{aligned}$$

Второй поворот координатных осей OY'' и OZ'' произведем вокруг оси OX'' на угол $\pm\varphi$ до совмещения оси OY'' с плоскостью спайности, как показано на рис. 2.

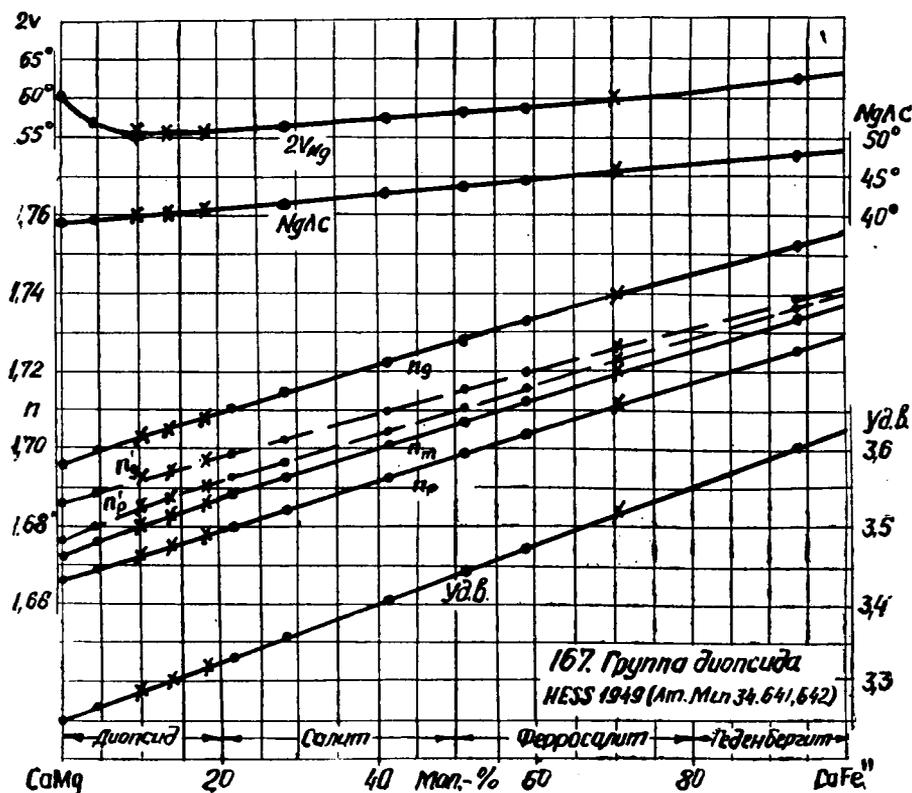


Рис. 3. Главные и промежуточные показатели преломления минералов ряда диопсида

В результате координатная система $Z''OX''Y''$ переходит в $Z'OX'Y'$ путем замены текущих координат x'', y'', z'' в (12) текущими координатами x', y', z' из соотношений:

$$\begin{aligned} x'' &= x', \\ y'' &= y' \cos \varphi + z' \sin \varphi, \\ z'' &= z' \cos \varphi - y' \sin \varphi \end{aligned}$$

и уравнение (12) промежуточной индикатрисы принимает вид

$$v_g'^2 x'^2 + v_m'^2 y'^2 + v_p'^2 z'^2 = 1,$$

где

$$\left. \begin{aligned} v_g'^2 &= v_g^2 + (v_p^2 - v_g^2) \sin^2 \theta; \\ v_p'^2 &= v_m^2 + (v_p^2 + v_g^2 - v_g^2 - v_m^2) \cos^2 \varphi. \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

Полученные формулы (13) тождественны выведенным ранее (4), (8) и (9) и устанавливают связь между истинными показателями преломления N_g, N_m и N_p и промежуточными N_g' и N_p' , измеренными на плоско-

сти спайности, если последние расположены относительно кристаллооптических осей, как показано на рис. 1.

Для иллюстрации были использованы две номограммы (рис. 3 и 4) из работы В. Е. Трегера [5]: номограмма 167 группы диопсида и номограмма 179 актинолитового ряда. На этих диаграммах имеются прямые

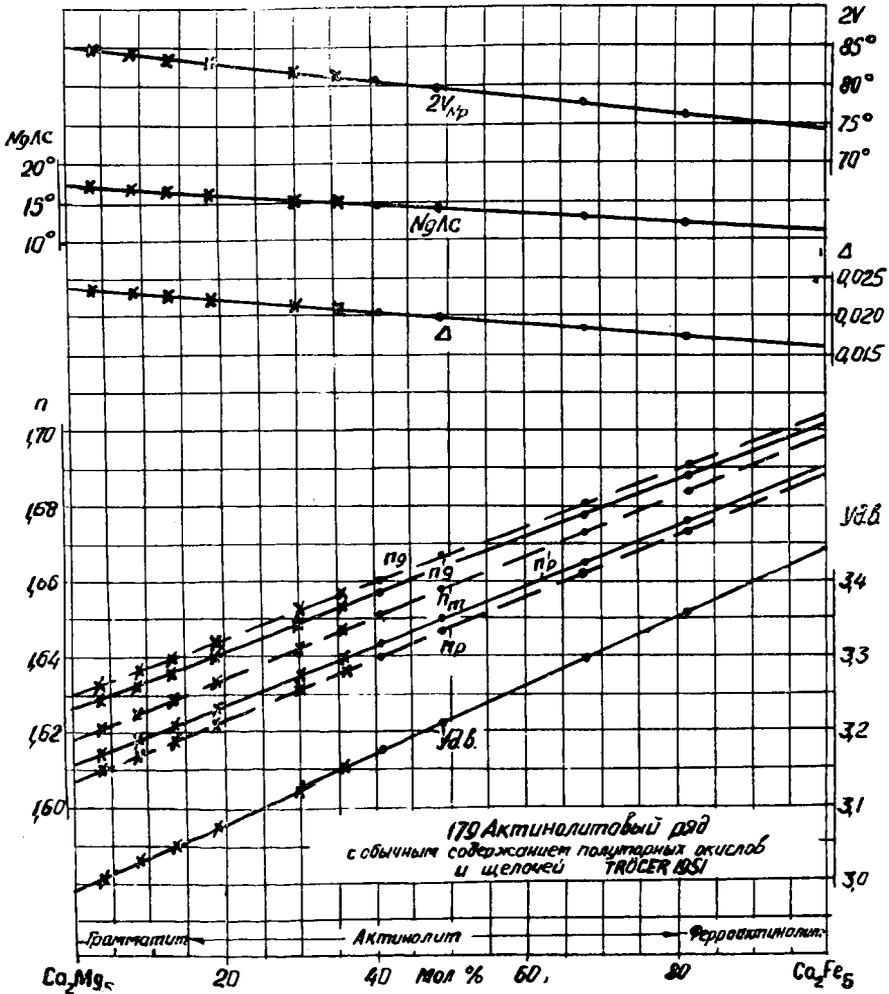


Рис. 4. Главные и промежуточные показатели преломления минералов актинолитового ряда

Ng , Nm , Np , $Ng-Np$, $2V$, $\angle C$: Ng и удельного веса. Для номограмм 3 и 4 по формулам (11) и (12—13) были рассчитаны значения промежуточных показателей преломления (Ng' и Np') и по полученным величинам построены прямые Ng' и Np' .

Результаты расчетов промежуточных показателей преломления и правильности построения их прямых на диаграммах 3 и 4 были подвергнуты экспериментальной проверке. Для чего были изучены тремолиты, актинолиты и пироксены контактово-метасоматического железорудного месторождения Хайлеол, которое расположено в юго-восточной части Кузнецкого Алатау. Для изученных амфиболов и пироксенов были опре-

Таблица 1

Оптические свойства пироксенов

№ п.п.	Номер обр. и место взятия	Ng	Nm	Np	Ng-Np	определенные на спайных сколах		C : Ng	+2v	Удельный вес	Молекулярный состав по В. Е. Трегеру
						Ng'	Np'				
1	Обр. C-21 И-3642, скв. 21	1,696	1,672	1,666	0,030	1,687	1,675	38°	60°	3,25	100% CaMgSi ₂ O ₆
2	C-18 И-3761, скв. 18	1,700	1,676	1,669	0,031	1,690	1,680	39°	57°	3,26	5% CaFeSi ₃ O ₆ + 95% CaMgSi ₂ O ₆
3	C-18 И-3759, скв. 18	1,703	1,680	1,673	0,030	1,692	1,684	39°	56°	3,28	10% CaFeSi ₃ O ₆ 90% CaMgSi ₂ O ₆
4	C-20 И-3721, скв. 20	1,706	1,683	1,674	0,032	1,695	1,685	40°	56°	3,30	12% CaFeSi ₃ O ₆ 88% CaMgSi ₂ O ₆
5	C-18 И-3795, скв. 18	1,709	1,685	1,679	0,030	1,698	1,690	40°	56°	3,32	16% CaFeSi ₃ O ₆ 84% CaMgSi ₂ O ₆
6	C-13 И-2520, скв. 13	1,712	1,690	1,682	0,030	1,699	1,691	41°	56°	3,34	25% CaFeSi ₃ O ₆ 75% CaMgSi ₂ O ₆
7	K-10 И-110-Г, кан. 10	1,716	1,695	1,686	0,030	1,702	1,696	42°	56°	3,36	30% CaFeSi ₃ O ₆ 70% CaMgSi ₂ O ₆
8	C-8 И-510, скв. 8	1,723	1,700	1,691	0,032	1,710	1,704	42°	58°	3,41	40% CaFeSi ₃ O ₆ 60% CaMgSi ₂ O ₆
9	C-13 И-3991, скв. 13	1,728	1,708	1,698	0,030	1,715	1,710	44°	57°	3,43	52% CaFeSi ₃ O ₆ 48% CaMgSi ₂ O ₆
10	K-9-3, кан. 9	1,733	1,712	1,702	0,031	1,720	1,715	44°	58°	3,46	57% CaFeSi ₃ O ₆ 43% CaMgSi ₂ O ₆
11	C-13 И-1313, скв. 13	1,740	1,719	1,710	0,030	1,726	1,723	45°	59°	3,52	71% CaFeSi ₃ O ₆ 29% CaMgSi ₂ O ₆
12	K-31-10, кан. 31	1,753	1,734	1,724	0,029	1,738	1,736	48°	62°	3,62	95% CaFeSi ₃ O ₆ 5% CaMgSi ₂ O ₆

Таблица 2

Оптические свойства минералов изоморфного ряда граммит — актинолит

№ п.п.	Место взятия обр.	Номер образца	Ng	Nm	Np	Ng—Np	Ng' — Np'		C : Ng	—2v	Удельный вес	Название и состав минерала по В. Е. Тререгу
							определен на спайных сколах					
1	Шурф 2522	Ш-2522	1,633	1,621	1,609	0,024	1,630	1,615	17°	85°	3,02	97% Ca ₂ Mg ₅ 3% Ca ₂ Fe ₅
2	Скважина 20	С-20 И-3676	1,636	1,624	1,613	0,023	1,632	1,617	16°	84°	3,03	91% Ca ₂ Mg ₅ 9% Ca ₂ Fe ₅
3	Скважина 3	С-3 И-648	1,640	1,630	1,618	0,022	1,637	1,622	17°	85°	3,05	87% Ca ₂ Mg ₅ 13% Ca ₂ Fe ₅
4	Скважина 5	И-280	1,644	1,635	1,622	0,022	1,641	1,625	16°	83°	3,07	80% Ca ₂ Mg ₅ 20% Ca ₂ Fe ₅
5	Скважина 10	И-1481	1,652	1,642	1,632	0,020	1,649	1,635	16°	82°	3,13	70% Ca ₂ Mg ₅ 30% Ca ₂ Fe ₅
6	Скважина 10	С-10 И-1491	1,656	1,646	1,635	0,021	1,653	1,639	15°	82°	3,15	65% Ca ₂ Mg ₅ 35% Ca ₂ Fe ₅
7	Скважина 18	С-18 И-3647	1,660	1,650	1,639	0,021	1,658	1,641	15°	81°	3,18	59% Ca ₂ Mg ₅ 41% Ca ₂ Fe ₅
8	Скважина 16	С-16	1,667	1,658	1,647	0,020	1,664	1,649	14°	80°	3,22	50% Ca ₂ Mg ₅ 50% Ca ₂ Fe ₅
9	Скважина 23	С-23	1,680	1,673	1,662	0,018	1,678	1,665	13°	78°	3,30	33% Ca ₂ Mg ₅ 67% Ca ₂ Fe ₅
10	Скважина 17	С-17	1,691	1,684	1,674	0,017	1,689	1,676	12°	76°	3,36	18% Ca ₂ Mg ₅ 82% Ca ₂ Fe ₅

Таблица 3
Химический состав пироксенов

Компоненты	Образец С-18 И-3759	Образец С-20 И-3721	Образец С-18 И-3795	Образец С-13 И-1313	Образец С-13 И-3979
SiO ₂	51,20	51,88	53,01	48,28	45,02
TiO ₂	0,03	0,05	0,03	0,26	0,22
Al ₂ O ₃	2,60	1,46	1,07	2,98	3,73
Fe ₂ O ₃	2,09	1,39	1,34	2,03	9,75
FeO	2,20	2,33	3,20	16,29	11,67
MgO	16,24	16,03	15,22	5,17	5,08
MnO	0,21	0,46	0,22	1,00	0,48
CaO	25,35	24,06	24,64	23,61	23,50
NiO	-	-	0,04	-	-
CoO	-	0,70	сл.	0,24	0,65
Na ₂ O	-	сл.	0,48	-	-
K ₂ O	-	0,98	сл.	0,38	0,25
п.п.п.	0,21	0,53	0,44	-	-
H ₂ O-	-	99,88	100,59	100,00	100,35
Сумма	100,13				
Аналитик	А. В. Кривец	З. А. Иванчура	А. В. Кривец	А. В. Кривец	З. А. Иванчура
Кристалло-химическая формула	Ca _{1,0} (Mg _{0,90} Fe ^{II} _{0,05} Fe ^{III} _{0,05}) _{1,0} [(Si _{1,89} Al _{0,11}) ₂ O ₆]	(Ca _{0,96} Na _{0,04}) _{1,0} (Mg _{0,88} Fe ^{II} _{0,07} Mn _{0,01} Fe ^{III} _{0,04}) _{1,0} [(Si _{1,93} Al _{0,07}) ₂ O ₆]	(Ca _{0,97} Na _{0,03}) _{1,0} (Mg _{0,84} Fe ^{II} _{0,10} Mn _{0,01} Fe ^{III} _{0,04} Al _{0,01}) _{1,0} [(Si _{1,96} Al _{0,04}) ₂ O ₆]	(Ca _{0,99} Na _{0,01}) _{1,0} (Mg _{0,31} Fe ^{II} _{0,54} Mn _{0,04} Fe ^{III} _{0,08} Ti _{0,01} Al _{0,04}) _{1,0} [(Si _{1,79} Ti _{0,01} Al _{0,18}) ₂ O ₆]	(Ca _{0,99} Na _{0,04}) _{1,03} (Mg _{0,3} Fe ^{II} _{0,39} Fe ^{III} _{0,29} Mn _{0,02}) _{1,0} [(Si _{1,79} Ti _{0,01} Al _{0,18}) ₂ O ₆]

Таблица 4

№ п.п.	Номер образца	Диопсид CaMg [Si ₂ O ₆] в %	Геденбергит CaFe'' [Si ₂ O ₆] в %	Иогансенит CaMn [Si ₂ O ₆] в %	Эгирин NaFe'' [Si ₂ O ₆] в %	Авгит CaFeAl [(Si,Al) ₂ O ₆] в %	Состав пироксена, определенный по оптическим константам из диаграммы 3	
							CaMg [Si ₂ O ₆] в %	CaFe'' [Si ₂ O ₆] в %
1	C-18 И-3759	90	10	—	—	—	90	10
2	C-20 И-3721	88	7	1	4	—	88	12
3	C-18 И-3795	84	10	1	3	2	84	16
4	C-13 И-1313	31	54	4	1	10	29	71
5	C-13 И-3979	30	64	2	4	—	30	70

делены главные показатели преломления: N_g , N_m , N_p и $N_g - N_p$, $2V$, $\angle C : N_g$. Полученные величины были нанесены на соответствующие прямые в диаграммах 3 и 4. Показатели преломления определялись в иммерсионных жидкостях методом вращающейся иглы [4]. Величина двулучепреломления, $\angle C : N_g$ определялись на столике Е. С. Федорова. Наряду с определением главных показателей преломления N_g , N_m , N_p на спайных сколах определялись и промежуточные показатели преломления $N_{g'}$ и $N_{p'}$, которые также были нанесены на диаграммы рис. 3 и 4. Оптические константы, полученные в результате исследования Хайлеодских пироксенов и амфиболов, сведены в табл. 1 и 2.

Таблица 5

Химический состав амфиболов

Компоненты	Образец Ш-2522	Образец С-3	Образец С-20	Образец И-280	Образец И-1481	Образец С-10
		И-648	И-3676			И-1491
SiO ₂	54,00	55,42	52,50	52,90	50,60	54,30
TiO ₂	-	0,16	-	-	0,12	-
Al ₂ O ₃	2,80	3,23	2,99	1,52	4,49	2,52
Fe ₂ O ₃	0,67	1,01	2,55	0,67	1,47	0,67
FeO	2,25	1,87	3,37	5,23	6,02	5,23
MgO	22,11	21,14	22,20	22,63	17,91	21,33
MnO	0,21	1,28	1,03	-	0,26	-
CaO	13,76	13,09	13,04	13,32	14,62	12,32
Na ₂ O	-	0,54	1,82	1,83	1,70	0,83
K ₂ O	-	0,18	-	0,49	0,67	0,09
Cl	0,19	-	-	-	-	0,54
H ₂ O ⁻	1,06	0,50	0,20	0,30	0,60	0,30
п.п.п.	2,14	1,90	1,10	1,14	1,94	1,74
Сумма	93,19	100,32	100,50	100,03	100,40	93,87
Cl ₂ = 0	-0,04					-0,12
Итого	93,15					93,75

Аналитик А. В. Кривец, геохимическая лаборатория кафедры минералогии Томского университета

Как видно из табл. 1 и 2 и рис. 3 и 4, результаты экспериментальной проверки подтверждают расчетные данные.

Результаты экспериментальной проверки показали, что отклонения при этом промежуточных показателей преломления от теоретически рассчитанных не превышали $\pm 0,001$, что является вполне удовлетворительным.

Контроль точек (N_g , N_p , N_m , $N_{g'}$, $N_{p'}$ и др.) по их положению на диаграммах 3 и 4 производился для многих образцов химическими анализами. Результаты химических анализов исследуемых пироксенов сведены в табл. 3, амфиболов — в табл. 5.

Результаты химического анализа пироксенов были пересчитаны на кристаллохимические формулы. Эти формулы приведены в табл. 3. Молекулярный состав пироксенов, полученный в результате пересчета кристаллохимических формул табл. 3, приведен в табл. 4. Из табл. 4 видно, что молекулярный состав пироксенов, рассчитанный на основании данных химического анализа табл. 3, совпадает с молекулярным составом, полученным на основании оптических свойств по диаграмме 3.

Таким образом, точно измеренные промежуточные показатели преломления на плоскостях спайности пироксенов и амфиболов дают

возможность определять по диаграммам рис. 3 и 4 истинные показатели преломления, необходимые для диагностики минералов. При этом точность определения истинных показателей преломления достигает 0,001—0,003.

Выведенные аналитические зависимости (11)—(13) справедливы не только для минералов группы амфиболов и пироксенов, но и для некоторых других групп минералов.

Считаем приятным долгом выразить глубокую благодарность профессору И. К. Баженову за ряд ценных советов при выполнении настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Меланхолин Н. М. и Грум-Гржимайло С. В. Методы исследования оптических свойств кристаллов, АН СССР, М., 1954.
2. Мусхелишвили Н. И. Курс аналитической геометрии. ОГИЗ, Гостехиздат, М.—Л., 1947.
3. Татарский В. Б. Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита, Гостоптехиздат, М.—Л., 1955.
4. Татарский В. Б. К практике метода вращающейся иглы. Зап. В. М. О., ч. 80, № 4, 1951.
5. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов, Госгеолиздат, М.—Л., 1957.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В АКЦЕССОРНОМ МАГНЕТИТЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В. К. ЧИСТЯКОВ, И. П. ИВОНИН

Ультраосновные, основные и щелочные породы широко распространены на территории Алтае-Саянской области [3, 5, 7, 8, 9]. С этими породами установлена или намечается связь целого ряда месторождений и рудопроявлений железа, титана, хрома, золота и других полезных ископаемых [3, 14, 16]. В связи с этим значительный интерес представляют вопросы корреляции многочисленных массивов этих пород, установление особенностей их генезиса и металлогении. В решении этих вопросов существенное значение может оказать изучение геохимических особенностей акцессорных минералов. Одним из таких минералов, широко распространенных в данных породах, является магнетит.

Некоторые особенности распределения магнетита в изверженных горных породах и элементов-примесей в нем описаны в целом ряде работ [6, 20, 21, 22]. Эти работы в основном посвящены изучению магнетита гранитоидных пород. Значительно слабее изучен магнетит и элементы-примеси в нем ультраосновных, основных и щелочных пород.

Попыткой восполнить этот пробел для Алтае-Саянской области является данная работа.

Исследование распределения элементов-примесей в магнетите выполнено для следующих массивов и комплексов:

1. Тебинский комплекс — гнейсовидные габбро, габбро-диориты и габбро-диабазы. Возраст пород, слагающих этот комплекс, определяется от $Pt \frac{1}{3}$ до Sm_1 .

2. Комплекс щелочных сиенитов и микросиенитов реки Громовой. Возраст $Pt \frac{1}{3}$ (?).

3. Буюнский комплекс — метагаббро, метадиориты, габбро-диабазы и др. Возраст $Pt \frac{2}{3}$.

4. Гипербазитовый комплекс (Саланский комплекс, по А. Л. Додину [5]). Возраст $Pt \frac{2}{3}$.

5. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс — пироксеновые эвкриты, нормальные габбро и габбро-нориты, амфиболовые габбро, гипербазиты. Массивы г. Комариной, Карьерный, Колтасский. Возраст $Pt \frac{2}{3}$.

6. Ташелгино-Майзайский комплекс — амфиболиты, габбро-амфиболиты. Возраст $Pt - Sm_1$.

7. Большереченский комплекс — нормальные габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и др. Массивы г. Малиновой, Унзасский, Ташелгинский и др. Возраст $Sm_2 - O$.

8. Кондомский габбро-сиенитовый комплекс — сиениты, граносиениты, габбро. Массивы Кубесский, Шалымский, Таензинский, Таштагольский, Кочуринский. Возраст $Sm_2 - D_2$.

9. Кийский габбро-сиенитовый комплекс — титаноносные габбро-щелочные и щелочноземельные сиениты, нефелинсодержащие породы. Возраст D_1-D_2 .

10. Девонский щелочно-габбровый комплекс — тералиты, ийолиты и другие нефелинсодержащие породы.

11. Саланские сиениты. Возраст D_2-D_3 .

Вопрос о возрасте и формационном типе многих этих комплексов и массивов до настоящего времени является дискуссионным [3, 5, 7, 9, 11]. В связи с этим приведенная выше схема магматизма является в известной мере условной. Отдельные существующие по этому вопросу мнения рассматриваются ниже при характеристике отдельных комплексов и массивов.

Изучение распространения элементов-примесей в магнетите основано на 50 химических и 175 количественных спектральных анализах.

Ввиду того, что применяемые в настоящее время методики отбора проб магнетита не позволяют получить достаточно чистый мономинеральный материал, нами в качестве основных элементов-примесей использованы титан, ванадий, марганец и хром. Содержание этих элементов в анализируемом материале не зависит от примесей других минералов²⁾. С другой стороны, выбор этих элементов определялся также тем, что для них результаты количественного спектрального анализа показывают хорошую сходимость с данными химических анализов.

Элементы примеси в магнетите ультраосновных и основных пород

Средние содержания элементов-примесей в магнетите различных комплексов и массивов Алтае-Саянской области представлены в таблице 1.

Из этой таблицы видно, что для магнетита пород гипербазитового комплекса типичны относительно низкие содержания Ti, V, Mn, и очень высокое содержание Cr.

В отличие от этого магнетит гипербазитов, относимых к габбро-пироксенит-дунитовой формации, содержит повышенные количества Ti и V и пониженное содержание Cr.

Распространение элементов-примесей в магнетите из пород Тебинского комплекса неравномерное. Четко выделяются две группы пород.

Первая группа пород характеризуется высоким содержанием в магнетите Ti, V, Mn, а вторая группа, наоборот, очень низким содержанием этих элементов. Содержание Ti в магнетите второй группы почти в 20, V в 8, Mn в 3 раза меньше, чем в магнетите первой группы.

Такое распределение элементов-примесей в магнетите этих групп пород Тебинского комплекса является в первую очередь результатом неравномерного изменения пород его при мигматизации и гранитизации со стороны гранитоидов Томского комплекса.

Ранее нами уже было отмечено [20], что магнетит Томского комплекса отличается низким содержанием Ti, V, Mn, Cr, аналогичным содержанием этих элементов-примесей в магнетите второй группы пород Тебинского комплекса.

²⁾ Под магнетитом понимается магнитный концентрат с размером зерен 0,05 мм и менее, состоящий в основном из магнетита или сростков его с ильменитом или хромитом, образовавшихся совместно с магнетитом и неотделимых от него обычными методами обогащения. В концентрате иногда присутствует от 0,5 до 5% примеси нерудных минералов (роговая обманка, пироксены, биотит, полевые шпаты и др.), находящиеся в тесном сростании с магнетитом, но образовавшиеся не одновременно с ним.

С другой стороны, содержание Ti , V , Mn , Sr в магнетите второй группы пород Тебинского комплекса очень близко к содержанию их в амфиболовых сланцах и амфиболитах конжинской свиты.

Породы первой группы, наоборот, по содержанию элементов-примесей в магнетите очень близки габброидам типичного магматического происхождения.

Таким образом, данные по содержанию элементов-примесей в магнетите Тебинского комплекса подтверждают отмеченную многими исследователями возможность его образования либо за счет разгнейсовки древней габбровой интрузии [5, 13], либо за счет метаморфизма пород конжинской свиты в зоне глубинного разлома [5].

Породы первой группы имеют магматическое происхождение, а породы второй группы могли образовываться за счет мигматизации как вмещающих пород конжинской свиты, так и пород первой группы.

Анализ распределения элементов-примесей в магнетите массивов г. Комариной, Карьерном и Колтасском показывает, что магнетит последнего содержит в 2,2 раза меньше Ti ; в 1,8 — V ; в 2,3 — Mn ; в 4,3 — Sr , чем магнетит первых двух массивов. Такая существенная разница в содержании элементов-примесей в магнетите этих массивов в первую очередь может быть объяснена тем, что первые два массива сложены эвкритами, а габбро Колтасского массива является нормальным или даже несколько кислым. Однако только этим объяснить существенную разницу в содержании элементов-примесей в массивах габбро невозможно и поэтому можно предполагать, что породы Колтасского массива относятся к другой формации.

Магнетит габбро массивов г. Комариной и Карьерного близок по содержанию элементов-примесей к магнетиту из пород гипербазитового комплекса, причем особенно ярко проявляется эта связь в наличии в магнетите обоих комплексов повышенных содержаний Mn и Sr . Повышенные содержания этих элементов, особенно Sr , в магнетите габброидов будет свидетельствовать о родстве гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций.

Заметно отличается по содержанию элементов-примесей магнетит из пород Буйского комплекса, характеризующийся наиболее низкими содержаниями Ti и V и высокими Mn среди других габброидов области¹⁾.

Магнетит габбро-сиенитовой формации по содержанию элементов-примесей разделяется на две группы, отличающиеся друг от друга по содержанию V , Mn и Sr . Особенно четко эти отличия проявляются между габброидными породами Большереченского комплекса и аналогичными породами Кийского комплекса. Магнетит из габбро последнего содержит V — в 8 раз, Sr — в 10 раз меньше, чем магнетит Большереченского комплекса, а содержание Mn , наоборот, в 2,5 раза больше в магнетите Кийского комплекса.

Таким образом, намечаются четкие различия по содержанию элементов-примесей в магнетите между габбро из комплексов, сопровождавшихся нефелинсодержащими породами и габбро из комплексов, где наиболее щелочные разности пород (нефелиновые) отсутствуют.

Возможно также, что породы Большереченского комплекса не являются самостоятельной единицей, а относятся к первой фазе Тельбесского комплекса пестрых гранитоидов, как это считалось ранее многими исследователями [5, 11, 19]. В этом случае можно было бы

¹⁾ Достоверность отнесения габбро-амфиболитов Саланского района к Буйскому комплексу пока точно не установлена.

считать, что подобное распределение элементов-примесей является признаком габброидов формации пестрых батолитов, тем более, что содержание Ti в магнетите этих пород гораздо ниже, чем в магнетите типичных интрузивов габбро-сиенитовой формации — Культайгинском и Харловском [2].

В заключение характеристики распределения элементов-примесей в габброидных породах следует остановиться на особенностях их распределения в магнетите пород, выделяемого целым рядом исследователей [13, 17] Ташелгино-Майзасского габброидного комплекса. Этот комплекс сложен амфиболитами, габбро-амфиболитами, диоритами.

Более поздние исследования геологов Западно-Сибирского геологического управления и наши наблюдения показывают, что Ташелгино-Майзасский комплекс в прежнем объеме не существует и большинство пород, относимых к нему являются в значительной мере мигматизированными амфиболитами или типичными мигматитами. Установить первичную природу этих пород невозможно. Среди этих пород наблюдаются небольшие тела более молодых по отношению к мигматитам и амфиболитам пород габброидного состава.

Эти особенности пород Ташелгино-Майзасского комплекса находят себе хорошее подтверждение в распределении элементов-примесей в магнетите.

Среди амфиболитов и других пород, относимых к этому комплексу, четко выделяются две группы (табл. 1).

Породы первой группы характеризуются повышенным содержанием в магнетите Ti , V , Sr и в большинстве своем относятся к более молодым, чем амфиболиты и мигматиты, породам габброидного состава.

Магнетит второй группы содержит в 2-3 раза меньше Ti , намного меньше V , Mn и Sr . Эта группа представлена в основном амфиболитами и мигматитами.

Сравнивая содержание элементов-примесей в магнетите из пород этого комплекса с типичными габбро других комплексов, видно, что магнетит из пород первой группы близок по содержанию элементов-примесей магнетиту нормальных габбро Большереченского и Культайгинского комплексов, а магнетит второй группы наиболее близок магнетиту второй группы Тебинского комплекса.

Элементы-примеси в магнетите сиенитов

По содержанию элементов-примесей в магнетите сиениты разделяются на две группы: 1) сиениты Кондомского габбро-сиенитового комплекса, содержащие повышенные количества Ti и Mn в магнетите и 2) сиениты и микросиениты р. Громовой и саланские сиениты, в магнетите которых присутствуют небольшие количества Ti и Mn и много Sr .

Такое существенное различие в содержании элементов-примесей в магнетите сиенитов совпадает с существующими в настоящее время представлениями о необходимости выделения кондомских сиенитов в отдельный формационный тип, не относящийся к распространенной в Алтае-Саянской области габбро-сиенитовой формации [13].

С другой стороны, если сравнивать содержание элементов-примесей в магнетите кондомских сиенитов с распределением элементов-примесей в магнетите Мустагского гранитного комплекса, можно видеть непрерывное увеличение содержания Ti и Mn в этом минерале по мере увеличения щелочности пород, причем содержание элементов-примесей в наиболее щелочных породах этого комплекса (3 фаза)

аналогично содержанию в магнетите кондомских сиенитов (табл. 2). Если к тому же учесть, что породы этих двух комплексов тесно связаны пространственно и структурно, то невольно напрашивается вывод о возможности их происхождения из одного магматического очага, причем сиениты тогда являются только фазой единого Мустагского гранитоидного комплекса. Этот вывод не является новым и выдвигался уже ранее [5].

По содержанию элементов-примесей в магнетите сиениты р. Громовой и саланские мало похожи на типичные магматические образования и близки сиенитоподобным породам Ташелгино-Майзасского рудного поля, возникающим метасоматическим путем при действии Порожинской интрузии [20].

Элементы-примеси в магнетите
нефелинсодержащих пород

Распределение элементов-примесей в магнетите нефелинсодержащих пород неравномерное (табл.1).

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в магнетите из ультраосновных,
основных и щелочных пород

Комплексы, массивы, породы	Количество анализов	Элементы-примеси в %			
		TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Тебинский комплекс					
1 группа	5	7,35	0,28	0,93	0,066
2 группа	5	0,46	0,037	0,23	0,061
Гипербазитовый (саланский) комплекс	13	0,34	0,06	0,41	7,07
Усинский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс					
Гипербазиты	5	1,58	0,25	0,37	2,60
массивы: г. Комариной и Карьерной	10	4,68	0,53	0,52	0,37
Колтасский	13	2,20	0,32	0,27	0,05
Бюйский комплекс	4	1,86	0,16	3,10	0,17
Ташелгино-Майзасский комплекс					
1 группа	12	2,05	0,63	0,289	0,006
2 группа	23	0,90	0,145	0,705	0,002
Большереченский комплекс					
Нормальные породы	30	4,77	0,72	0,40	0,09
Гибридные породы	8	1,69	0,27	0,40	1,04
Сиениты массива р. Громовой	8	1,10	0,100	0,34	1,063
Кондомский габбро-сиенитовый комплекс					
Сиениты	17	2,92	0,092	1,04	0,008
Кийский комплекс					
Нефелиновые сиениты	3	2,80	0,42	1,20	0,004
Габброидные породы	3	3,70	0,09	1,02	0,003
Щелочно-габбровый комплекс массивы Горячегогорский и Кия-Шалтырский					
Тералиты	3	20,00	0,42	2,56	0,04
Уртиты	2	1,40	0,12	1,40	0,057
Эссекиты	1	20,00	0,50	2,00	0,13
Саланские сиениты	8	1,75	0,05	0,35	0,020
Диабазы и аналогичные по составу дайковые породы	8	14,10	0,33	0,95	0,055

В первую очередь отмечается зависимость их содержания от формационной принадлежности комплексов.

Следуя существующему в настоящее время представлению о принадлежности этих пород к двум магматическим комплексам: кийскому габбро-сиенитовому и девонскому щелочно-габбровому, можно отметить, что нефелиновые породы первого комплекса по содержанию основных элементов-примесей достаточно определенно отличаются от пород второго комплекса³⁾. Содержание Ti в магнетите первого комплекса в 5—8, V в 5—10, Mn в 1,5—2, Cr в 10—15 раз меньше, чем в породах второго.

Одновременно установлена определенная зависимость содержания элементов-примесей в магнетите различных типов нефелинсодержащих пород от минерального и химического состава их. Эта закономерность заключается в том, что максимальные содержания элементов-примесей в магнетите установлены в тералитах и эссекситах, содержащих небольшое количество нефелина. Небольшие содержания типичны для пород, обогащенных нефелином — уртитов и ийолитов. Такая особенность распределения элементов-примесей в нефелинсодержащих породах объясняется тем, что при образовании пород, богатых нефелином в условиях высокой щелочности, основная масса элементов-примесей концентрируется в пироксенах, амфиболах, перовските и только остатки их входят в состав магнетита. В породах, содержащих незначительное количество нефелина, в условиях более низкой щелочности, наоборот, значительные количества Ti, Mn, V и Cr концентрируются в магнетите.

Вполне вероятно, что низкое содержание элементов-примесей в магнетите богатых нефелином пород Мариинской тайги (ийолитах, урритах) объясняется метасоматическим происхождением части этих пород, возможность чего доказана целым рядом исследователей [9, 10].

Элементы-примеси в диабазах

Основной особенностью распределения элементов-примесей в магнетите диабазов и аналогичных им по составу дайковых породах является высокое содержание в них Ti и Mn, среднее содержание V и относительно низкое Cr (табл. 1).

Сравнивая содержание элементов-примесей в магнетите диабазов Алтае-Саянской области с распределением элементов-примесей в магнетите близких по составу и условиям образования пород (18,23), можно отметить постоянство содержаний их. Это обстоятельство подчеркивает близкий химический состав исходных магм и аналогичные условия образования этих пород в различных районах земного шара.

Зависимость распределения элементов-примесей в магнетите от химического состава пород

Зависимость между химическим составом горных пород (в значительной мере отражающим состав первоначальной магмы) и содержанием элементов-примесей в магнетите в общем случае для пород магматического происхождения представлена на рис. 1⁴⁾.

Из графика на рис. 1 видно, что поведение отдельных элементов-примесей в магнетите в зависимости от химического состава пород существенно отличается.

³⁾ По данным М. П. Кортусова [9], эти два комплекса являются представителями единого Кийского комплекса, который разделяется им на две петрографические ассоциации: габбро-сиенит-нефелинсиенитовую и габбро-уртит-ювитовую. Первая соответствует описываемым нами породам Кийского комплекса, вторая — девонскому щелочно-габбровому.

⁴⁾ График построен по результатам анализов магнетита, приведенным в этой статье, и данным по содержанию элементов-примесей в нем, опубликованным ранее [1, 12, 21].

Титан и марганец ведут себя аналогично. Высокие содержания их типичны для магнетита основных и ультраосновных пород. Уменьшается содержание этих элементов в магнетите средних по составу породах (диоритах, гранодиоритах). Минимальные содержания титана и марганца установлены в нормальных гранитах. С увеличением щелочности пород от нормальных гранитов к субщелочным гранитам и далее к нефелинсодержащим породам содержание этих элементов в магнетите возрастает, достигая максимальных значений в тералитах, ийолитах, эссекситах, причем количество титана и марганца в магнетите последних нередко больше, чем в магнетите основных и ультраосновных пород.

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей в магнетите различных пород Мустагского и Кондомского комплексов

Комплексы, фазы, название пород	Количество анализов	Элементы-примеси в %			
		TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Мустагский комплекс					
Первая фаза — габбро, габбро-диориты	2	3,50	0,69	0,90	0,003
Вторая фаза — нормальные биотитовые граниты	11	2,15	0,31	0,40	0,03
Третья фаза — алякситовые и порфиоровидные микроклиновые граниты	10	2,74	0,031	0,95	0,005
Кондомский габбро-сиенитовый комплекс					
Сиениты	17	2,92	0,092	1,04	0,008

Хром и ванадий, так же как титан и марганец, обнаруживают тенденцию накапливаться в магнетите основных и ультраосновных пород, а далее при переходе к более кислым породам содержание их в магнетите уменьшается. С увеличением щелочности пород содержание этих элементов либо остается близким к количеству их в магнетите нормальных гранитов, либо снижается.

Необходимо подчеркнуть, что такая зависимость содержания элементов-примесей в магнетите от химического состава пород является обобщенной схемой для Алтае-Саянской области и может проявляться только в комплексах пород магматического происхождения, образовавшихся в близкой фациальной обстановке. В частных случаях для конкретных регионов и комплексов пород различных формационных типов эта зависимость может несколько изменяться.

В качестве примера можно привести распределение элементов-примесей в магнетите сиенитов Алтае-Саянской области и Урала [6, 22], близких по минеральному и химическому составам. Среди этих пород достаточно определенно выделяются три группы: 1) сиениты Урала, тесно связанные с первой группой гранитоидов габброидного происхождения, характеризующиеся высоким содержанием в магнетите Ti, V и Mn; 2) сиениты Кондомского габбро-сиенитового комплекса, содержащие в магнетите повышенные количества Ti и Mn и незначительное количество V; 3) сиениты и микросиениты р. Громовой и саланские, отличающиеся от предыдущих низкими содержаниями в магнетите Ti, V, Mn.

Из приведенного примера видно, что только магнетит Кондомского комплекса полностью укладывается в приведенный выше график (рис. 1). Магнетит из сиенитов Урала соответствует этому графику частично, а магнетит третьей группы совершенно не укладывается в эту схему.

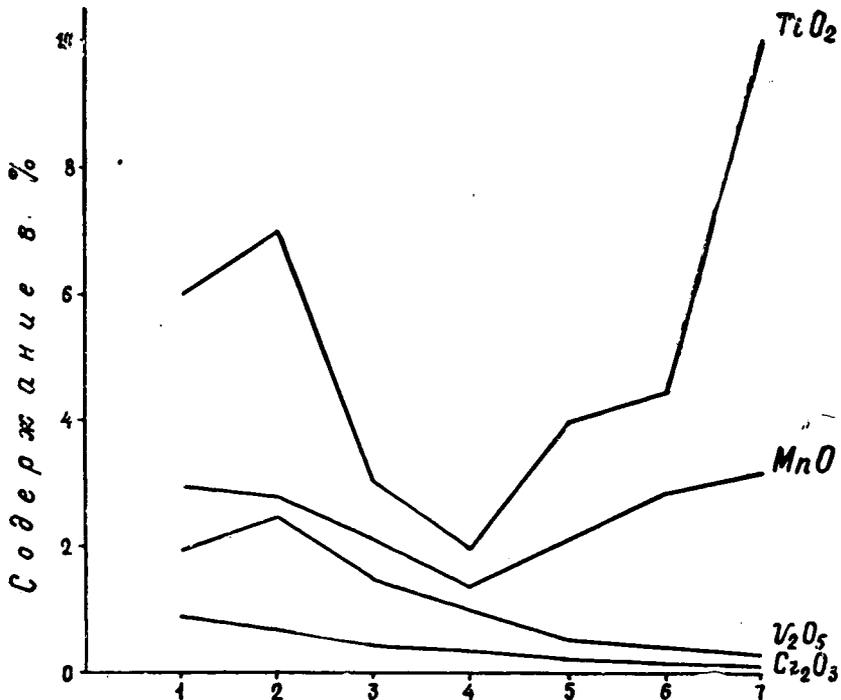


Рис. 1. Зависимость содержания элементов-примесей в магнетите от химического состава пород. Содержания элементов увеличены: $MnO \times 2$, $V_2O_5 \times 5$, $Cr_2O_3 \times 4$.

1 — перидотиты, 2 — габбро, 3 — диориты, гранодиориты, 4 — праниты, 5 — субщелочные граниты, 6 — сиениты, 7 — нефелиновые породы

Основными причинами, обуславливающими отклонения от намеченной схемы зависимости содержания элементов-примесей в магнетите от химического состава пород (рис. 1), являются:

1. Фациальная обстановка, которая в значительной степени определяет физико-химические условия образования пород.

2. Процессы гибридного, ассимиляции, контаминации вмещающих пород.

3. Процессы метасоматического образования пород. Для метасоматических пород зависимость между элементами-примесями в магнетите и составом пород будет иной, чем для магматических.

Использование элементов-примесей в магнетите для выяснения формационной принадлежности пород

Работ по выяснению зависимости между формационной принадлежностью пород и составом элементов-примесей в магнетите пока нет. Поэтому ниже сделана попытка показать отличие в содер-

жании элементов-примесей в магнетите различных формаций Алтае-Саянской области. Использовать для этой цели средние содержания элементов-примесей в магнетите в целом по формации, по нашим представлениям, не имеет смысла. С одной стороны, это определяется тем, что целый ряд технических причин не позволяет получить достоверные данные в целом по формации, а с другой стороны, совершенно понятно, что логичнее сравнивать содержание элементов-примесей в магнетите из одинаковых или близких по минеральному и химическому составу пород, встречающихся в различных формациях.

Основой для формационного расчленения интрузивных комплексов и массивов послужили уже имеющиеся данные по формационной принадлежности изученных комплексов и массивов [2, 3, 7, 8, 9], а также обобщающие исследования Ю. А. Кузнецова [11] и группы исследователей ВСЕГЕИ [4].

Пользуясь этими данными, можно отметить следующие основные закономерности распределения элементов-примесей в магнетите различных формаций Алтае-Саянской области:

1. Магнетит из перидотитов гипербазитовой формации характеризуется очень низким содержанием титана и ванадия, средним содержанием марганца и очень высоким содержанием хрома.

2. Магнетит из перидотитов габбро-пироксенит-дунитовой формации отличается повышенным содержанием титана, ванадия, марганца и хрома, причем содержание Ti в 4—5, V в 3—5 раз выше, чем в магнетите гипербазитовой формации, а содержание хрома, наоборот, в 3 раза меньше.

3. Для магнетита из пород габбро-сиенитовой формации типичны следующие особенности:

1) В габбро высокие содержания Ti и V , средние— Mn и Cr ;

2) В сиенитах высокие содержания Ti , V , Mn и средние Cr .

В отличие от габбро, относящегося к предыдущей формации, магнетит из габбро этой формации содержит Ti в 1,5—2, V в 1,5—2, Mn в 1,5—2 раза больше, а Cr , наоборот, в 5—6 раз меньше.

4. Породы Кийского габбро-сиенитового комплекса отличаются следующим распределением содержания элементов-примесей в магнетите различных разновидностей пород:

1) в габбро среднее содержание Ti в 1,5—2, V в 6—7, Cr в 10—15 раз меньше, чем в магнетите аналогичных пород габбро-сиенитовой формации, а содержание Mn в 1,5—2 раза выше. По содержанию Ti габбро этого комплекса близко к аналогичной породе габбро-пироксенит-дунитовой формации, но резко отличается низкими содержаниями V и Cr ;

2) в нефелиновых сиенитах установлены высокие содержания V и Mn , средние — Ti и очень низкие — Cr .

5. Магнетит нефелинсодержащих пород щелочно-габбрового комплекса (формации) характеризуется очень высокими содержаниями Ti , V , Mn и повышенным в 10—15 раз по отношению к нефелиновым сиенитам предыдущей формации содержанием Cr .

Формационная принадлежность Кондомского габбро-сиенитового комплекса пока не является строго определенной. Можно отметить, что сиениты этого комплекса по содержанию элементов-примесей в магнетите и некоторым другим особенностям отличаются от сиенитов габбро-сиенитовой формации. Одновременно выше уже была отмечена общность геохимических особенностей отдельных пород Мустагского гранитоидного комплекса с кондомскими сиенитами. Это позволяет предполагать, что Кондомский габбро-сиенитовый комплекс

относится к самостоятельной формации. Такой формацией может являться габбро-граносиенит-гранитная, выделяемая исследователями ВСЕГЕИ [3].

Выводы

1. Особенности распределения и средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите ультраосновных, основных и щелочных пород Алтае-Саянской области позволяют использовать их для корреляции интрузивных комплексов и массивов.

2. Содержание элементов-примесей в акцессорном магнетите зависит от целого ряда причин, среди которых решающее значение имеют химический состав исходных магм, фациальная обстановка формирования интрузивов и физико-химические условия, являющиеся частично функцией фациальной обстановки.

3. В магматических комплексах, формировавшихся в близкой фациальной обстановке, установлена зависимость между химическим составом пород и содержанием элементов-примесей в магнетите. Она состоит в том, что содержание Ti, V, Mn и Cr в магнетите от ультраосновных и основных пород к гранитам уменьшается, достигая минимальных значений в гранитах. С увеличением щелочности пород от гранитов к субщелочным гранитам, сиенитам и нефелиновым породам содержание Ti и Mn увеличивается, а V и Cr либо уменьшается, либо аналогично содержанию в гранитах.

В магматических комплексах с признаками метасоматического происхождения или с интенсивно проявившимися процессами ассимиляции и гибридизма эта зависимость будет более сложной.

4. Элементы-примеси в магнетите могут быть использованы как критерии формационной принадлежности пород. Особенно хорошо отличается по содержанию элементов-примесей магнетит аналогичных по химическому и минеральному составам пород, встречающихся в различных формациях.

Магнетит из перидотитов гипербазитовой формации отличается от магнетита аналогичных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации очень низким содержанием Ti и V и высоким — Cr.

Магнетит из габбро габбро-пироксенит-дунитовой формации отличается от магнетита аналогичных пород габбро-сиенитовой формации пониженным содержанием Ti, V и Mn и высоким — Cr.

Аналогичные различия в содержании элементов-примесей в магнетите установлены для других разновидностей пород, встречающихся одновременно в нескольких формациях (сиенитов, нефелиновых сиенитов и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев А. И., Вак С. И., Сафронова Г. П., Иннина К. А. Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1963.
2. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», 1965.
3. Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. Сб. «Магматические формации Алтае-Саянской области». Изд-во «Наука», 1965.
4. Горецкая Е. Н., Иванова Т. Н., Москалева В. Н. Магматические формации и проблемы формационного анализа. Геологические формации (материалы к совещанию 21—24 мая 1968 г.), Л., 1968.
5. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Инф. сборник ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

6. Знаменский Е. Б., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов в гранитоидах габбровского ряда Среднего Урала. Докл. АН СССР, 146, № 3, 1962.
7. Иванова Т. Н. Магматические формации центральной части Алтае-Саянской области и связанные с ними рудные комплексы. Тезисы докл. III Всесоюз. петрографич. совещания, Новосибирск, 1963.
8. Ильенко С. С. Основные черты петрологии Патынского массива. «Геология и геофизика», 1960, № 4.
9. Кортусов М. П. Палеозойские интрузивные комплексы Маринской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1, Изд. ТГУ, 1967.
10. Кононова В. А. Уртит-иолитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса. Труды ИГЕМ, вып. 60, 1961.
11. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
12. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Богдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
13. Лавренов П. Ф. По поводу статей Б. М. Тюлюпо о Ташелгинских железорудных месторождениях. «Геология и геофизика», 1965, № 8.
14. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
15. Поляков Г. В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом (на примере центральных районов Алтае-Саянской складчатой области). В сб.: «Геол. и генезис магнетитовых месторождений Сибири», Изд-во «Наука», 1967.
16. Скобелев Ю. Д. Краткая характеристика геологического строения Кузнецкого Алатау. Материалы по геологии Зап. Сибири, вып. 64, 1963.
17. Тюлюпо Б. М. Некоторые вопросы генезиса железорудных месторождений Ташелгинской группы (Горная Шория). Матер. по геол. и полезн. ископаемым Зап. Сибири, 1964.
18. Фоминых В. Г., Юников Б. А. Титаномагнетит базальтов челябинской депрессии на Южном Урале. Труды ин-та геол., Уральский филиал АН СССР, вып. 70, 1965.
19. Чистяков В. К. Минералогия и условия образования контактово-метасоматических пород и руд Уйзюкского района Горной Шории. Ученые записки ТГУ, т. 36, 1960.
20. Чистяков В. К. О некоторых особенностях распределения магнетита в магматических комплексах Горной Шории. Материалы по минерал., петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири и Красноярского края. (В печати).
21. Чистяков В. К. Связь между петрохимическими особенностями пород и акцессорными минералами в магматических комплексах Западной Сибири. Вопросы петрохимии (материалы к совещанию). Л., 1969.
22. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. О составе титаномагнетитов Урала. Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6.

К ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ МАГНЕТИТА С ЦЕЛЬЮ ФОРМАЦИОННО-КОМПЛЕКСНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИЙ

(на примере района Березовского месторождения в Восточном Саяне)

Л. Н. КОЛЛЕГОВ

Распределение элементов-примесей в магнетитах различных генетических типов привлекает внимание исследователей как возможный минералого-геохимический критерий в решении сложных вопросов генезиса интрузивных и рудных комплексов, а также связи последних с магматизмом [1—4, 8, 9, 13, 14]. Возможности целевого использования, наряду с геолого-структурными и петрографо-петрохимическими, признаков минералого-геохимических обусловлены разной металлогенической специализацией магматических комплексов в зависимости от условий их образования и, как следствие, разнообразием состава и содержания элементов-примесей в пороодообразующих и акцессорных минералах интрузивных пород.

Изучение распределения элементов-примесей в магнетитах гранитоидных комплексов Алтае-Саян предпринято В. А. Вахрушевым [1, 2]. Ранее о составе акцессорного магнетита вышла обзорная статья В. В. Ляховича [8] и ряд статей уральских исследователей по распределению главных элементов-примесей в титано-магнетите различных генетических типов гранитоидов [13, 3] и габбровых дифференцированных интрузий [14] Урала.

Авторами этих работ доказана полноправность использования особенностей химсостава акцессорного магнетита, фиксирующего в своей решетке характерные элементы первичного магматического очага, для генетического расчленения и отличия гранитоидов габброидного ряда от таковых гранитного (батолитового) типа¹⁾.

Интересным и важным представляется использование состава магнетита с целью формационной и комплексной корреляции интрузий. Выяснение закономерностей и довольно тонких черт сходства или различия минералого-геохимических особенностей (равно как и обусловленное ими заключение о степени однотипности и возможной перспективности интрузий к рудообразованию) требует тщательного анализа на основании многократных наблюдений и сопоставлений фактического материала. Принимая во внимание «исключительно резко выраженное непостоянство состава акцессорного магнетита»

¹⁾ Гранитоиды габброидного ряда Алтае-Саян В. А. Вахрушев [2] характеризует средним составом магнетита из массивов и комплексов двух объединенных (вулканогенных по Ю. А. Кузнецову) формаций: габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-сиенитовой (11 проб — первой, 9 — второй). Гранитоиды гранитного типа представлены объединенными массивами двух батолитовых формаций: батолитов «пестрого состава» и — герцинских гранитов (всего 19 анализов).

(гранитоидов габброидного ряда [2] стр. 228), следует представлять, что к наиболее объективному решению о показательности магнетита, как геохимического индикатора в вопросах генезиса интрузий, должен привести только индукционный подход: от полноценной количественной «магнетитовой» характеристики каждой петрографической разновидности интрузивной фазы и плутона к комплексу и только затем посредством оптимально-детального сопоставления первых, к обобщению по группе родственных комплексов и формационному типу. При этом методика опробования массивов на магнетит и отбора его фракций должна контролироваться едиными правилами.

Материал по теме статьи, полученный автором, собранный из литературных источников, а также предложенный для сопоставления В. К. Чистяковым, представлен сводной табл. 1. В первой ее части приведен средний химсостав элементов-примесей в магнетитах из близких по основности пород двух интрузивных массивов западной части Восточного Саяна в районе Березовского магнетитового месторождения. Последнее представляет собой рудное поле, состоящее из отдельных участков, ассоциирующих с приконтактовыми зонами двух интрузивных массивов: Березовского сиенит-граносиенитового штока [5] и более древнего Бuedжульского (Бuedжуло-Предтеченского) монцонит-сиенито-диоритового массива, и вмещающих зеленокаменных порфириров и туфов кизирской свиты ($Сm_{2-3}$), и мраморизованных известняков павловской свиты (Sn) [15].

Состав акцессорных магнетитов изучался для выяснения возможности его применения в местных условиях уточнения формационного и комплексного типа интрузий и, соответственно, железности и перспективности последних к метасоматическому рудообразованию. Для решения этих задач в статье проводится анализ распределения элементов-примесей в магнетитах из интрузивных массивов района и сопоставления их с таковыми интрузивных комплексов Алтая-Саяна и Урала нескольких основных в отношении железооруденения формационных типов (табл. 1, вторая часть).

Акцессорные магнетиты, выделенные из протолок интрузивных пород названных массивов Восточного Саяна и нескольких массивов Горной Шории (пробы В. К. Чистякова), были подвергнуты эмиссионному спектральному анализу автором статьи в спектральной лаборатории кафедры минералогии и кристаллографии Томского университета. Использовалась методика приближенного количественного спектрального анализа, основанная на ослаблении интенсивности спектральных линий на три порядка [11]. В качестве эталонов, необходимых при построении градуировочных графиков, на ряд элементов использовались природные магнетиты с имеющимися химическими анализами, выполненными в разных лабораториях. Для малых концентраций, не определяемых обычным химическим анализом, применять эталоны, специально приготовленные на основе магнетита, спектрально не содержащего или минимально (около порога чувствительности) содержащего эти элементы, посредством введения соответствующих химических соединений.

Согласно разработанным нами условиям, каждая анализируемая проба представляет буферную смесь магнетита с графитом в отношении 1:3. Навеска последней (80 мг) превращается под давлением 2800 кг/см^2 в специальной пресс-форме на малом гидравлическом прессе в таблетку по форме углубления в электроде. Такая подготовка пробы устраняет ее выбросы при горении электродуги и обеспечивает довольно стабильное свечение дуги и спектральных линий и, соответ-

ственно, повышенную точность анализа. Проба испаряется и спектр регистрируется в две экспозиции: 1) 1 мин. при силе тока 14 А, 2) до полного выгорания таблетки — около 5 мин. при 20 А. Спектры магнетитов шифруются с использованием в качестве внутреннего стандарта основного компонента пробы — железа (линия сравнения — 2904 Å). Относительная ошибка частного спектрального анализа в большинстве случаев не превышала $\pm 30\%$ к истинной концентрации элемента в пробе. В статье рассматриваются средние содержания элементов-примесей в магнетите, рассчитанные по группе его частных анализов (для каждой или близких петрографических разновидностей), что сокращает относительную неточность метода.

* * *

При анализе двух разновозрастных массивов района Березовского месторождения по составу микроэлементов в акцессорном магнетите прежде всего обращает внимание их взаимное несходство (табл. 1).

Однородные, пространственно выдержанные сиенито-диориты и монциты Бuedжульского массива и сиенит-граносиениты Березовского штока отличаются концентрацией элементов, гораздо более высокой в магнетите последних: TiO_2 — в 2,6 раза, MnO — в 3,5; Cr_2O_3 — в 1,5; Ni — в 4 раза. Незначительно разнятся содержания ванадия и кобальта. Магнетит пород Березовского штока также сравнительно обогащен Cu в 6 раз, Zn в 1,7; Ga в 1,7; Zr в 4 раза. Постоянно отмечались следы олова и нередко — свинца. Можно отметить, что Березовский магнетит уступает Бuedжульскому по интенсивности следов (спектральных линий) германия в среднем в полтора раза. Почти однозначны для обоих примеси магния и алюминия, большая часть которых (наряду с кремнием и кальцием), по-видимому, принадлежит породообразующим алюмосиликатам — незначительной постоянной механической примеси в выделяемых фракциях магнетита. Следует отметить, что последним иногда свойственна трудно отделимая небольшая примесь пирротина. При повышенном содержании в пирротине изоморфных никеля и кобальта (которые иногда могут составлять в нем десятые доли процента [2]), а также меди — при возможных включениях в пирротине халькопирита — значения меди, никеля и кобальта по анализу будут завышенными. Подобные анализы проб магнетита, заметно зараженных пирротинном и с повышенным содержанием этих элементов, не принимались нами в расчет их среднего по группе. Ни в одном акцессорном магнетите района следы иттрия, ниобия, молибдена не были обнаружены.

Таким образом, несмотря на несколько повышенную основность состава пород Бuedжульского массива относительно Березовского штока, магнетит сиенито-диоритов первого отличается четко пониженным, а сиенит-граносиенитов второго — высоким содержанием элементов группы железа, особенно титана, марганца, никеля и хрома.

Как известно, возможность вхождения повышенных количеств элементов-примесей и в этом смысле преодоления ими так называемой «геохимической упругости решетки магнетита» [12] определяется геохимической спецификой магматического очага и термодинамическими условиями кристаллизации магмы. По-видимому, Березовская интрузия была явно обогащена по сравнению с магмой Бuedжульского массива интересующими нас ферридами и имела более высокую температуру кристаллизации. О собственно железозной специфике Березовской интрузии свидетельствует петрографо-петрохимическая

характеристика ее пород и, в частности, высокая общая железистость последних с отношением железа к магнию, в 2—2,5 раза превышающим таковое ближайших средних типов Р. Дэли [5], а также тесная связь с интрузией довольно мощно прошедшего известково-железистого скарно-рудообразования [6].

Значительную тенденцию к концентрации элементов группы железа обнаруживает титано-магнетит пострудных даек габбро-диабазов, комплексно связанных с Березовской интрузией. Так, дайки диабаз-лабрадоровых порфиритов превосходит в этом отношении сиенитоиды штока в среднем: по TiO_2 — более чем в 4 раза, по V_2O_5 — почти в 2 раза; MnO — почти в 3; Co — в 3; Ni — в 4 раза. (Интересно, что подобные очень высокие содержания титана, марганца и никеля наблюдаются в аксессуарном магнетите из нефелиновых сиенитов). Содержание циркония по анализам магнетитов тех же даек достигает 0,05%, что в 10 раз больше такового сиенитоидов (основной фазы) штока. Присутствие этого элемента можно объяснить наблюдавшимися микроростками циркона в магнетите.

Для возможного решения вопроса о формационном и комплексном типе интрузий района посредством анализа геохимических особенностей аксессуарного магнетита, необходимо предварительно подвергнуть такому же анализу интрузивные комплексы разных формаций.

Формационные типы интрузий расположены в сводной табл. 1 в порядке примерной возрастной схемы их становления в Алтае-Саянской складчатой области. Названия их приводятся по Ю. А. Кузнецову [7] и Г. В. Полякову [10]. Каждый из трех формационных типов железоносных интрузий: габбро-диоритовый габброидный, субщелочной сиенитоидной и гранитоидной батолитов «пестрого» состава, а также тип батолитовых гранитов герцинских — представлен в табл. 1 несколькими колонками цифр среднего состава элементов-примесей в аксессуарном магнетите близких петрографических разновидностей по массивам, интрузивным комплексам и их группам²⁾ в последовательности от более кислых к более основным породам³⁾ в пределах каждого формационного типа интрузий.

Анализируя распределение элементов-примесей в магнетитах интрузий названных формационных типов (табл. 1), в разной степени железоносных и перспективных к метасоматическому рудообразованию, нужно сделать следующие выводы.

Титан. Двуокись титана дает наиболее высокие концентрации в магнетитах габброидных комплексов, значительно снижаясь в них от габбро — 4% к диоритам (и кварцевым диоритам) — 1,8%. Как правило, высокое содержание TiO_2 характерно магнетитам сиенитоидов субщелочных комплексов — 3—3,8%.

Сравнительно низким содержанием титана в магнетите отличаются гранитоиды батолитов «пестрого» состава, снижаясь в них от диоритов — 1,6% к гранитоидам — 1,3% и гранитам — 0,7%.

Содержание минимально для батолитовых герцинских гранитов — 0,5 и 0,8%. Для гранитоидов гранитной серии Урала оно составляет 0,52% (среднее из 30 проб [13]). Однако в щелочных биотит-микро-

²⁾ Анализы, приведенные у В. А. Вахрушева [2], разделены на группы, каждая из которых включает несколько комплексов только одного формационного типа, в таблице 1, обозначены 4), 5), 7), и 9).

клиновых разновидностях гранитов Мустагского и Сарлыкского массивов Горной Шории, по данным В. К. Чистякова, среднее содержание в магнетите довольно резко повышено (около 2%).

Ванадий. Четко повышенной концентрацией V_2O_5 отличаются магнетиты габброидных комплексов — 0,6—0,4% (от габбро к диоритам).

Значительное непостоянство наблюдается в магнетите сиенитоидов субщелочных комплексов: Кондомские — 0,09%, Тейские — 0,2%, Краснокаменско-Ирбинские — 0,3%; Средне-Уральские — 0,7%.

В магнетите из гранитоидов и диоритов батолитов «пестрого» состава V_2O_5 колеблется около 0,3% и только для Тельбесских гранодиоритов достигает 0,48%. Граниты этого же формационного типа, по имеющимся данным (табл. 1), не отличаются по ванадию в магнетите — 0,14% от герцинских батолитовых гранитов — 0,13 и 0,19%. Таково же среднее содержание в магнетите Уральских гранитоидов гранитной серии — 0,13% [13].

Марганец. Наиболее высокой и выдержанной концентрацией MnO в аксессуарном магнетите резко отличаются только комплексы субщелочных сиенитов — 0,7—1%. Им уступают габбро-диоритовые комплексы — 0,4—0,3%. К последним тесно примыкают в этом отношении гранитоиды батолитов «пестрого» состава — 0,2—0,3%, которым почти аналогичны герцинские батолитовые граниты.

Хром. Содержание Cr_2O_3 в аксессуарном магнетите из разных массивов и комплексов колеблется в довольно большом диапазоне — 0,009—0,14%. При этом даже в пределах одного формационного типа имеющиеся данные по отдельным интрузивам резко отклоняются от таковых по другим комплексам того же типа. Так, габбро-диоритовые комплексы, по всей вероятности, обладают повышенной концентрацией хрома в магнетите — 0,09 и 0,14% (табл. 1), но в габброидах Ташелгино-Майзасской интрузии она минимальна — 0,016%.

Для большей части комплексов субщелочных сиенитоидов характерно сравнительно низкое содержание Cr_2O_3 — 0,04—0,009%, но по анализам (всего два) из сиенитоидов Тейской группы месторождений оно необычайно высоко — 0,39%.

Значительное (но более «равномерное») непостоянство Cr_2O_3 в магнетите характерно для гранитоидов батолитов «пестрого» состава — 0,02—0,13%. Интересно, что максимум содержания наблюдается для гранитов и граносиенитов этого типа интрузий — 0,13 (табл. 1). Низкой концентрацией хрома отличаются от последних герцинские граниты — 0,015 и 0,027%, для Сарлыкского массива — 0,025% (среднее из 22 анализов).

По кобальту, никелю и меди имеется мало данных. Содержание кобальта и меди в аксессуарном магнетите колеблется преимущественно в тысячных долях процента Никеля — в тысячных — первых сотых процента (табл. 1). О каких-либо закономерностях в распределении этих элементов по типам комплексов, по-видимому, говорить преждевременно. Повышенным содержанием никеля в магнетите заметно выделяются породы габброидных комплексов (первые сотые процента).

Цинк в аксессуарном магнетите варьирует в пределах 0,008—0,04%. Можно отметить его более высокую концентрацию (0,015—0,035%) — для более кислых петрографических разновидностей разных формационных типов, и относительно пониженную (0,017—0,007%) — для пород габбро-диоритовых комплексов.

Галлий в аксессуарном магнетите разных типов интрузий, судя по немногочисленным данным, имеет довольно однообразное содер-

Содержание элементов-примесей в магнетите интрузий района
Березовского месторождения и интрузивных комплексов Алтае-Саян и Урала
различных формационных типов (в %)

Породы	Интрузивы района			Формационные типы железосных интрузий											гранитные батолиты герцинские		Породы
	Буджкульский массив	Березовский шток		габбро-диоритовые габброидные комплексы			гранитоидные батолиты „пестрого“ состава					субщелочные сиенитоидные комплексы			граниты		
		монзониты, сиенито-диориты	сиениты, граносиениты	дайки лабрадор. порфириты	диориты, кварцев. диориты	габбро-диориты	габбро, габбро-диориты	граниты	граниты, кварцев. диориты	гранитоиды	грано-диориты	диориты	сиениты, кварцев. сиениты	сиениты, гранитоиды		10 ⁹⁾	
Количество анализов	8 ¹⁾	14 ²⁾	4 ³⁾	10 ⁴⁾	9 ^{Тм)}	17 ^{Бр)}	8 ⁵⁾	8 ^{Ол)}	6 ^{Бу)}	19 ^{Т6)}	8 ^{Т6)}	14 ^{Кл)}	6 ⁷⁾	27 ^{8у)}	10 ⁹⁾	20 ^{Пр)}	количество анализов
TiO ₂	1,48	3,89	16,7	1,98	2,05	3,87	0,73	1,30	1,22/12	1,42	1,57	2,92	3,31/5	3,66	0,52	0,844	TiO ₂
V ₂ O ₅	0,236	0,27	0,49	0,40/9	0,63	0,63	0,14	0,27/7	0,27	0,48	0,31	0,092	0,29	0,68	0,13/11	0,191	V ₂ O ₅
MnO	0,21	0,73	2,02	0,32	0,30	0,37	0,4/4	0,17/7	0,21	0,20	0,28	1,04	0,81	0,77	0,176	0,325	MnO
Ti : V	6,3	14,4	34	5,0	3,3	6,1	5,1	4,8	4,5	3,0	5,1	31,7	11,4	5,4	4,0	4,4	Ti : V
Ti · V · Mn (100)	7,3	77	1650	25	39	90	4	6	7	13,6	13,6	28	78	192	1,2	5	Ti · V · Mn (100)
Cr ₂ O ₃	0,036	0,054	0,07	0,14/9	0,016	0,09	0,13	0,027	0,021	0,076	0,046	0,009/16	0,026/3 ⁺ 0,39/2 ⁺⁺	0,030	0,027	0,015	Cr ₂ O ₃
Co	0,0027	0,0033/11	0,011	0,003*	-	0,005/10	-	0,0004/5	-	-	0,016	0,0015/7	-	-	-	-	Co
Ni	0,007/7	0,028/11	0,13	0,017*	0,022/15	0,022/10	-	0,0005/5	-	0,0063	0,019	0,008/6	-	-	-	0,0056	Ni
Cu	0,0041	0,025/10	0,064	-	0,004	0,010/11	-	-	-	0,008	0,009/7	-	-	-	-	0,001	Cu
Zn	0,008	0,014	0,025	0,007/4	0,017	0,0156/10	0,032/5	0,013/3	-	0,024	0,016	0,019/9	0,04/3	-	0,02	0,028	Zn
Ga	0,00043	0,00074	0,0006	-	0,0006/15	0,0005/11	-	-	-	0,0007	0,0006	0,00074/7	-	-	-	0,0004	Ga
Zr	0,001/7	0,0044	0,048	-	0,0006/6	0,0016/11	-	-	-	0,0093/7	0,0083	0,0114/9	-	-	-	0,018	Zr
MgO	0,37	0,31	2,2	0,36/3	0,12	2,35/10	0,28	-	-	0,63	0,39	0,22/10	0,29	-	-	0,59	MgO
Al ₂ O ₃	1,21	1,17	6,7	-	-	-	1,37/5	-	-	1,22	1,65	2,1/7	-	-	-	-	Al ₂ O ₃

1), 2), 3) — интрузивы района Березовского железорудного месторождения в Восточном Саяне (названы в соответств. графах). 4) — габбро-диоритовые комплексы Таят-Табрата, Мульги и Ампалька, по В. А. Вахрушеву [2] (рассчитано по анализам, приведенным на стр. 287). Т^м) — Ташелгино-Майзасский, I группа, габброидный комплекс (Горная Шория), по данным В. К. Чистякова. Б^р) — Большереченский габбро-диоритовый комплекс (Горная Шория). 5) — Ампалькский, Туимский (Хакасия) и Есинский (Кузнецкий Алатау) батолитовые массивы, по В. А. Вахрушеву [2] стр. 288. О^л) — Қанзыбинский массив и Ольховский комплекс (Восточн. Саян), по В. А. Вахрушеву [2] стр. 289. Бу^у) — Урал Средний, гранитоиды габбрового ряда II группы, бесперспективные по Знаменскому и Фоминых [3]. Т⁶) — Тельбесский гранитоидный комплекс, главная фаза (Горная Шория), для гранодиоритов, по данным В. К. Чистякова. К^л) — Кондомский сиенитоидный комплекс (Горная Шория). 7) — Краснокаменско-Ирбинский (Вост. Саян) и района Тён (Кузнецкий Алатау) сиенитоидные комплексы, по В. А. Вахрушеву [2] стр. 287. 8^у) — Урал Средний, сиениты и гранитоиды габбрового ряда I группы, перспективные, по Н. Д. Знаменскому и В. Г. Фоминых [3]. 9) — Тигерский, Синюшинский, Усть-Беловский (Горный Алтай) и Сарлыкский (Горная Шория) герцинские массивы, по В. А. Вахрушеву [2] (рассчитано по анализам на стр. 288). Пр^р) — Порожинский гранитный комплекс (Горная Шория), по данным В. К. Чистякова. +) — для Краснокаменско-Ирбинского комплекса. ++) — для сиенитоидного комплекса района Тён*) — для гранитоидов габброидного ряда. 0,14/9 — в знаменателе количество анализов, отличное от общего для группы. —) — нет данных.

жание порядка 0,0007—0,0004% (табл. 1), причем большее наблюдается в сиенитоидах субщелочных комплексов.

Цирконий. Среднее содержание по анализам проб магнетита разнотипных интрузий находится в пределах 0,0006—0,018%. Минимальные значения присущи габброидным комплексам. Повышено содержание для диорит-гранодиоритов Тельбесского батолита—0,009% и Кондомских сиенитов—0,01%. Максимум примеси отмечается для герцинских гранитов Порожинского батолита Горной Шории, где, по В. К. Чистякову, цирконий не является изоморфной примесью акцессорного магнетита, а следствием тонких микросростков последнего с цирконом.

Олово. Следы и первые ступени (интенсивность линии спектра) элемента почти постоянно отмечались в анализированных магнетитах из массивов различных формационных типов (в том числе и габброидных).

Магний. Содержание MgO по анализам магнетитов из разных интрузий даже одного типа весьма не выдержано и колеблется в среднем от 0,2 до 0,6%, что может указывать в основном на характер выделения и тесноту срастания зерен магнетита с цветными алюмосиликатами в структуре пород и, как следствие, на степень «мономинеральности» и чистоты его пробы. О том же, видимо, говорят и большое содержание алюминия, которое колеблется для большинства интрузий в пределах 1,2—2,3% Al_2O_3 .

Таким образом, из анализа распределения элементов-примесей в акцессорном магнетите следует, что наиболее показательными для формационно-комплексной корреляции интрузий являются титан, ванадий и марганец. Этого нельзя пока сказать о хrome и других отмеченных выше элементах, которые, однако, могут служить дополнительными признаками. С накоплением материала о содержании этих элементов в магнетите различных генетических типов их геохимическая значимость станет более определенной.

**

Рассмотрим некоторые взаимоотношения главных микроэлементов в магнетите путем приведения их содержания к объединяющим коэффициентам.

Ti:V отношение. Из табл. 1 следует, что отношение окислов титана и ванадия в составе магнетита хорошо выделяет только субщелочные сиенитоиды Алтае-Саян: Кондомские—32, Краснокаменско-Ирбинские и Тейские—11,5, Березовские—14, для которых, в сравнении с другими типами интрузий, это число максимально. В сиенитах и гранитоидах (субщелочного типа) Среднего Урала—за счет очень высокого содержания ванадия в магнетите—отношение понижено.

Для габброидного и гранитоидного формационных типов Ti:V коэффициент сравнительно низкий, но более выдержан и для большинства интрузии колеблется около 4—6.

Ti·V·Mn коэффициент «изоморфной емкости» акцессорного магнетита. Как видели выше, высокой концентрацией главных микроэлементов—титана, ванадия и марганца—в магнетите характеризуются субщелочные сиенитоидные комплексы (сумма содержания окислов этих элементов 4—5%) и габбро-диоритовые габброидные (сумма окислов 2,7—5%), т. е. комплексы формационных типов интрузий наиболее железосодержащих и продуктивных в отношении метасоматического рудообразования. Сравнительно низкой концентрацией

тех же элементов отличаются менее перспективные в этом отношении гранитоидные и гранитные батолиты (сумма окислов Ti, V и Mn — 2,2—0,8%).

Однако простая сумма разных по величине составляющих, очевидно, ничего не говорит о степени их различия. Напротив, произведение тех же составляющих четко обусловлено относительной величиной каждого из них. Это виднее из простого ряда цифр (табличка): произведение максимально при равенстве составляющих и уменьшается пропорционально росту их разности, т. е. в широком диапазоне ряда произведений любое из них отражает индивидуальное свойство, особенность данной группы составляющих.

	3	2	1	0,5
	3	3	3	3
	3	4	5	5,5
Сумма	9	9	9	9
Произведение	27	24	15	8,25

Поскольку разные формационные типы интрузий, отдельные комплексы, фазы и петрографические разновидности наиболее отличаются по содержанию титана, ванадия и марганца в аксессуарном магнетите, постольку при решении вопросов формационно-комплексной корреляции интрузий может быть рациональным применение объединяющего $Ti \cdot V \cdot Mn$ (100) коэффициента магнетита, являющегося произведением содержаний окислов элементов (или собственно элементов), увеличенным, ради получения более наглядных целых чисел, в сто раз. Применение такого коэффициента оправдывается рассмотренным выше распределением этих ферридов в магнетите интрузий разных формационных типов: концентрации их (равно, как, по-видимому, и температурные условия кристаллизации магм одной фации глубинности) в значительной мере находятся в зависимости от степени железистости интрузивного комплекса или фазы. Широкий диапазон значений коэффициента, по-видимому, является отражением геохимической специфики магматических расплавов и многообразия местных условий становления магм в отношении элементов группы железа.

Анализ материала (табл.1) свидетельствует о диапазоне колебаний $Ti \cdot V \cdot Mn$ (100) коэффициента аксессуарного магнетита в ряду интрузивных комплексов рассматриваемых формационных типов в пределах 1—190 единиц. Высоким коэффициентом выделяется габброидный тип интрузий и субщелочной сиенитоидный. В пределах последнего, несмотря на большую петрографическую близость пород разных комплексов, коэффициент варьирует от 30 и 80 для сиенитов и гранитоидов Алтае-Саяна до 190 для таковых и близких пород Среднего Урала.

Низким $Ti \cdot V \cdot Mn$ (100) коэффициентом отличаются гранитоидные комплексы «пестрого» состава (5—7 и 13). Интересно его поведение для разных пород одного комплекса, в частности, диоритов и гранодиоритов главной фазы Тельбесского батолита. Несмотря на некоторое различие средних содержаний титана, ванадия, марганца и сумм их окислов в магнетите каждой из разновидностей, рассматриваемые коэффициенты последних оказываются идентичными. По-видимому, в данном случае проявилась определенная независимость «изоморфной емкости» магнетита от состава петрографических разновидностей одной фазы комплекса. Это, отчасти, параллелизуется с положением Штейнберга и Фоминых [13] о малой связи содержаний титана и ванадия в магнетите в пределах одной генетической группы гранитоидов с составом самих гранитоидов.

Для гранитов некоторых герцинских батолитов коэффициент минимален — 1 и 5.

**
*

Подводя итог кратко рассмотренному комплексу особенностей состава малых элементов аксессуарного магнетита, следует подчеркнуть наиболее показательные из них для интрузий каждого формационного типа в аналогичных или близких по основности петрографических разновидностях. Из последних, применительно к интрузивам района Березовского месторождения, интересны породы сиенит-диоритового и гранитоидного состава, «магнетитовые индикаторы» которых (табл. 2) можно проследить для следующих трех железосодержащих формационных типов интрузий:

1. Габбро-диоритовый габброидный тип. Индикаторами магнетита рассматриваемых петро-разновидностей являются: умеренное содержание титана, сравнительно высокое — ванадия и, по-видимому, хрома и никеля, несколько пониженное содержание цинка, в отличие от субщелочного сиенитоидного типа — низкие значения марганца и отношения $Ti:V$; в отличие от гранитоидного батолитового типа интрузий — высокий $Ti \cdot V \cdot Mn$ коэффициент (табл. 2).

Таблица 2.

Примерный состав элементов-примесей в магнетите различных формационных типов железосодержащих интрузий* Алтае-Саян для пород сиенит-диоритовой (первые цифры в графах) — гранитоидной (вторые цифры) основности. Усредненные данные на основе табл. 1.

Формационные типы интрузий	Габбро-диоритовый габброидный	Гранитоидный батолитов „пестрого“ состава	Субщелочной сиенитоидный
TiO_2	2,3—1,8?	1,6—1,2	3,6—2,9
V_2O_5	0,5—0,4	0,3—0,2	0,3—0,09
MnO	0,3—0,3	0,3—0,2	0,7—1,0
$Ti:V$	4?—5	5—4,5	11—32
$Ti \cdot V \cdot Mn$	35—20	14—5	85—27
Cr_2O_3	0,03?—0,1?	0,06—0,02	0,04—0,01
Co	0,004?—0,003	0,016—0,001?	0,003—0,001
Ni	0,02—0,017	0,02—0,002?	0,02—0,008
Cu	0,004?—	0,006—	0,02—0,01
Zn	0,017—0,01?	0,012—0,025	0,015—0,02
Ga	0,0006—	0,0005—0,0007	0,00074
Zr	0,001?—	0,004—0,009	0,004—0,01
MgO	0,3?—	0,4—0,2	0,3—0,5?
Al_2O_3	— —	1,6—1,2	1,2—2,0

* — здесь представлен более поздний вариант таблицы, в котором учтены соответствующие данные по интрузивам района Березовского железорудного месторождения.

— — нет данных.

2. Субщелочной сиенитоидный тип. Индикаторами магнетита являются: высокие средние содержания титана и марганца, высокие значения коэффициентов $Ti:V$ и $Ti \cdot V \cdot Mn$, кроме того, в отли-

чие от габбро-диоритового типа понижено содержание ванадия (для интрузий Алтае-Саян) и несколько повышено цинка и галлия (табл. 2).

3. Тип гранитоидных батолитов «пестрого» состава. Индикаторы магнетита: сравнительно низкое содержание титана, низкий $Ti \cdot V \cdot Mn$ коэффициент; в отличие от габбродиоритового габброидного типа пониженное содержание хрома и никеля и повышенное — цинка; в отличие от субщелочного сиенитоидного типа интрузий — низкие значения марганца и отношения $Ti:V$ (табл. 2).

Граниты двух батолитовых типов по имеющимся данным незначительно разнятся по составу магнетита. Следует обратить внимание на немногим большее отношение $Ti:V$ и очень высокое (?) содержание хрома для гранитов батолитов «пестрого» состава по сравнению с таковыми герцинских батолитов.

**
**

Использование намеченного комплекса геохимических индикаторов аксессуарного магнетита разных типов (табл. 1 и 2) с целью формационно-комплексной корреляции интрузий района Березовского месторождения позволяет сделать выводы:

Бuedжульский массив (монциты, сиенито-диориты). Согласно большинству индикаторов — сравнительно низким средним содержаниям титана, а также ванадия, марганца, никеля, хрома и, соответственно, $Ti \cdot V \cdot Mn$ коэффициенту магнетита (табл. 1), интрузив относится к типу гранитоидных батолитов «пестрого» состава.

В сравнении с диоритами Тельбесского комплекса того же типа магнетит сиенито-диоритов Бuedжульского массива отличается пониженной концентрацией Co , Ni , Cu , Zn , Zr и Al . По распределению и коэффициентам микроэлементов в аксессуарном магнетите Бuedжульского массива (принимая во внимание повышенную основность пород последнего) весьма вероятно близость его по типу комплекса с гранитоидным Канзыбинским массивом, отождествляемым рядом исследователей с Ольховским комплексом Восточного Саяна (табл. 1). Это подтверждает заключение Г. С. Прокина и К. П. Астахова в результате геологической съемки 1964—1965 гг. об Ольховском комплексе (ордовика) Бuedжульской интрузии.

Березовский шток (сиениты, граносиениты). Согласно комплексу индикаторов: высоким средним содержаниям титана и марганца и значениям $Ti:V$ и $Ti \cdot V \cdot Mn$ коэффициентов аксессуарного магнетита, интрузив убедительно отвечает субщелочному сиенитоидному формационному типу интрузий.

В сравнении с сиенитами Кондомского комплекса (табл. 1) породы Березовского штока отличаются гораздо более высоким содержанием в магнетите Ti , V , Cr , Co , Ni , Cu и пониженным — Mn , Zn , Zr , Mg и Al . По среднему составу элементов и обоим коэффициентам аксессуарного магнетита Березовский шток наиболее тесно параллелизуется с Краснокаменско-Ирбинским и района Теи сиенит-граносиенитовыми комплексами Алтае-Саян. Полученные выводы не противоречат сделанным ранее на основе петрографо-петрохимического и геохимического изучения интрузива [5].

Накопление материала по составу магнетитов из интрузий разных формационных типов (по петрографическим разновидностям фаз и комплексов) позволит более полно изучить распределение элементов-примесей с учетом дисперсий их содержаний в каждом виде, что должно способствовать большей объективности в применении геохи-

мических индикаторов магнетита при формационно-комплексной корреляции интрузий.

Автор признателен И. К. Баженову и В. К. Чистякову за обсуждение рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
2. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд-во «Наука», М., 1965.
3. Знаменский Н. Д., Фоминных В. Г. О составе титано-магнетитов в гранитоидах габбрового ряда Среднего Урала. Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 3.
4. Коптев-Дворников В. С., Руб М. П. О геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов. Металлогенич. специализация магматич. комплексов, «Недра», 1968.
5. Коллегов Л. Н. Березовский рудоносный интрузивный шток в Восточном Саяне (петрографо-петрохимическая характеристика). Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Зап. Сибири. Труды ТГУ. Т. 201, сер. геол., Томск, 1972.
6. Коллегов Л. Н. Стадии минералообразования Березовского железорудного месторождения (Восточный Саян). Сб. «Вопросы геологии Сибири». Мат-лы конфер., посвященной 50-летию геол. образования в ТГУ, Томск, 1971.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
8. Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Труды ИМГРЭ, вып. 3, 1959.
9. Миловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетита (Восточный Саян). «Геохимия», 1962, № 12.
10. Поляков Г. В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом (на примере центральных районов Алтае-Саянской области). Сб. «Геология и генезис магнетитовых месторожд. Сибири», изд. «Недра», 1967.
11. Приближенный количественный спектральный анализ минерального сырья. ВСЕГЕИ, под общ. редакц. М. М. Клера, Госгеолтехиздат, М., 1959.
12. Сергеева Н. Е., Грудев А. П. О химическом составе магнетита. Вестн. Москов. ун-та, сер. геол., 1964, № 4.
13. Штейнберг Д. С., Фоминных В. Г. Состав акцессорного титано-магнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 5.
14. Штейнберг Д. С., Фоминных В. Г. О составе титаномагнетитов Урала. Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 6.
15. Коллегов Л. Н. О геолого-структурной позиции рудоносной интрузии и Березовского железнорудного месторождения (Вост. Саян). Сб.: «Вопросы геологии и географии». Изд-во ТГУ, Томск, 1972.

К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В МАГНЕТИТЕ КАК КРИТЕРИЯ МИНЕРАЛОГО - ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СВЯЗИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ИНТРУЗИЯМИ

В. К. ЧИСТЯКОВ

Использование элементов-примесей в магнетите и других минералах, присутствующих одновременно в интрузивных породах и рудах, в качестве минералого-геохимического критерия связи месторождений с тем или иным магматическим комплексом получило в настоящее время широкое распространение [6, 7, 38].

Практическое применение этого критерия для решения вопроса о связи конкретных месторождений с определенными магматическими породами является иногда затруднительным. Эти трудности связаны с тем, что до настоящего времени проведено очень мало исследований по влиянию тех или иных факторов рудогенеза и отдельных вопросов методики опробования на характер этой связи.

Среди этих факторов и вопросов существенное значение имеют следующие:

1. Степень геохимической унаследованности рудами черт материнской интрузии, выражающуюся в существовании определенной зависимости между содержанием элементов-примесей в аналогичных минералах материнской интрузии и рудного месторождения.

2. Комплекс элементов входящих в тот или другой минерал, которые можно использовать для установления связи месторождений с интрузиями.

3. Количество необходимых наблюдений по содержанию элементов-примесей в аналогичных минералах руд и интрузивных пород.

4. Глубина эрозионного среза интрузивных тел и рудных месторождений, фазы интрузивных комплексов и фации глубинности.

Ниже сделана попытка показать влияние этих факторов и вопросов при установлении связи контактово-метасоматических месторождений железа Горной Шории с интрузиями.

Выбор этого объекта для исследований не является случайным, ибо контактово-метасоматические месторождения обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь с интрузиями и являются удобным объектом для таких исследований.

При решении вопроса о связи контактово-метасоматических месторождений Горной Шории с интрузиями в первую очередь учитывали их приуроченность к контакту определенного магматического комплекса. Однако целый ряд наиболее крупных промышленных месторождений Горной Шории расположен по контактам или вблизи контактов нескольких магматических комплексов (Кондомская, Ташелгинская и Казская группы). Это привело к существованию различных точек зрения на связь этих месторождений с интрузиями.

Месторождения Кондомской группы (Шерегеш, Шалым, Таштагол, Кочура) связываются различными исследователями или с Сарлык-Мустагским гранитным комплексом [1, 2, 21] или с Кондомским габбро-сиенитовым комплексом [6, 12, 20, 30].

Месторождения Ташелгинской группы одними исследователями [15, 18, 22] связывались с Порожинскими гранитами, другими [8, 13] — со щелочными сиенитами, третьими [19, 35] — с древней Ташелгино-Майзасской интрузией.

Близкая к этому картина наблюдается и для месторождений Казской группы¹⁾, часть месторождений здесь связывается с Тельбесским гранитным комплексом, другая с самостоятельной габбро-сиенитовой интрузией [27, 40].

Такая неопределенность в трактовке вопроса о связи месторождений Горной Шории с интрузиями позволила В. А. Вахрушеву [6] применить для уточнения этого вопроса минералого-геохимические критерии и в первую очередь элементы-примеси в магнетите.

Для того чтобы представить, из каких выводов исходил этот исследователь, уместно привести цитату из работы В. А. Вахрушева [6] «При уменьшении количества марганца в акцессорном магнетите материнских интрузивов, как правило, уменьшается содержание этого элемента в рудобразующем магнетите (см. рис. 124). Аналогичная взаимная связь наблюдается и в отношении титана» и «вторая особенность в поведении марганца, титана и ряда других элементов-примесей, а именно: во всех без исключения случаях содержание их в магнетите месторождений меньше, чем в магнетите интрузивов, материнских по отношению к этим месторождениям. Это положение должно быть понятно без каких-либо пояснений, если принять во внимание резко различный способ образования этих двух типов магнетитов (рудного и акцессорного)».

Исходя из этих выводов, В. А. Вахрушев устанавливает отсутствие связи между Сарлык-Мустагским гранитным комплексом и месторождениями Кондомской группы. Это заключение основано на очень небольшом фактическом материале. Так, по рудному магнетиту Кондомской группы месторождений всего 19 анализов, а по магнетиту из сиенитов, с которыми связано железуруденение, всего 3 анализа, причем эти анализы отобраны только по Кубесскому массиву, с которым тесно связано только Шерегешевское месторождение. Мало анализов и по акцессорному магнетиту Сарлык-Мустагского комплекса (4 анализа).

Такое небольшое количество анализов по акцессорному магнетиту магматических комплексов и рудному магнетиту такой большой группы месторождений, как Кондомская, не может даже приблизительно отражать среднее содержание элементов-примесей в магнетите.

Этот вывод хорошо подтверждается выполненными нами более детальными исследованиями по распределению элементов-примесей в акцессорном магнетите магматических комплексов Кондомского района (табл. 1).

Анализ табл. 1 показывает, что по содержанию элементов-примесей в магнетитах габбро-сиенитового и Сарлык-Мустагского комплексов нельзя сделать вывод о связи месторождений этой группы с определенным магматическим комплексом, ибо магнетиты как того, так и другого комплекса обладают одинаковым набором элементов-примесей. Одновременно для обоих комплексов сохраняется и второй вывод В. А. Вахрушева [6], что обязательным условием связи должно быть пониженное содержание в рудном магнетите таких элементов, как Mn и Ti.

¹⁾ В эту группу включается и группа месторождений Темир-Тау.

Из табл. 1 видно, что месторождения Ташелгинской группы можно связывать с тремя магматическими комплексами, Ташелгино-Майзасским габбро-диоритовым, Большереченским габбро-диоритовым и Порожинским гранитоидным²⁾. Точно так же месторождения Казской группы можно считать генетическими, связанными с Тельбесским габбро-сиенитовым комплексом.

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном и рудном магнетите различных магматических комплексов и групп месторождений Горной Шории

Магматические комплексы и месторождения, расположенные вблизи них	Колич. анализов	Средние содержания элементов примесей			
		TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Мустагский комплекс	45	1,97	0,193	0,596	0,021
Сарлыкский массив	22	1,73	0,160	0,550	0,025
Кондомский габбро-сиенитовый комплекс	14	2,92	0,092	1,04	0,008
Кондомская группа месторожд.	19 ¹⁾	0,21	0,036	0,510	0,013
Шерегешевское месторождение	23 ²⁾	0,37	—	1,10	—
Тельбесский гранитоидный комплекс	74	2,13	0,394	0,279	0,065
Тельбесский габбро-сиенитовый комплекс (Леспромхозный)	2	2,10	0,12	0,38	0,04
Казская группа (включая Темир-Тау и Тельбес)		0,10(58)	0,004(25)	0,13(56)	0,001(2)
Порожинский комплекс	20	0,844	0,191	0,325	0,010
Ташелгино-Майзасский комплекс	25	1,35	0,345	0,63	0,015
Большереченский комплекс	9	1,41	0,29	0,59	0,08
Ташелгинская группа месторождений	100	0,395	0,066	0,84	0,006

Примечание: Здесь и в последующих таблицах в скобках указано количество анализов: 1) — данные по содержанию элементов-примесей в магнетите месторождений, взяты из работы В. А. Вахрушева [6]; 2) — данные по содержанию элементов-примесей в магнетите месторождений, взяты из работы В. Н. Шарапова, В. И. Каминской [40].

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют, что простое сравнение средних содержаний элементов-примесей в магнетите магматических комплексов и магнетите расположенных по их контактам месторождений не дают однозначного решения вопроса о связи того или иного месторождения с определенным магматическим комплексом.

В связи с этим необходимо рассмотреть влияние других причин, способных оказать влияние на связь между элементами-примесями в акцессорном и рудном магнетите.

Одной из таких причин является зависимость распределения элементов-примесей в акцессорном магнетите от места отбора проб. Характер распределения элементов-примесей в магнетите из различных мест

²⁾ Не исключена возможность также связывать Ташелгинские месторождения и с Тельбесским интрузивным комплексом, так как тела этого комплекса присутствуют в районе этих месторождений, а соотношение элементов-примесей рудного и акцессорного магнетита аналогично описанным выше.

магматических комплексов Кондомского района приведен в табл. 2. В ней же для сравнения приведены данные о содержании элементов-примесей в рудном магнетите Кондомской группы месторождений.

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите из различных участков магматических комплексов Кондомского района и расположенных по их контактам месторождений

Магматические комплексы и месторождения	Колич. анализов	Средние содержания элементов-примесей в %			
		TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Мустагский комплекс					
Сарлыкский массив	22	1,73	0,16	0,55	0,025
разрез по железной дороге Таштагол-Новокузнецк	13	2,48	0,371	0,49	0,036
разрез по вершине горы Мустаг	10	2,74	0,031	0,845	0,003
Габбро-сиенитовый комплекс					
Кубесский массив	10	2,97	0,096	1,06	0,007
Шалымский массив	2	2,50	0,10	1,20	0,010
Таштагольский массив	2	2,75	0,09	0,70	0,009
Кондомская группа месторождений	19	0,21	0,036(4)	0,510	0,013(4)

Из табл. 2 видно неравномерное распределение элементов-примесей в магнетите магматических комплексов. В некоторых случаях содержания их в магнетите габбро-сиенитового и Сарлык-Мустагского комплексов могут быть очень близкими. Так, содержание элементов-примесей в магнетите, отобранном из щелочных гранитов по вершине горы Мустаг, аналогично содержанию этих же элементов в магнетите сиенитов габбро-сиенитового комплекса.

В других случаях наблюдаются заметные отличия содержаний элементов-примесей магнетита в различных разрезах одного комплекса. Так, количество элементов-примесей в магнетите, отобранном в разрезе Сарлык-Мустагского комплекса по железной дороге Новокузнецк — Таштагол, резко отличается от количества их в магнетите из разреза этого же комплекса по вершине г. Мустаг.

Таким образом, из предыдущего описания видно, что в зависимости от места отбора проб в пределах массивов, сложенных одним магматическим комплексом, можно получить совершенно неравноценные данные по содержанию элементов-примесей в магнетите. В одних случаях эти данные будут свидетельствовать о связи месторождений с этим комплексом, в других, напротив, об отсутствии ее.

Одинаковое содержание элементов-примесей в магнетите отдельных разновидностей пород различных комплексов оставляет вопрос о связи месторождения с определенным комплексом открытым.

Еще более сложно установление связи оруденения с интрузиями по элементам-примесям в магнетите, если не учитывать фазы интрузивных комплексов. В качестве примера можно остановиться на многофазном Тельбесском комплексе. Ранее уже отмечалось, что в составе этого комплекса выделяется 5 фаз [39]³.

³) В эти пять фаз входят: Большереченский габбро-диоритовый комплекс [5] и комплекс девонских субвулканических гранитов [4].

Из табл. 3 видно, что если провести обычное сравнение содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите различных фаз Тельбесского комплекса с содержанием элементов-примесей в магнетите месторождений, расположенных в контактовой зоне его, то, исходя из представлений В. А. Вахрушева, можно говорить о связи этих месторождений с любой из фаз Тельбесского комплекса.

Таблица 3

Средние содержания элементов-примесей в акцессорном магнетите различных фаз Тельбесского комплекса и магнетите связанных с ним месторождений

Фазы комплекса и группы месторождений	Колич. анализов	Элементы-примеси в %			
		TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Первая фаза — габбро, габбро-диориты (Большереченский комплекс)	27	3,87	0,63	0,37	0,09
Вторая фаза — диориты, габбро-диориты	10	4,05	0,45	0,33	0,08
Третья фаза — диориты, гранодиориты, плагиограниты, роговообманковые и биотитовые граниты	35	1,850	0,407	0,323	0,065
Четвертая фаза — щелочные микроклиновые граниты (девовский щелочной гранитный комплекс)	10	1,79	0,115	0,510	0,024
Пятая фаза — жильные аплитовидные микроклиновые граниты	3	2,30	0,095	0,605	0,008
Казская группа месторождений	—	0,10	0,004	0,13	0,001

Значительные отличия в содержании элементов-примесей в акцессорном магнетите различных фаз Тельбесского комплекса свидетельствуют о необходимости при решении вопроса о связи месторождений с интрузиями по элементам-примесям в минералах в первую очередь проводить исследование тех интрузивных фаз данного комплекса, связь с которыми этих месторождений уже в некоторой степени установлена по другим геологическим и минералого-геохимическим признакам.

Приведенные выше данные по содержанию элементов-примесей в рудном и акцессорном магнетите (табл. 1, 2, 3) показывают, что в большинстве случаев содержание Ti, V, Cr в акцессорном магнетите выше, чем в рудном магнетите месторождений, расположенных вблизи этих магматических комплексов.

Более сложны соотношения Mn в акцессорном и рудном магнетите. Здесь наблюдается двоякая картина, т. е. в акцессорном магнетите Mn может быть и больше и меньше, чем в рудном. Даже в примере с Кондомской группой месторождений, где В. А. Вахрушевым было установлено повышенное содержание Mn в акцессорном магнетите по отношению с рудным, это соотношение не является обязательным для всех месторождений группы. Действительно, если сравнить содержание марганца в акцессорном магнетите Кубесского сиенитового и Сарлыкского гранитного массивов с количеством Mn в рудном магнетите Шерегешевского месторождения, расположенного по контактам этих массивов, то содержание Mn будет выше в рудном магнетите (табл. 1).

Примеры влияния различных причин на установление связи месторождения с интрузиями по элементам-примесям в аксессуарном и рудном магнетите можно бы продолжить дальше, но уже приведенных выше материалов достаточно для того, чтобы подчеркнуть большое значение при решении вопроса учета таких причин, как количество необходимых наблюдений, мест отбора проб в интрузивных комплексах и рудных месторождениях, фаз интрузивных комплексов и др. Однако даже в случае правильного учета всех этих факторов простое сравнение элементов-примесей в аксессуарном и рудном магнетите не дает вполне определенного ответа о связи оруденения с интрузиями.

Более или менее определенно это вопрос, вероятно, можно решить только в том случае, если будет установлена количественная зависимость между элементами-примесями в аксессуарном магнетите и магнетите руд, связанных с данным магматическим комплексом.

С целью упрощения дальнейших сравнений элементов-примесей в рудном и аксессуарном магнетите воспользуемся коэффициентом концентрации элементов-примесей в аксессуарном магнетите — «К». Коэффициент представляет отношение $K = \frac{Ca}{Cr}$, где Ca — содержание элемента в аксессуарном магнетите, а Cr — содержание элемента в рудном магнетите.

Таблица 4

Коэффициенты концентрации элементов-примесей в аксессуарном магнетите магматических комплексов Горной Шории и связанных с ними контактово-метасоматических месторождений железа

Названия магматических комплексов и расположенных по их контактам групп месторождений	Коэффициенты концентрации различных элементов			
	TiO ₂	V ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃
Кондомский габбро-снитовый Кондомская группа	13,9	2,5	2,0	0,65
Сарлыкский гранитный массив Кондомская группа	8,5	4,1	1,2	2
Мустаский гранитный массив Кондомская группа	11,4	6,4	1,2	1,5
Тельбесский гранитоидный Казская группа	21,3	95	2,1	6,5
Ташелгино-Майзасский Ташелгинская группа	3,4	5,2	0,76	2,5
Большереченский габбро-диоритовый Ташелгинская группа	3,5	4,4	0,75	13
Порожинский гранитный Ташелгинская группа	2,1	3	0,4	1,6

Из табл. 4 видно, что «К» магнетита магматических комплексов, с которыми предполагается связь контактово-метасоматических железорудных месторождений, изменяется в широких пределах. Так, для V₂O₅ К изменяется от 2,5 до 95, для TiO₂ от 2,1 до 21,3, для MnO от 0,4 до 2,1.

Такие широкие пределы колебаний «К» объясняются главным образом различными условиями образования акцессорного и рудного магнетита, причем основными причинами здесь являются термодинамическая обстановка и состав расплавов или растворов, из которых образовался магнетит. Особенно ясно зависимость «К» от этих причин можно видеть на примере изменения его в группе месторождений, обладающих зональностью.

Исследование зональности месторождений, связанных с одним магматическим комплексом [6, 41], показывает, что основными причинами, обуславливающими ее, являются термодинамическая обстановка и состав растворов. Среди признаков зональности отмечаются вариации в содержании элементов-примесей в магнетите. Магнетит высокотемпературных месторождений содержит больше элементов-примесей, чем магнетит низкотемпературных месторождений. В соответствии с этим наблюдается и закономерное изменение «К» элементов-примесей акцессорного магнетита. Используя наиболее распространенную в настоящее время классификацию контактово-метасоматических месторождений [6, 28], можно отметить, что величины «К» элементов в акцессорном магнетите наименьшее значение имеет для скаполитового типа месторождений, постепенно увеличиваясь к гидросиликатному типу. Это увеличение может быть очень значительным. Так, из табл. 5 видно, что «К» гидросиликатного Кочуринского месторождения для MnO будет в 6 раз, а для TiO_2 в 4 раза выше, чем «К» этих элементов скарнового Шерегешевского месторождения. Увеличение «К» элементов-примесей акцессорного магнетита для низкотемпературных месторождений в зональном ряду свидетельствует о снижении преемственности рудным магнетитом этих месторождений геохимических особенностей материнской интрузии. Следовательно, в зональном ряду месторождений для установления связи желательнее брать более высокотемпературные типы месторождений, магнетит которых должен в большей степени наследовать геохимические особенности интрузивных пород.

Таблица 5

Коэффициенты концентрации элементов-примесей акцессорного магнетита Кондомских снитов для различных месторождений Кондомской группы

Месторождение	Колич. анализов	Коэффициенты концентрации	
		MnO	TiO_2
Шерегешевское	23	0,9	7,9
Шальмское	8	3,1	11,3
Таштагольское	8	3,9	13,1
Кочуринское	4	6,0	31

Учитывая основные причины, определяющие величину «К», можно предполагать, что незначительная разница в содержании элементов-примесей в акцессорном и рудном магнетите, а следовательно, и небольшие значения «К» свидетельствуют об относительно близких условиях образования рудного и акцессорного магнетита и могут отражать генетическую связь между ними. В противоположность этому большая величина «К» свидетельствует о резко различных условиях их образования и вряд ли может говорить о наличии генетической связи между ними. Наряду с этим, используя принцип унаследованности месторож-

деннями геохимических особенностей материнской интрузии, следует, что повышенное содержание того или другого элемента в акцессорном магнетите должно сопровождаться пропорциональным увеличением содержания его в рудном магнетите. Как следствие этого величина «К» элементов акцессорного магнетита из пород и связанных с ними однотипных месторождений не должна существенно отличаться. В случае связи однотипных месторождений с аналогичными породами различных комплексов величина «К» для элементов акцессорного магнетита этих пород должна быть близкой.

Применение описанных выше особенностей «К» для уточнения вопроса о связи месторождений Горной Шории с интрузиями при использовании средних содержаний элементов-примесей в магнетите по комплексу в целом не всегда дает удовлетворительные результаты (табл. 4). Особенно наглядно это проявляется для Тельбесского комплекса, обладающего наиболее высокими значениями «К» основных элементов-примесей акцессорного магнетита. Высокое значение «К» свидетельствует об отсутствии геохимической унаследованности элементов-примесей акцессорного магнетита рудным магнетитом месторождений.

Акцессорный магнетит Тельбесского комплекса отличается повышенным содержанием TiO_2 , V_2O_5 , Cr_2O_3 от магнетитов других комплексов Горной Шории. Рудный магнетит связанных с этим комплексом месторождений, наоборот, характеризуется наиболее низкими содержаниями элементов-примесей по сравнению с магнетитом месторождений, связанных с другими магматическими комплексами.

Иная картина применения «К» для установления связи месторождений с Тельбесским комплексом получится, если использовать не средние содержания элементов-примесей в магнетите по комплексу в целом, а рассчитать «К» для фаз и отдельных разновидностей пород комплекса (табл. 6). В этом случае наиболее низкими значениями «К» характеризуются магнетиты третьей и четвертой фаз комплекса, с которыми, по нашим представлениям, и должны быть связаны железорудные месторождения. Этот вывод хорошо согласуется с имеющимися в настоящее время представлениями о связи этих месторождений с третьей главной фазой комплекса, сложенной диоритами, гранодиоритами, гранитами [38, 40].

Таблица 6

Коэффициенты концентрации акцессорного магнетита различных фаз и разновидностей пород Тельбесского комплекса по отношению к рудному магнетиту Казской группы месторождений

Фазы комплекса	Коэффициент концентрации, „К“			
	TiO_2	V_2O_5	MnO	Cr_2O_3
Первая фаза	38,7	156	2,9	90
Вторая фаза	40,5	112	2,5	80
Третья фаза:	18,5	101	2,4	66
гранодиорит	12,6	100	1,6	60
роговообманковые граниты и				
плагнограниты	29,6	17	7	2
Четвертая фаза	17,9	28,5	4,0	24
Пятая фаза	23	23	4,6	8

Полученные в последнее время данные по месторождению Уйзюк позволяют более точно установить время образования магнетита по

отношению к отдельным фазам Тельбесского комплекса, которые свидетельствуют о том, что формирование магнетита тесно связано с четвертой фазой микроклиновых гранитов. Эти граниты секут скарны, образовавшиеся по породам главной фазы, но сами подвергались вторичному скарнированию и замещению рудным магнетитом. «К» большинства элементов акцессорного магнетита этой фазы будет небольшим, что свидетельствует о близких условиях образования акцессорного и рудного магнетита.

Относительно небольшие значения «К» для основных элементов-примесей получены и для магнетита тех пород магматических комплексов Кондомского и Ташелгинского районов, с которыми предполагается генетическая связь расположенных в этих районах месторождений. Такое совпадение данных, видимо, не является случайным, а свидетельствует о том, что образование магнетита во многих контактово-метасоматических месторождениях связано с формированием магматических пород, акцессорный магнетит которых характеризуется низкими значениями «К».

Как правило, низкие значения «К» типичны для магнетита субщелочных пород, богатых калием (сиениты, микроклиновые граниты и др.). Этот вывод о связи многих контактово-метасоматических месторождений с субщелочными породами не является новым.

А. Е. Ферсман [37] образование скарнов рассматривал в связи с ассимиляцией известняков остаточными щелочными гранитными расплавами. В той или иной мере аналогичные взгляды высказывались и целым рядом советских и зарубежных исследователей [9, 17, 20, 24, 36]. В последнее время на связь оруденения с субщелочными породами или процессами, связанными с ними (гранитизация, микроклинизация основных интрузивных и эффузивных пород), для многих контактово-метасоматических месторождений указывают В. Г. Корель [14] и Г. В. Поляков [25].

Формирование субщелочных гранитоидов обычно сопровождается явлениями гранитизации. Гранитизация, по мнению многих исследователей [10, 16, 26, 31, 32 и др.], может являться причиной образования рудных месторождений. Весьма интересно, что с процессом гранитизации в Ташелгинском рудном поле связано обогащение пород магнетитом. Этот магнетит по содержанию элементов-примесей приближается к магнетиту субщелочных гранитоидов.

Признание большой роли субщелочных пород в образовании контактово-метасоматических железорудных месторождений не исключает определенную связь части этих месторождений с основными породами габброидных комплексов габбро-диорит-гранодиоритовой группы формаций и формаций батолитовых гранитов пестрого состава. Эта связь широко проявляется в Алтае-Саянской складчатой области и подтверждается целым рядом геолого-структурных и минералого-геохимических признаков. Все эти признаки, согласно Д. И. Горжевскому и В. Н. Козеренко [7], могут быть отнесены к группам, характеризующим как генетическую, так и парагенетическую связь, причем большинство из них указывает на парагенетическую связь этих месторождений с основными и средними породами габброидных формаций и формации батолитовых гранитов пестрого состава. Использовать элементы-примеси в магнетите для уточнения связи месторождений с этими породами пока невозможно ввиду отсутствия достаточного количества анализов акцессорного магнетита из них.

Приведенные выше фактические материалы и соображения по использованию элементов-примесей в акцессорном и рудном магнетите

как критерия связи контактово-метасоматических месторождений железа с интрузиями позволяют отметить следующее:

1. Существующие в настоящее время представления об использовании элементов-примесей в одноименных минералах интрузивных пород и руд в качестве критерия связи месторождений с интрузиями и объем проведенных по этому вопросу исследований во многих случаях не позволяют плодотворно применить этот критерий. Исследования элементов-примесей в акцессорном магнетите магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и рудном магнетите месторождений, связанных с этими комплексами, показывают, что в случае расположения месторождения вблизи контактов нескольких интрузивных комплексов применить этот критерий без дополнительных признаков нельзя.

2. В качестве главных элементов-примесей, которые присутствуют в рудном и акцессорном магнетите, рациональнее всего пользоваться для установления связи месторождений с интрузиями Ti, V, Mn, Cr. Как правило, содержание Ti, V, Cr в акцессорном магнетите выше, чем в рудном магнетите месторождений. Поведение Mn менее определено. В отдельных случаях его больше в акцессорном магнетите, в других, наоборот. Магнетит высокотемпературных скарновых месторождений всегда характеризуется более высокими содержаниями Mn, чем акцессорный магнетит.

3. Решающим фактором для установления связи месторождений с интрузиями является выявление количественной взаимосвязи между содержанием элементов-примесей в рудном и акцессорном магнетите. Попытка выяснения такой связи предпринимается для Алтае-Саянских контактово-метасоматических месторождений железа в виде установления степени концентрации элементов-примесей в акцессорном магнетите по отношению к содержанию этих элементов в рудном магнетите, выражаемая в виде коэффициента «К». Коэффициент концентрации отражает различие в условиях образования акцессорного и рудного магнетита. Сравнительно небольшие коэффициенты «К» главных элементов-примесей свидетельствуют о близких физико-химических условиях образования магнетита, большие «К» — о резко отличных условиях образования этих минералов.

4. Коэффициент концентрации главных элементов-примесей магнетита отражают степень унаследованности рудным магнетитом геохимических особенностей акцессорного магнетита.

В группе контактово-метасоматических месторождений железа, связанных с одним магматическим комплексом и обладающих зональностью, наибольшей геохимической преемственностью и наименьшим «К» обладает магнетит более высокотемпературных месторождений. В конечных членах группы, обычно представленных гидросиликатным типом, «К» очень большой, а степень унаследованности рудным магнетитом геохимических особенностей акцессорного магнетита очень низкая. В связи с этим установление связи месторождений этого типа по геохимическим особенностям будет более трудным делом, чем месторождений высокотемпературного типа.

5. Использование коэффициента концентрации «К» для установления связи месторождений с интрузиями показывает, что в случае генетической связи месторождений с интрузиями коэффициенты концентрации основных элементов-примесей в акцессорном магнетите должны быть относительно небольшими.

6. Наиболее низкими коэффициентами концентрации основных элементов-примесей в акцессорном магнетите обладает магнетит суб-

Щелочных интрузивных пород-сиенитов, щелочных микроклиновых гранитов и др. Эти породы часто присутствуют в составе магматических комплексов, с которыми по ряду признаков устанавливается связь контактово-метасоматических месторождений железа, причем во многих случаях связь проявляется именно с этими породами, в других она еще неясна. Вероятно, роль этих пород и процессов изменения, связанных с ними, в формировании контактово-метасоматических месторождений железа в настоящее время еще недооценивается.

7. Одним из важнейших факторов при решении вопроса о связи месторождений с интрузиями по элементам-примесям в минералах является правильная методика отбора проб. В качестве предварительных рекомендаций по этому вопросу можно предложить следующее:

а. Отбор проб аксессуарного магнетита нужно проводить из массивов интрузивных пород, расположенных вблизи месторождений. В случае многофазных комплексов пробы следует отбирать из тех фаз, с которыми по геологическим и другим признакам наиболее близко связано месторождение.

б. В рудных месторождениях следует придерживаться принципа пропорционального отбора проб из всех разновидностей руд, с учетом объема каждой разновидности в составе месторождения. Обязательным следует считать пропорциональный отбор всех разновидностей руд по глубине и простиранию рудных тел.

в. Количество проб должно обеспечить достаточно достоверные данные по среднему содержанию элементов-примесей в аксессуарном и рудном магнетите.

В заключение следует отметить, что при обсуждении вопроса об использовании элементов-примесей в магнетите, как критерия связи месторождений с интрузиями, нами не учитывался целый ряд факторов, влияющих на распределение элементов-примесей в магнетите таких, как роль вмещающих пород, метаморфизм пород и руд и др. В некоторых случаях фактические материалы, использованные для этой цели, не являются представительными, особенно по содержанию элементов-примесей в магнетите месторождений Кондомской и Казской групп и некоторым разновидностям интрузивных пород. Все это заставляет нас считать некоторую часть приведенных выше данных по количественному содержанию элементов-примесей в магнетите и коэффициенту концентрации их в аксессуарном магнетите предварительными, требующими дальнейшего уточнения.

Сделанные выше выводы имеют дискуссионный характер и требуют проверки на других типах месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асанов Ю. А., Батов Н. А. Таштагольское железорудное месторождение. Сб. «Минерально-сырьевая база Кузнецкого металлургического комбината». Изд. ЗСГРТ и Кузнецкого металлург. комбината, Томск, 1933.
2. Батов Н. А. Геология и минералогия железорудных месторождений Кондомской группы. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 18, 1935.
3. Баддингтон А. Ф. Окисные Fe и Fe—Ti минералы и концентрации в докембрийских породах штатов Нью-Йорк и Нью-Джерси, США. В сб.: «Физико-химические пробл. формирования горных пород и руд», ч. 1, 1961.
4. Богнибов В. И., Дистанова В. Н., Довгаль В. Н. Формации девонских субвулканических гранитов Кузнецкого Алатау. «Геология и геофизика», 1966, № 9.
5. Богнибов В. И. О соотношениях габброидных и гранитоидных комплексов на примере Большереченского комплекса габбро-диоритов в Горной Шории. «Геология и геофизика», 1966, № 10.
6. Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. Изд. «Наука», 1965.

7. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. Изд. «Недра», 1965.
8. Додин А. Л. Интрузивные комплексы Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Инф. сборник ВСЕГЕИ, № 4, 1956.
9. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1961.
10. Ильенко С. С. Связь явлений магматического замещения с рудопроявлением. В сб.: «Основные идеи М. А. Усова в геологии», Изд. АН Каз. ССР, 1960.
11. Изох Э. П., Кравцов Я. М. Значение спектрального анализа биотитов для расчленения гранитов Дальнего Востока и выяснения их металлоносности. Петрограф., сб. ВСЕГЕИ, № 4, 1962.
12. Корель В. Г. Контактный метаморфизм Шерегешевского железорудного месторождения в Горной Шории. Изв. Томского политехн. ин-та, вып. 1(74), 1953.
13. Корель В. Г. К вопросу генетической связи Ташелгино-Майзайских железорудных месторождений с интрузиями. Труды Томского ун-та, т. 135, сер. геол., 1956.
14. Корель В. Г. К вопросу образования некоторых скарновых железорудных месторождений субщелочной гранитной магмы. Труды СНИИГГИМСа, вып. 39, 1966.
15. Кузнецов Ю. А. Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности. Вест. ЗСГРТ, № 3—4, 1932.
16. Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанных с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. Труды 1-го Всес. петрогр. совещ., 1960.
17. Кузнецов Ю. А. Железороднение и генетические типы интрузии. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1955.
18. Кузьмин А. М. Геологический обзор Горной Шории района Сталинского завода. Сб. «Минерально-сырьевая база Кузнецк. металлург. комбината». Изд. ЗСГРТ и Кузнецк. металлург. комбината, Томск, 1933.
19. Лавренко П. Ф. По поводу статей Б. М. Тюлюпо о Ташелгинских железорудных месторождениях. «Геология и геофизика», 1965, № 8.
20. Лебедев П. И. Петрографо-геохимические исследования районов железорудных месторождений Кузнецкого Алатау. Матер. по петрограф. и геох. Кузнецкого Алатау, ч. 1, 1934.
21. Молчанов И. А. О возрасте рудоносных интрузий Горной Шории и связанных с ними железорудных месторождений. Вест. ЗСГУ, вып. 4, 1941.
22. Монич В. К. Геология и петрология района мраморных порогов в Горной Шории. Матер. по геол. Зап.-Сиб. края, № 1(43), 1938.
23. Менерт К. Р. К последовательности мобилизации пород в глубоких частях фундамента (без привноса). В сб.: «Рудн. регенерированные месторождения», ИЛ, 1957.
24. Ниггли П. Генетическая классификация магматогенных рудных месторождений. Геолразведиздат, 1933.
25. Поляков Г. В. О закономерностях размещения и формирования магнетитовых месторождений в связи с магматизмом (на примере центральных районов Алтае-Саянской складчатой области). В сб.: «Геол. и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», 1967.
26. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации. В сб.: «Рудн. регенерирование месторождения», ИЛ, 1957.
27. Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений Горной Шории. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1967.
28. Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений Сибири. В сб.: «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд-во «Наука», М., 1967.
29. Ставров О. Д. К вопросу о содержании редких элементов в кварце. «Геохимия», 1961, № 6.
30. Сумин Н. Г. О натровом метасоматозе в скарновых железорудных месторождениях. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, Изд-во АН СССР, 1953.
31. Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Гостеолитиздат, 1960.
32. Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий, Изд. «Наука», М.—Л., 1967.
33. Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1953.
34. Туровский С. Д. О методике и значении изучения аксессуарных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе, 1960.
35. Тюлюпо Б. М. Некоторые вопросы генезиса железорудных месторождений Ташелгинской группы (Горная Шория). Материалы по геол. и полезн. ископаемым Зап. Сибири, 1964.
36. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенезиса. Томск, 1936.
37. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1939.

38. Чистяков В. К. Минералогия и условия образования контактово-метасоматических пород и руд Уйзюкского района Горной Шории. Ученые записки ТГУ, т. 36, 1960.

39. Чистяков В. К. О некоторых особенностях распределения магнетита в магматических комплексах Горной Шории. Материалы по минерал., петрографии и полезн. ископ. Зап. Сибири, Томск, (в печати).

40. Шаратов В. Н., Каминская В. И. Генетические особенности метасоматических железорудных месторождений Тельбесского и Кондомского районов в Горной Шории. В сб.: «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд. «Наука», М., 1967.

41. Шаратов В. Н., Дударев А. Н. Основные типы зональности метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области и некоторые вопросы их происхождения. В сб.: «Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири». Изд. «Наука», М., 1967.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ МАГНЕТИТА И ГАСТИНГСИТА В РУДАХ ИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Ю. В. ИНДУКАЕВ

Очень важным источником наших познаний о контактово-метасоматических месторождениях является тот фактический материал, который мы получаем при изучении вещественного состава руд и пород, их строения, обусловленного возрастными соотношениями различных по составу минеральных агрегатов, взаимоотношений рудных тел с вмещающими породами. Из всех этих данных в свете интересующей нас проблемы наибольшее значение приобретает вопрос о закономерных сочетаниях совместно образующихся минералов и о закономерностях смены этих парагенетических ассоциаций минералов во времени и пространстве.

Как известно, минерал является основной природной единицей, которая слагает горные породы и руды. В связи с этим в задачу любого геологического исследования входит кроме точного и полного изучения всех минералов выяснение закономерностей сочетания минералов и, наконец, реконструкция тех физико-химических условий, при которых происходило их образование.

Такой подход может быть назван парагенетическим в широком смысле слова, потому что под парагенезисом минералов в данном случае следует понимать, согласно Д. С. Коржинскому [8], такое закономерное сонахождение минералов, которое обусловлено их одновременным образованием как продуктов одной и той же стадии одного процесса. В основе парагенетического анализа лежит представление о том, что всякий минерал есть продукт природных реакций, идущих в определенных физико-химических условиях, вследствие чего любое изменение условий вызывает соответствующую смену отдельных минералов или их ассоциаций. Ассоциации минералов, которые образуются в одинаковых физико-химических условиях в пределах одной стадии данного геологического процесса, в данном случае контактово-метасоматического, носят название парагенетических ассоциаций минералов. Совокупность парагенетических ассоциаций минералов, образовавшихся последовательно в ходе общего единого контактово-метасоматического процесса, можно называть парагенетическим рядом. Такие ряды обычно отражаются в сводных парагенетических схемах формирования контактово-метасоматических месторождений. Например, такая схема приведена нами по Хайлеолскому месторождению [4, 5, 7], где показаны парагенетические ассоциации для отдельных стадий и этапов и вся совокупность этих ассоциаций или парагенетический ряд для месторождения в целом. В ряде статей [2, 3, 4, 6, 7] нами были описа-

ны отдельные парагенетические ассоциации Хайлеолского железорудного месторождения. Так, например, в разное время были охарактеризованы следующие парагенезисы: скаполит + гастингсит + магнетит I, скаполит + дашкесанит + магнетит I [2, 3], магнетит II + хлорсодержащая роговая обманка IV + апатит II, магнетит II + хлорсодержащий актинолит + апатит II [7] и флогопит + магнетит III [6].

В данной статье рассматривается парагенетическая ассоциация магнетита II и гастингсита, в некоторых случаях к этим минералам присоединяется апатит II (в рудах Инского железорудного месторождения в Горном Алтае).

Инское железорудное месторождение располагается на северном склоне Тигирекского хребта, по обеим сторонам р. Ини, крупного левого притока р. Чарыша. Месторождение располагается в пределах вытянутого в субширотном направлении габбро-диабазового комплекса $D_3 - C_1$ возраста [1, 9], который прорывает вулканогенную толщу среднего девона и приурочен к мощной тектонической зоне смятия аналогичного простирания. Месторождение связывается с этим интрузивным комплексом не только пространственно, но и генетически и относится к контакто-метасоматическому типу, имея сложный минералогический состав.

Формирование месторождения происходило в четыре этапа: 1) этап магматического замещения (образование магнезиальных скарнов), 2) этап контактового метаморфизма (ороговикование), 3) этап щелочного метасоматоза (альбитизация), 4) пневматолито-гидротермальный этап.

Магнетит на месторождении представлен тремя генерациями, которые образуются в разные этапы контакто-метасоматического процесса. Так, например, магнетит I пространственно и генетически связан с магнезиальными скарнами и формируется в этап магматического замещения. Этот магнетит пользуется локальным распространением и роль его в общем количестве промышленных руд незначительна. Он имеет только минералогическое и генетическое значение.

Магнетит II образовался в пневматолито-гидротермальный этап, в рудную стадию, после того, как были сформированы гранат-пироксеновые скарны и произошло отложение основной массы гидросиликатов. Эта генерация магнетита слагает всю массу промышленных рудных тел месторождения.

Магнетит III тесно связан с процессом калиево-магнезиально-железистого метасоматоза и имеет чисто минералогическое значение.

После формирования габбро-диабазового комплекса и проявления контакто-метасоматического процесса, в одну из стадий которого были образованы промышленные магнетитовые руды месторождения, происходило становление Тигирекского гранитного массива. Это привело к проявлению интенсивного динамо-термального метаморфизма и новых метасоматических процессов в пределах рудной зоны Инского месторождения. Процессы метаморфизма видоизменили минералогический состав, структуры и первичный облик пород месторождения и привели к образованию большого количества новых петрографических разновидностей. В результате наложения метаморфизма на руды происходит видоизменение их структуры и отчасти меняется первичный облик. Все это очень усложнило геологическое строение, петрографический состав пород и структурно-текстурные особенности руд и скарнов месторождения.

Каждая вышеперечисленная генерация магнетита характеризуется определенным парагенезисом. Так, для магнетита I характерен тесный парагенезис с людвицитом, для магнетита II — с гастингситом, а для магнетита III — с биотитом или флогопитом. В данном случае, не давая

описание всем парагенетическим ассоциациям магнетита Инского месторождения, подробно остановимся на минералогической характеристике парагенетической ассоциации магнетит II + гастингсит, а в некоторых случаях магнетит II + гастингсит + апатит II. Детальный анализ шлифов и аншлифов дает обширный материал для подтверждения связи образования гастингсита и апатита II с процессом отложения магнетита II. Изучение взаимоотношений между этими минералами показало, что для них характерен тесный парагенезис.

Остановимся на характеристике этих минералов.

Магнетит II составляет основную массу промышленных тел Инского месторождения. Он является широко распространенным минералом среди скарнов и других измененных пород. Макроскопически он наблюдается в виде сливной тонко- и мелкозернистой массы черного и серовато-черного цвета. На многих зернах видна четкая и тонкая октаэдрическая отдельность. Количество магнетита от 5 до 95%, в среднем 50—70%.

Под микроскопом в отраженном свете структура магнетита II аллотриоморфно-зернистая, реже панидиоморфно-зернистая. Размеры зерен колеблются от $0,01 \times 0,03$ до $2,8 \times 3,5$ мм. Форма зерен неправильная, полигональная. Иногда магнетит образует зерна размером от $1,4 \times 1,4$ до $2,1 \times 2,2$ мм, сечение которых соответствует $\{110\}$ или $\{111\}$. Зерна магнетита или образуют сплошную массу, или в массе магнетита отмечаются реликтовые участки пироксена, граната и исключительно редко людовигита. Гораздо чаще магнетит II образует тесные сростания с голубовато-зеленой и голубой роговой обманкой гастингситового ряда и реже апатитом II. Изучение взаимоотношений между магнетитом II и гастингситом показало, что для них характерен тесный парагенезис. Под микроскопом отчетливо видно, что в одних случаях ксеноморфные зерна магнетита II выполняют промежутки между зернами гастингсита, в других — магнетит II встречается не только в интерстициях зерен этого амфибола, но и в виде мелких обильных пойкилитовых включений в призматических зернах этого минерала. Эти взаимоотношения магнетита II и гастингсита указывают на почти одновременное их образование в рудную стадию контактово-метасоматического процесса минералообразования. Очень часто в рудах Инского месторождения встречается апатит, который образует тесные сростания с магнетитом и гастингситом. Тесные сростания этих минералов говорят о том, что они имеют одновременное происхождение.

В отраженном свете цвет магнетита беловато-серый со светло-коричневым оттенком. Иногда встречаются зерна магнетита светло-серого цвета с коричневато-розовым оттенком. При рассмотрении некоторых аншлифов (скв. 101, глубины 112 м и др.) при больших увеличениях в масляной иммерсии в зернах магнетита наблюдаются иголки и пластинки ильменита с максимальными размерами по длинной оси до 0,15 мм. Особенно отчетливо ильменит выявляется при травлении зерен магнетита.

При действии концентрированной HCl магнетит II бурет с выделением структуры агрегатов. После травления насыщенным раствором SnCl_2 в концентрированной HCl отчетливо выявляется дробленность отдельных зерен магнетита II, а в отдельных участках видны шестигульные и ромбовидные срезы, которые по-видимому, являются срезами кристаллов ромбододекаэдра и октаэдра. Отчетливо выявляется порфиробластовая структура руд, не наблюдаемая до травления. Во многих случаях (скв. 57, 58, 132, 134, 136 и др.) в зернах магнетита II выявляется зональное строение.

Особенно отчетливо наблюдаются различные детали внутреннего строения зерен магнетита и руд при травлении HF в течение различных промежутков времени. Так, при травлении в парах и непосредственно в плавиковой кислоте внутреннее зональное строение зерен проявляется и там, где оно не наблюдалось после травления другими реактивами.

В результате травления аншлифов HF отчетливо видно, что облик агрегатов зерен магнетита II в большей степени обусловлен процессами поздней тектонической и гидротермальной деятельности. Проявление метаморфизма магнетитовых руд выражено целым рядом своеобразных структурных особенностей, которые накладываются на первичные аллотриоморфно-панидиоморфно- и гипидиоморфнозернистые структуры. Иногда наблюдаются двойники по {111}, нередко с искривленными табличками, а также полисинтетические. Спайность отмечается сравнительно редко. В некоторых зернах она довольно совершенная по {111}, в других же эта спайность обусловлена двойниками. Отмечается отдельность и трещины давления.

В табл. 1 приведен химический состав магнетита II.

Как видно из табл. 1, в составе магнетита II, кроме Fe, в виде примесей присутствуют следующие элементы: Ti, Al, Mn, Cr, V, Co, Ni, Zn, Si, Na, Ca. Из перечисленных элементов только Si, Na и Ca, по-видимому, входят в пробу как механическая примесь, а остальные элементы изоморфно замещают Fe в решетке этого минерала. Поэтому присутствие этих элементов заслуживает внимания.

Данные химического анализа магнетита II, помещенные в табл. 1, были пересчитаны на содержание отдельных молекул. Результаты пересчета приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что магнетит содержит в своем составе от 90,49 до 93,36% магнетитовой молекулы; от 2,06 до 2,78% — шпинели; от 0,46 до 2,98% — магномагнетита; от 0,02 до 0,04% — хроммагнетита; от 0,23 до 0,92% — яcobсита; от 0,02 до 0,07% — кульсонита; от 0,04 до 0,11% — треворита; 0,02—0,16% — франклинита; 0,23—1,39% ильменита и от 1,64 до 3,92% — гематита. Из приведенного видно, что магнетитовая молекула составляет свыше 90% состава описываемого магнетита, а все остальные примеси представлены в незначительном количестве. Общая сумма минералов примесей, присутствующих в описываемом магнетите, изменяется от 6,94 до 9,51%. Присутствие иголок и пластинок ильменита в описываемом магнетите подтверждается минераграфическим изучением аншлифов в отраженном свете, и об этом было сказано выше. Присутствие гематита в описываемом минерале объясняется тем, что в некоторых случаях зерна магнетита в различной степени мартитизированы с образованием самых различных структур замещения.

Рентгенометрическое изучение описываемого магнетита дало следующие значения ребра элементарной ячейки, которые сведены в табл. 3. Необходимо отметить, что разность в 0,00247 между величиной ребра элементарной ячейки магнетита с минимальным и максимальным значениями связана с разницей (%) в содержании элементов примесей.

Зная размер элементарной ячейки магнетита II ($a = 8,40 \text{ \AA}$), можно вычислить теоретический удельный вес этого минерала — $D = 1,65 \times \frac{nM}{V}$, где n — число молекул в ячейке (для минералов группы ферришпинелидов — 8), M — молекулярный вес $\text{Fe}^{\text{II}}\text{Fe}_2^{\text{III}}\text{O}_4$ (232), V — объем ячейки ($V = a_0^3 = 8,40^3 = 579$), $D = \frac{1,65 \cdot 8 \cdot 232}{579} = 5,28$.

Таблица 1

Химический состав магнетита II

№ п. п.	Номер образца, место взятия	Содержание, %											Сумма			
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	FeO	MgO	MnO	CoO	ZnO		NiO	CaO	Na ₂ O
1	И-52, гл. рудное тело	0,50	0,11	1,24	69,13	сл.	0,015	29,08	0,54	0,11	0,004	0,01	—	0,11	—	100,84
2	С-134, скв. 134	—	0,47	1,25	68,08	0,022	0,037	28,95	0,98	0,20	0,009	—	—	—	—	100,66
3	С-83, скв. 83	—	0,41	1,31	69,32	0,032	0,054	28,93	0,40	0,20	0,005	0,01	0,02	—	—	99,69
4	С-61, скв. 61	—	0,31	0,92	69,59	0,016	0,050	28,95	0,36	0,31	сл.	0,03	0,03	—	—	100,56
5	С-58	—	0,31	1,26	69,19	0,015	0,042	29,09	0,26	0,20	0,004	0,06	0,04	—	—	100,37
6	И-882, скв. 58 С-132 И-779, скв. 132	—	0,54	1,09	68,28	0,014	0,018	28,94	0,51	0,13	0,003	0,003	0,01	0,50	0,15	100,20

Таблица 2

Молекулярный состав магнетита

№ п. п.	Номер образца	магнетит FeO · Fe ₂ O ₃	Молекулярный состав магнетита, в %							треворит NiFe ₂ O ₄	франклинит ZnFe ₂ O ₄	гемагит Fe ₂ O ₃
			шпинель MgAl ₂ O ₃	магномагнетит MgFe ₂ O ₃	хромомагнетит FeCr ₂ O ₄	ильменит FeTiO ₃	якобит MnFe ₂ O ₄	кульсонит FeV ₂ O ₄	траворит NiFe ₂ O ₄			
1	И-52	93,36	2,78	0,46	—	0,23	0,23	0,02	—	—	0,02	3,00
2	С-134	90,49	2,75	2,98	0,02	1,37	0,69	0,06	—	—	—	1,64
3	С-83	91,40	2,65	—	0,04	1,15	0,68	0,07	0,07	0,07	0,02	3,92
4	С-61	92,03	2,08	—	0,02	0,92	0,92	0,07	0,09	0,09	0,07	3,80
5	С-58 И-382	92,80	2,06	—	0,01	0,90	0,68	0,07	0,11	0,11	0,16	3,20
6	С-132 И-779	92,25	2,32	0,46	0,01	1,39	0,23	0,02	0,04	0,04	0,09	3,20

Вычисленный теоретически удельный вес магнетита II совпадает с удельным весом, определенным экспериментально, пикнометрическим методом. Значение удельного веса магнетита II, определенное пикнометрическим способом, равно $d = 5,28$.

Гастингсит пользуется широким распространением в скарнах и рудах месторождения. Макроскопически он характеризуется темно-зеленым, зеленым и черным цветом и резко выраженным призматическим обликом кристаллов и зерен. Последние имеют коротко- и длиннопризматический облик с оборванными концевыми гранями.

Таблица 3

№ п. п.	Номер образца и место взятия	Значение a_0 в (А)	№ п. п.	Номер образца и место взятия	Значение a_0 в (А)
0	$\frac{C-133}{I-289}$, скв. 133	8,40178	9	$\frac{C-132}{I-779}$, скв. 132	8,40172
1	C-83, скв. 83	8,40347	10	$\frac{C-136}{I-140}$, скв. 136	8,40164
2	$\frac{C-134}{I-1123}$, скв. 134	8,40177	11	I-2531, скв. 58	8,40177
3	$\frac{C-133}{I-233}$, скв. 133	8,40177	12	$\frac{C-136}{I-1326}$, скв. 136	8,40177
4	$\frac{C-133}{I-287}$, скв. 133	8,40177	13	I-1041, скв. 101	8,40177
5	$\frac{C-27}{I-2203}$, скв. 27	8,40163	14	$\frac{C-74}{I-2253}$, скв. 74	8,40170
6	C-77, скв. 77	8,40177	15	C-21, скв. 21	8,40410
7	$\frac{C-61}{I-174}$, скв. 61	8,40177	16	$\frac{C-57}{I-531}$, скв. 57	8,40170
8	$\frac{C-132}{I-776}$, скв. 132	8,40177			

Изучение кристаллов на гониометре и под бинокляром показало, что они представляют собой комбинацию — $m - \{110\}$; $v - \{010\}$ и $r - \{011\}$. На гранях $\{110\}$ часто наблюдается вертикальная штриховка.

Обычно гастингсит образует призматические зерна и кристаллы, находящиеся в тесном срастании с зернами магнетита II. Размеры зерен колеблются от 0,3 до 3,4 см в длину и от 0,1 до 1,8 см в ширину.

Под микроскопом в шлифах гастингсит образует призматические зерна голубого, сине-зеленого, голубовато-зеленого и режезеленого цвета. Плеохроизм резкий от голубого, сине-зеленого, голубовато-зеленого и зеленого по Ng до светло-зеленого, светло-голубовато-зеленого, желтовато-сине-зеленого и светло-желтовато-зеленого по $Np Ng > Nm > Np$. Спайность совершенная по призме $\{110\}$ и едва выражена по $\{010\}$. Иногда встречаются двойники по $\{100\}$.

В шлифах отчетливо видно, что актинолит I, роговая обманка III, пироксен III, входящие в состав скарнов и руд, являются более ранними по сравнению с гастингситом, который образуется в результате метасоматического замещения первых. Процессы метасоматического замещения гастингситом более ранних амфиболов и скарнового пироксена хорошо устанавливаются под микроскопом. Переход одной разности амфибола

Т а б л и ц а 4

Оптические свойства гастингситов

№ п. л.	№ образца	Цвет минерала	<i>N_g</i>	<i>N_m</i>	<i>N_p</i>	$\frac{N_g - N_p}{N_m}$	$\frac{C}{N_g}$	$-2(\nu)$	Плеохроизм	Удельный вес	Название по В. Е. Грегеру
1	С-136 И-76	зеленый с голубоватым оттенком	1,673	1,668	1,656	0,017	36°	65°	<i>N_g</i> — зеленый с голубоватым оттенком <i>N_m</i> — оливковый <i>N_p</i> — желтовато-зеленый	3,19	магнезогастингсит
2	С-58 И-851	голубовато-зеленый	1,690	1,686	1,670	0,018	29°	55°	<i>N_g</i> — голубовато-зеленый <i>N_m</i> — зеленый <i>N_p</i> — светло-зеленый с голубоватым оттенком	3,32	магнезогастингсит
3	С-136 г.л. 256 м	голубовато-зеленый	1,693	1,688	1,674	0,019	28°	54°	<i>N_g</i> — голубовато-зеленый <i>N_m</i> — зеленый <i>N_p</i> — светло-зеленый с голубоватым оттенком	3,34	магнезогастингсит
4	С-57 г.л. 323 м	голубой	1,712	1,708	1,692	0,020	18°	52°	<i>N_g</i> — голубой <i>N_m</i> — голубовато-желтый <i>N_p</i> — светло-голубой	3,44	гастингсит
5	С-57 г.л. 262 м	сине-зеленый	1,720	1,718	1,698	0,022	16°	39°	<i>N_g</i> — сине-зеленый <i>N_m</i> — зеленый с голубоватым оттенком <i>N_p</i> — светло-голубовато-зеленый	3,47	гастингсит

в другую наблюдается непосредственно в одном зерне, причем, чем позже образуется амфибол, тем более интенсивна его окраска. Замещение более ранних амфиболов обычно начинается с периферии индивидов, по трещинкам спайности и катаклаза, а также идет пятнами внутри зерна. Развитие гастингсита идет неравномерно по всей площади зерна, в результате чего они имеют пеструю окраску и неоднородное строение.

Замещение пироксена III в гранат-пироксеновых и пироксеновых скарпах и рудах гастингситом происходит повсеместно. В шлифах отчетливо можно проследить все стадии метасоматического замещения пироксена III гастингситом. Начальные стадии этого замещения характеризуются развитием мелких и неправильных «жилок» и пятен гастингсита, приуроченных к трещинкам спайности и зонкам дробления внутри зерен пироксена III. В других случаях замещение гастингситом начинается на границе двух зерен пироксена III и проникает по зонкам дробления и трещинкам спайности внутрь его зерен, иногда нацело замещая их. Конечными стадиями замещения зерен пироксена III гастингситом является образование призматически зернистых агрегатов гастингсита, в массе которой наблюдаются реликты пироксена III.

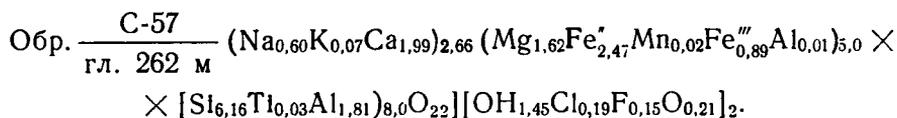
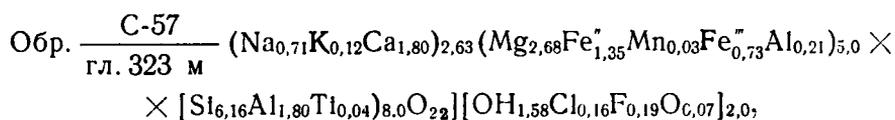
Коротко- и длиннопризматические зерна гастингсита занимают различное положение по отношению к магнетиту II. В одних случаях ксеноморфные зерна магнетита II выполняют промежутки между зернами гастингсита, в других случаях магнетит II встречается не только в интерстициях зерен гастингсита, но и в виде мелких обильных пойкилитовых включений в призматических зернах этого минерала. Эти взаимоотношения магнетита II и гастингсита указывают на почти одновременное их образование в рудную стадию контактово-метасоматического процесса минералообразования.

Как отмечалось выше, цвет гастингсита меняется в пределах даже одного зерна. Обычно голубые и сине-зеленые зерна гастингсита отмечаются в тесном соприкосновении с зернами магнетита II. С удалением от зерен магнетита гастингсит становится голубовато-зеленым, а еще дальше — зеленым с едва уловимым голубоватым оттенком. Из этого ясно видно, что образование гастингсита голубого и сине-зеленого цвета тесно связано с отложением магнетита II.

Среди гастингситов выделяется ряд разновидностей, которые резко различаются между собой по оптическим, химическим и другим свойствам. Ниже в табл. 4 приводятся оптические свойства выделенных разновидностей гастингсита. Иногда в шлифах отмечаются простые и полисинтетические двойники гастингсита (скв. 168).

Данные оптического исследования подтверждаются результатами химического анализа, которые приведены в табл. 5.

В результате пересчета химических анализов гастингситов на кристаллохимические формулы получены следующие результаты:



Из первой кристаллохимической формулы следует, что исследуемый минерал относится к магниально-железистому гастингситу, а из второй — к железистому гастингситу.

Таблица 5

Химический состав гасингситов

Номер образца	Название минерала	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	F	H ₂ O ⁺	Сумма
C-57 г.л. 323 м	магнезиогасингсит	42,78	0,47	11,89	6,73	11,21	8,62	0,27	11,68	2,57	0,69	0,64	0,42	1,68	99,65
C-57 г.л. 262 м	гасингсит	39,32	0,29	9,94	7,48	18,95	6,96	0,24	11,92	2,08	0,45	0,73	0,33	1,38	160,07

Данные химических анализов и результаты их пересчета на кристаллохимические формулы согласуются с оптическими свойствами и свидетельствуют о принадлежности изучаемых амфиболов к гастингситам.

Апатит II пользуется широким распространением в рудах и скарнах. Макроскопически он наблюдается в виде призматических кристаллов, гнезд и зерен. Цвет серовато-зеленый, серовато-бурый и светло-серый.

Под микроскопом в шлифах апатит II наблюдается в виде призматических, гексагональных и неправильных сечений. Минерал одноосный, отрицательный. Показатели преломления, замеренные для апатитов, взятых из разных мест месторождения, в иммерсионных жидкостях, изменяются: по N_0 — от 1,633 до 1,639; по N_e — от 1,628 до 1,635; $N_0 - N_e = 0,004 - 0,005$.

Как видно из этих данных, апатит II характеризуется близкими показателями преломления и соответствует фторапатиту по А. Н. Винчеллу и др.

Из диаграммы А. Н. Винчелла можно видеть, что по оптическим константам данный минерал должен относиться к фторапатиту, который содержит некоторое количество гидроксил- и хлорапатита.

Для двух образцов апатита II был выполнен химический анализ. Результаты этого анализа приведены в табл. 6.

Таблица 6

№ п. п.	Номер образца	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	P ₂ O ₅	F	Cl	H ₂ O ⁺	Сумма
1	Скв. 136	1,89	0,71	53,30	0,07	40,63	2,62	0,94	0,69	100,87
	И-92									
2	Скв. 58	2,17	1,12	52,49	0,09	40,23	2,77	0,69	0,24	99,80
	И-861									

Данные химического анализа апатита II были пересчитаны на молекулярный состав. Результаты этого пересчета приведены в табл. 7.

Таблица 7

№ п. п.	Номер образца	Фторапатит, %	Хлорапатит, %	Гидроксил-apatит, %
1	С-58	78,6	9,6	11,8
	И-861			
2	С-136	68,5	13,1	18,4
	И-92			

Как видно из приведенного пересчета, апатит Инского месторождения относится к фторапатитам с содержанием —9,6—13,1% хлорапатита и 11,8—18,4% гидроксилapatита.

Таким образом, микроскопическое изучение руд дает обширный материал для подтверждения связи образования гастингсита с процессом отложения магнетита II. Так, прежде всего, бросаются в глаза тесные сростания гастингсита и магнетита II, наличие пойкилитовых включений этих минералов друг в друге. В шлифах отчетливо видно, что как

только на пироксен III накладывается магнетит II, так сразу же по пироксену развивается гастингсит. Однако все же образование гастингсита, по уже существующим пироксену III, роговой обманке III и актинолиту I, несколько опережало стабилизацию магнетита II и шло во главе процесса оруденения, поскольку магнетит II выполнял промежутки между зернами гастингсита и иногда несколько корродировал его. Для возникновения этой ассоциации необходимо наличие пироксенов или амфиболов в породе, подвергающихся метасоматозу и существованию условий, необходимых для отложения магнетита. При несоблюдении этих двух условий одновременно и наличие лишь одного из них возникают или гастингситовые апоскарны или руды без гастингсита, хотя все же пространственно они ассоциируют.

В более поздние этапы минералообразования происходит переотложение гастингсита с образованием жилок различной мощности. Кроме того, зерна гастингсита часто катаклазированы, искривлены и отдельные части зерен смещены относительно друг друга.

Особенно интенсивному метаморфизму подвергаются руды и апоскарновые породы в связи со становлением тигирекской гранитной интрузии. При этом метаморфизму подвергаются не только рудные минералы (магнетит, сульфиды), но и скарновые и гистерогенные минералы, в том числе и гастингсит. Так, например, под микроскопом в зернах гастингсита можно наблюдать признаки натяжений, обуславливающие резко выраженное облачное угасание. Другими словами, наблюдается мозаичная структура распада кристаллов гастингсита, аналогичная таковой в деформированных зернах альбита и кварца. Мозаичная структура распада представляет собою результат внутризерновой перестройки с появлением мелких блоков, отличных по своей оптической ориентровке от основного зерна. Наблюдаются переходы от мозаичного расчленения к полной грануляции зерен.

Отдельные участки руд и пироксеновых скарнов с гастингситом, а также гастингситовые апоскарны нацело преобразованы в агрегат мельчайших зернышек размером 0,02—0,03 мм и менее. Среди таких агрегатов обычны и относительно крупные реликтовые зерна гастингсита. В ряде случаев можно проследить процесс грануляции гастингсита, то есть распада в мелкозернистый агрегат, от образования периферических кайм с постепенным, нередко бухтообразным проникновением глубоко внутрь кристаллов вплоть до полного расчленения последних на отдельные участки. Наряду с распадом или грануляцией скарновых минералов и гастингсита наблюдается полная их перекристаллизация с образованием типичной гранобластовой или точнее гетеробластовой структуры.

В более поздней стадии минералообразования зерна гастингсита замещаются флогопитом и хлоритом.

Все отмеченное выше необходимо учитывать при анализе парагенетических ассоциаций руд Инского и ему подобных месторождений.

Таким образом, из приведенного видно, что магнетит II кристаллизовался или одновременно с апатитом II, или одновременно с гастингситом и апатитом. Парагенезис перечисленных материалов позволяет сказать, что постагматические растворы в процессе оруденения были обогащены Fe, Cl, F, P и другими элементами. Основная масса железа в этом случае, по-видимому, привносилась в форме комплексных соединений. В этих соединениях в качестве адденда могут выступать $(Cl)^-$, $(F)^-$, $(OH)^-$, $(PO_4)^{3-}$, $(P_2O_7)^{4-}$ и др. Центральным катионом является железо, а Na и, возможно, Ca располагаются во внешней координационной сфере комплексов.

О формах нахождения Fe, Cl, F, P и других элементов в растворах можно судить на основании приведенного парагенезиса и детальной характеристики минералов.

Из приведенных выше данных видно, что анализ парагенезисов позволяет выяснить взаимоотношения и порядок образования внутри каждой парагенетической ассоциации, что дает возможность получить непосредственный материал для суждения о химизме процессов минералообразования в том или ином этапе или стадии контактово-метасоматического процесса. Изучение парагенетических ассоциаций и закономерная их смена во времени и пространстве позволяет установить многоэтапность процесса образования железорудных контактово-метасоматических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вахрушев В. А. и Соболев Н. В. О генетических связях железоруднения на Инском месторождении в Горном Алтае. «Геология и геофизика», 1961, № 11.
2. Индукаев Ю. В. Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеолском железорудном месторождении в Кузнецком Алатау. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Зап. Сибири, вып. 1, Томск, 1962.
3. Индукаев Ю. В. Минералогия скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского железорудного месторождения. Труды Томского университета, Томск, т. 164, сер. геол., 1963.
4. Индукаев Ю. В. Основные вопросы генезиса Хайлеолского железорудного месторождения (Кузнецкий Алатау). Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. (Доклады конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика В. А. Обручева и 80-летию со дня рождения академика М. А. Усова), Томск, 1964.
5. Индукаев Ю. В. Шмальтин-Хлоантит из железорудного месторождения Хайлеол (Хакасия). Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края, вып. 2, Томск, 1964.
6. Индукаев Ю. В. Магнезиально-железистые слюды Хайлеолского железорудного месторождения. Ученые записки Томского университета, Томск, № 49, 1964.
7. Индукаев Ю. В. Химизм образования магнетитовых руд Хайлеолского месторождения в Кузнецком Алатау. Труды Томского университета, Томск, т. 186, сер. геол., 1966.
8. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, М., 1957.
9. Кузнецов В. А., Лапин Б. Н., Михалева А. А. и др. Магматические комплексы и формации Горного Алтая. Сб. «Магматические формации», М., 1964.

СКАПОЛИТ И ПРЕНИТ ТАБРАТСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. Б. КНЯЗЕВ

Общая характеристика месторождения

Табратское месторождение расположено в зоне северного контакта Хабалыкского (Убинского) интрузивного массива с нижнекембрийскими отложениями.

Отложения нижнего кембрия представлены мраморами, мраморизованными известняками, мелкообломочными кластическими и пирокластическими породами, а также эффузивами основного и среднего состава. Они собраны в крутые складки и имеют северо-восточное, меняющееся до субширотного, простирание.

Хабалыкский интрузивный массив сложен габбро-диоритами, диоритами и кварцевыми диоритами. В эндо- и экзоконтактной зоне массива развиты мелкозернистые и гранофировые граниты, характеризующиеся дайковыми и инъекционными формами проявления. В пределах рудных участков эти породы развиты в ограниченных масштабах, а гранофировые граниты, образующие крупные поля инъектирования к востоку от месторождения, здесь вообще не встречаются. Хабалыкский массив прорван многочисленными дайками лабрадоровых порфириров, габбро-диабазов, диабазовых порфириров, диорит-порфириров и спессартитов.

Все интрузивные породы, развитые в пределах рудного поля Табрата, объединяются Г. В. Поляковым, Г. С. Федосеевым (1963) в единый комплекс, параллелизуемый в возрастном отношении с Ольховским комплексом ($Ст_3 - O$) и относимый к диорит-гранодиоритовой формации.

С севера, за пределами рудного поля, нижнекембрийские отложения прорваны гранитным массивом г. Сухой. В составе этого массива преобладают крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты, близкие аляскитовым гранитам с примерно равными соотношениями K и Na . Граниты г. Сухой внедрялись позже интрузий рудного поля Табрата, однако общая их возрастная позиция и связь с интрузиями рудного поля Табрата не ясны. Е. А. Шнейдер и др. относят граниты г. Сухой к силурийскому Беллыкскому комплексу ($\gamma - S$); А. Д. Шелковников (1964) и Ю. И. Шеломов к Ольховскому комплексу, то есть связывают их генетически с Хабалыкским массивом. Граниты г. Сухой сопровождаются зонами безрудных известковых скарнов и кварцитов.

Табратское месторождение локализовано в пределах Таят-Табратской зоны нарушений, проходящей вдоль северного контакта Хабалыкского массива и имеющей северо-восточное простирание. На данном

Эрозионном срезе эта зона представлена участками площадного дробления, зонами развальцевания и отдельными линейными тектоническими нарушениями. Месторождение представлено тремя участками — Восточным, Центральным и Западным, расположенными примерно на одной линии с восток — северо-востока на запад — юго-запад с интервалом 1,5—2,5 км.

Наиболее важные в промышленном отношении Восточный и Центральный участки структурно представляют собой грубо изометричные зоны дробления в выступах контактов Хабалыкского массива. Основными рудовмещающими породами здесь являются мелко- и среднезернистые роговообманковые габбро и габбро-диориты, насыщенные дайками основных пород. Распределение рудной и другой минерализации резко подчинено трещинной тектонике. Рудные залежи представляют собой изометричные в плане богатые штокверки, внутри которых, по данным опробованиям, выделяются сближенные линзовидные рудные тела, имеющие почти вертикальное падение.

Помимо рудных участков измененные породы широко развиты к западу и северо-западу от Табратского месторождения в поле нижнекембрийских отложений, где их распределение обычно подчинено слоистости.

В развитии метаморфических, метасоматических и гидротермальных процессов в пределах рудного поля Табрата можно выделить два этапа: 1) этап динамо-термального метаморфизма; 2) пневматолитово-гидротермальный этап.

В этап динамо-термального метаморфизма за счет, главным образом, нижнекембрийских отложений происходит образование различных метаморфических сланцев. В пределах рудных участков метаморфизм проявился слабо, однако на некотором удалении от контакта Хабалыкского массива локально возникают метаморфические породы амфиболитовой фации: амфиболиты, амфибол-биотитовые кристаллические сланцы и инъекционные плагиогнейсы. Породы фации зеленых сланцев развиты значительно более широко и представлены существенно биотитовыми, актинолитовыми, актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами и другими метаморфическими породами.

Пневматолитово-гидротермальный этап является сложным. Начало его характеризуется образованием разнообразных осветленных пород: пироксен-эпидотовых, амфибол-эпидотовых, пироксен-плагиоклазовых, альбитовых, кварц-альбитовых, пироксен-микроклиновых и других. В пределах рудных участков преобладают эпидотсодержащие осветленные породы. В следующие стадии происходит образование скарнов (Западный участок, участки измененных пород среди полей нижнего кембрия), часто располагающихся вдоль контактов осветленных пород и мраморов, а также пироксеновых жил (Центральный и Восточный участки), обычно секущих осветленные породы. Затем в пределах рудных участков происходит отложение магнетитовых и амфибол-магнетитовых руд. Одновременно развивается процесс амфиболлизации вмещающих пород с образованием хлорсодержащих амфиболов (Князев, 1966). В заключительные стадии среди руд и частично скарнов происходит образование пирротина, пирита, халькопирита, кварца, кальцита, анкерита, скаполита, биотита, хлорита, гематита и других минералов и переотложение ранее образованных минералов руд.

Ниже приводится характеристика двух светлоокрашенных минералов — скаполита и пренита, образующихся в поздние стадии пневматолито-гидротермального процесса.

Скаполит

Скаполит на Табратском месторождении представлен двумя генерациями.

Скаполит первой генерации встречается крайне редко. Образование его тесно связано с рудным процессом, точнее с процессом дашкесанитизации, сопровождающим отложение руд (Князев, 1965). При дашкесанитизации основных пород скаполит I развивается впереди фронта дашкесанитизации, замещая плагиоклаз. В полностью дашкесанитизированных породах он обычно не сохраняется, являясь неустойчивым в ходе этого процесса. По оптическим свойствам ($N_o = 1,558$, $N_e = 1,554$) скаполит I соответствует дипиру.

Скаполит второй генерации встречается повсеместно на Центральном и в меньших количествах на Восточном участках месторождения.

Среди руд скаполит образует неправильной формы, часто ветвистые невыдержанные маломощные жилы, сложенные агрегатом неправильных и призматических зерен, содержащих в краевых частях жил обильные включения дашкесанита и реже магнетита. Иногда наблюдаются жилы, содержащие обломки дашкесанитовой породы.

В краевой части рудной зоны скаполит обычно встречается в жилах совместно с хлорсодержащей роговой обманкой, характерной наряду с дашкесанитом для рудной стадии. Скаполит при этом выделяется позже роговой обманки, выполняя центральные части жил и рассекая в виде мелких прожилков роговую обманку. В некоторых случаях ядро таких жил представлено кварцем, то есть наблюдается последовательное выделение: роговая обманка — скаполит — кварц. Скаполит в описываемых жилах образует мелкозернистый агрегат белых призматических зерен.

Мономинеральные жилы скаполита II в неизмененных породах иногда сопровождаются маломощной оторочкой скаполитизации, а во внутренних частях жил наблюдаются кристаллические корочки и друзовидные обособления с размером кристаллов, достигающих 2—3 мм. Кристаллы скаполита водяно-прозрачны, имеют коротко-столбчатый облик с развитием граней призм {100} и {110} и дипирамид {101} и {111}.

К юго-востоку от месторождения вдоль одной из даек диабазов, секущих диориты, встречена крупная (около полуметра) жила, выполненная белым плотным тонкозернистым агрегатом скаполита, содержащим единичные вкрапленники пирита и халькопирита и примазки малахита. Жила сопровождается оторочкой биотитизации с развитием зелено-бурого маложелезистого биотита ($Ng \approx Nm = 1,618$).

Результаты определения оптических свойств скаполита II из различных ассоциаций приведены в табл. 1.

Согласно результатам оптических определений скаполит II испытывает заметные колебания состава.

Содержание мейонитовой частицы в минерале колеблется от 35 до 50%, то есть в целом скаполит II является либо миццонитом, либо миццонит-дипиром.

Результаты химического анализа двух образцов скаполита II приведены в табл. 2.

Пересчет химических анализов произведен на катионной основе (16 катионов). Согласно данным пересчета скаполит II Табрата содержит: обр. А-48-10 — 47% кальциевого компонента, обр. А-248-5 — 39%, что близко соответствует данным оптических определений (соответственно 50 и 35%). Содержание K_2O в скаполите II в целом невелико,

причем скаполит из ассоциации с роговой обманкой (обр. А-48-10) содержит повышенные количества K_2O , а скаполит из жилы с оторочкой

Таблица 1

Оптические свойства скаполита II

Номер образцов	Ассоциация	No	Ne	Состав по диаграмме В. А. Трегера в мол. %	
				Ma	Me
В-483	Из жил в эффузивах с оторочкой скаполитизации	1,563	1,548	52	48
В-45	Из жилы с роговой обманкой	1,564	1,548	50	50
А-48-10	Из жил с роговой обманкой и кварцем	1,564	1,548	50	50
		1,560	1,545	62	38
В-292	Из жил в рудах	1,561	1,545	58	42
В-823	Из жил в рудах				
В-249	Из жил с обломками дашкесанитовой породы	1,563	1,546	55	45
А-248-5	Мономинеральные жилы с оторочкой биотитизации	1,558	1,544	65	35

биотитизации — пониженные. Интересно, что иногда в ассоциации с роговой обманкой появляется микроклин, занимающий примерно ту же позицию в жилах, что и скаполит.

Таблица 2

Химический состав скаполита и результаты его пересчета

Окислы	Весовые %		Колич. атом. катионов	
	А-48-10	А-248-5	А-48-10	А-248-5
SiO_2	50,87	53,60	7,52	7,90
TiO_2	0,02	0,04	-	-
Al_2O_3	25,94	23,36	4,51	4,04
Fe_2O_3	0,08	0,12	-	-
FeO	0,14	0,18	0,02	0,03
MnO	0,03	0,04	-	-
MgO	0,22	сл.	0,04	-
CaO	11,55	9,86	1,82	1,57
Na_2O	6,26	8,17	1,78	2,32
K_2O	1,73	0,68	0,33	0,12
Cl	2,42	3,32	0,60	0,84
CO_2	1,41	1,12	0,28	0,22
п. п. п.	0,38	0,34		
$Cl_2 \approx O$	0,57	0,72		
Σ	100,40	100,16		

Имеющиеся данные показывают, что скаполит на Табратском месторождении тесно связан с дашкесанитом и, вообще, с хлорсодержащими амфиболами, образующимися в ходе рудного процесса. Он появляется либо непосредственно перед дашкесанитизацией в локально возникающих благоприятных условиях кислотности — щелочности, либо непосредственно после дашкесанитизации и родственных ему амфиболов (хлорсодержащих роговых обманок) в ходе последовательно меняющихся условий кислотности — щелочности. В обоих случаях появление скаполита, видимо, происходит как результат

возрастания кислотности среды минералообразования, которая для рудоотложения предполагается как нейтральная или слабокислая.

Пренит

Пренит занимает особую позицию среди минералов рудного поля Табратского месторождения. Он не характерен для руд и встречается

в тесной пространственной связи с дорудными осветленными породами.

В большинстве случаев пренит развивается в виде мелких неправильных прожилков в катаклазированных осветленных породах или в виде зонк замещения и пятен с избирательным замещением полевых шпатов и маложелезистого эпидота. В более редких случаях минерал дает крупные прожилки (до 10—15 см мощностью), сопровождающиеся оторочкой пренитизации.

Пренит встречается на значительной площади, охватывающей всю площадь распространения осветленных пород, то есть практически на всей территории рудного поля Табрата. Более того, этот минерал является обычным для осветленных пород роговикового облика, встречаемых в контактах Ефимовского и Канатикинского интрузивных массивов к востоку от Табратского месторождения. Маломощные жилы пренита были встречены среди скарнов контактов гранитов г. Сухой, однако взаимоотношения пренита с самими гранитами не установлены.

Внешне пренит окрашен в серовато-белый цвет, иногда с едва заметным зеленоватым оттенком. Агрегаты пренита сложены преимущественно изометричными и неправильными зернами, размером от долей миллиметра до 4—5 мм. В жилках выполнения для пренита характерны призматические зерна, а в жилках в ассоциации с кварцем развиваются волнисто-угасающие лучистые агрегаты.

Под микроскопом пренит бесцветен, но чаще для него характерны разрушенные зерна, покрытые буроватыми глинистыми продуктами. Оптические свойства минерала, определенные в иммерсии и на столике Е. С. Федорова, следующие: обр. А-130-12 ($N_g = 1,634$, $N_m = 1,618$, $N_p = 1,612$, $N_g - N_p = 0,022$, $2V = +65^\circ$); обр. В-139 ($N_g = 1,633$, $N_m = 1,617$, $N_p = 1,612$, $N_g - N_p = 0,021$, $2V = +65^\circ$). Согласно этим данным, минерал по составу близок чистому алюминиевому прениту.

Химические анализы пренита приведены в табл. 3. Их пересчет на кристаллическую формулу осуществлен на основе 7 катионов, исходя из теоретической структурной формулы пренита: $Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$.

Таблица 3

Химический состав пренита Табратского месторождения

Оксиды	Весовые %		Колич. атомов катионов	
	А-130-12	В-133		
SiO ₂	44,30	76,10	3,04	3,00
TiO ₂	0,10	0,07		
Al ₂ O ₃	24,05	10,17	1,94	1,92
Fe ₂ O ₃	0,24	-	0,01	
FeO	0,35	0,54	0,02	0,07
MnO	0,04	0,05		
MgO	сл.	-		
CaO	26,50	11,70	1,95	2,01
Na ₂ O	0,44	0,12	0,05	0,02
K ₂ O	0,08	0,06		
H ₂ O ⁺	4,40	1,83	2,00	1,98
Σ	100,50	100,61		

Примечание. Обр. А-130-12 — чистый пренит, обр. В-133 — пренит с кварцем, пересчет анализа осуществлен за вычетом кварца, атомное количество рассчитано как эквивалентное по отношению к Al₂O₃ и CaO.

Кристаллические формулы, полученные в результате пересчета, имеют следующий вид: обр. А-130-12: $(\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{1,95})_{2,00}(\text{Al}_{1,94}\text{Fe}_{0,01}\text{Fe}_{0,08})_{1,95}\text{Si}_{3,04}\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,98}$; обр. В-133: $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{2,01})_{2,03}(\text{Al}_{1,91}\text{Fe}_{0,07})_{1,98}\text{Si}_{2,99}\text{O}_{10}(\text{OH})_{1,87}$.

Для пренита была снята дебаграмма (табл. 4), причем она оказалась очень близка эталонной дебаграмме пренита по В. И. Михееву (1957).

Таблица 4

Дебаграмма пренита Табрятского месторождения (обр. А-130-12). Условия съемки: камера РКД, $D=57,3$ мм, $d_{\text{обр.}}=0,3$ мм, Cu — излучение, без фильтра, $V=45$ кВ, $d=17$ ма, экспозиция — 2 часа

<i>I</i>	d_a/n	<i>I</i>	d_a/n	<i>I</i>	d_a/n	<i>I</i>	d_a/n
4	5,29	3	2,06	2	1,313	2	1,019
3	4,56	8	1,926	3	1,280	3	0,970
2	3,90	4	1,841	2	1,253	1	0,934
8	3,48	9	1,764	2	1,218	2	0,922
8	3,29	3	1,691	2	1,195	2	0,902
10	3,05	4	1,649	4	1,175	3	0,895
6	2,81	6	1,536	3	1,157	2	0,882
10	2,53	2	1,452	2	1,14)	2	0,867
3	2,35	3	1,438	2	1,12)	1	0,847
2	2,32	3	1,401	1	1,094	2	0,834
2	2,20	3	1,369	4	1,062	2	0,824
2	2,11	2	1,337	2	1,032	4	0,817

Жилы пренита встречаются в дайках амфиболовых диоритпорфиров, секущих, в свою очередь, руды Табрятского месторождения. Это позволяет считать его одним из поздних минералов рудного поля. В то же время небольшие пятна пренита встречаются среди осветленных пород, подвергающихся оруденению. По-видимому, выделение минерала происходит из остаточных растворов среди осветленных пород в различных участках рудного поля в разное время, хотя в целом и характеризует вполне определенную ступень в эволюции этих растворов.

Важным моментом, с нашей точки зрения, являются находки пренита в виде секущих жил среди скарнов в контактах с гранитами г. Сухой. Если считать, что эти скарны связаны с гранитами, то следует допускать наличие связи между Хабалыкским интрузивным массивом и гранитами г. Сухой и, хотя бы косвенное влияние последних на ход процессов минералообразования на Табрятском месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов Ю. А. Магматические формации и их классификация. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, М., 1960.

Князев Г. Б. Дашкесанит и процесс дашкесанитизации на Табрятском железорудном месторождении (Восточный Саян). Труды Томского ун-та, т. 186, 1966.

Князев Г. Б. О некоторых вопросах генезиса пироксеновых и апатит-пироксеновых жил Казырской группы железорудных месторождений (Восточный Саян). В сб.: «Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края», вып. 3, Изд-во Томского университета, 1965.

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

Михеев В. И. Рентгено-структурный определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА АМФИБОЛ-СКАПОЛИТ-МАГНЕТИТОВЫХ РУД ХАЙЛЕОЛСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)

Ю. В. ИНДУКАЕВ

Хайлеолское железорудное месторождение располагается в бассейне рек М. и Б. Таштыпов, в южной части восточного склона Кузнецкого Алатау.

Месторождение представляет собой рудоносную зону, расположенную среди пород габбро-альбититового интрузивного комплекса $S_2—D_2$ возраста [14], который прорывает карбонатно-кремнистые породы St_1 и приурочен к Балыксинской тектонической зоне смятия. Месторождение связывается с этим комплексом не только пространственно, но и генетически и относится к контактово-метасоматическим, имея сложный минералогический состав и длительную историю формирования.

Рудовмещающей структурой месторождения является трещинная тектоническая зона, связанная с Балыксинским разломом. Рудные тела месторождения контролируются положением в пространстве скаполитовых, скаполит-амфиболовых метасоматитов и пироксеновых скарнов, приуроченных к мощным дорудным зонам дробления и трещиноватости, расположенным среди пород габбро-альбититового комплекса. Характерной особенностью их является незначительная протяженность по падению и кулисообразное положение относительно друг друга. Магнетитовое оруденение, представленное сближенными линейно вытянутыми прерывистыми залежами, унаследует от трещинных зон почти все структурно-морфологические черты. Пространственно рудные тела месторождения расположены на трех участках: Северном, Центральном и Южном, которые рассматриваются как блоки единой рудной зоны, имеющие в результате проявления пострудной тектоники различные вертикальные и горизонтальные перемещения. Падение рудных зон и рудных тел крутое, западное, под углом $80—85^\circ$.

Рудные тела Хайлеолского месторождения возникли в результате метасоматического замещения скаполитовых, скаполит-амфиболовых метасоматитов и пироксеновых скарнов. Разведочными работами в пределах Центрального и Южного участков вскрыто 17 рудных тел, имеющих форму линзообразных залежей и небольшие размеры. Наиболее крупные рудные тела достигают мощности в 20—25 м, длина их по простиранию и падению измеряется 250—300 м.

Исходя из генетических особенностей руд Хайлеолского месторождения, их следует разделить на два генетических типа: а) руды, связанные со скаполитовыми и скаполит-амфиболовыми метасоматитами и сформированные в этап щелочного метасоматоза и б) руды, связанные со скарнами (рудные скарны), образованные в магнетитовый этап.

Не давая описания всех типов руд Хайлеолского месторождения, остановимся на характеристике руд, сформированных в этап щелочного метасоматоза.

Описываемые руды представляют собой своеобразный минеральный тип руд, которые являются наиболее древними из руд месторождения и по своему происхождению связываются с процессом скаполитизации. Эти руды вскрываются в центральной части рудной зоны Южного, Центрального и Северного участка (канавы 13; 19; 23, 26, 31 и др.). Среди описываемых руд можно выделить два подтипа: вкрапленные магнетитовые руды со скаполитом, гастингситом и дашкесанитом и сплошные, массивные магнетитовые руды.

Руды первого подтипа по своему внешнему облику, отчасти минералогическому составу и текстурно-структурным особенностям напоминают «Оспенные руды» г. Благодать [3] и скаполит-магнетитовые бедные руды Казахстанских магнетитовых месторождений [7], а также оруденелые скаполит-амфиболовые образования Анзасского месторождения [11]. Для этих руд характерны вкрапленная текстура и призматически зернистая структура, где промежутки между призматическими и таблитчатыми зернами скаполита, нередко с реликтовыми зернами плагиоклазов, выполнены магнетитом I. Эти руды связаны постепенными переходами с магнетитовыми рудами сплошной, массивной текстуры. Последние слагают маломощные (1—12 м) рудные тела среди вкрапленных магнетитовых руд первого подтипа. Описываемые руды характеризуются сплошной, массивной текстурой и мелко- и тонкозернистой структурой. Эти руды сложены сплошным агрегатом тонко- и мелкозернистого магнетита (80—90%), 10—20% составляют нерудные минералы. Среди нерудных преобладают скаполит (8—15%) и амфиболы (2—4%). Кроме этого, встречается сфен, альбит, клиноцоизит, цеолиты и кальцит.

Для руд первого типа характерен следующий минералогический состав: магнетит I, дашкесанит, гастингсит, альбит, клиноцоизит, сфен, апатит, эпидот, цеолиты и кальцит. Не давая описания всем перечисленным минералам, остановимся на характеристике главных из них.

Магнетит

В сливных рудах магнетит I образует плотные и тонкозернистые массы черного цвета. Он сильно магнитен. Удельный вес, определенный пикнометром, колеблется от 4,97 до 5,08.

Под микроскопом в отраженном свете в сливных рудах магнетит I образует неразличимо зернистую массу с неясными очертаниями зерен. После травления концентрированной HCl четко выявляется зернистое строение сливных руд с размерами отдельных зерен от 0,02 до 1—3 мм в поперечнике.

Гнездообразная вкрапленность магнетита I, встречаемая в скаполитовых и скаполит-амфиболовых метасоматитах, под микроскопом представляет собой неправильные агрегатные скопления, состоящие из мелких ксеноморфных зерен этого минерала, которые выполняют промежутки между зернами скаполита и реже амфибола. Наряду с этим встречаются зерна магнетита I, включенные в крупные зерна скаполита, которые, по-видимому, захватывали магнетит I в процессе собирательной перекристаллизации первичного мелкозернистого скаполита. Цвет магнетита I в отраженном свете серовато-белый, в скрещенных николях — изотропный. После травления концентрированной HCl четко выявляется зернистое строение агрегатов магнетита I, а на поверхности зерен появляется бурое пятно. Травление насыщенным раствором SnCl₂

в концентрированной HCl выявляет более сложное строение зерен, а в разностях, взятых из канав и подвергшихся окислению, — решетчатая структура замещения магнетита гематитом. Химический анализ магнетита I, выполненный для обр. $\frac{\text{К-19}}{\text{И-1829}}$ в геохимической лаборатории

ТГУ А. В. Кривец, дал следующие результаты в %: SiO_2 — 0,35; TiO_2 — 0,70; Al_2O_3 — 0,79; Fe_2O_3 — 68,61; FeO — 28,69; MgO — 0,43; MnO — 0,20; CaO — 0,26; Na_2O — 0,39; сумма — 100,42. Спектральный анализ в составе магнетита I устанавливает кроме элементов, определенных химическим анализом в %: Ni — 0,001—0,003; Co — 0,001; V — 0,001—0,01; Cr — 0,0001; Ga — 0,001; Cu — 0,001—0,006. Определение величины ребра элементарной ячейки магнетита I с помощью экспрессной съемки поликристаллических образцов в фокусирующей камере I крос дало следующие результаты: обр. $\frac{\text{К-19}}{\text{И-1820}}$ — $a = 8,4039 \text{ \AA}$ и обр. $\frac{\text{К-11}}{\text{И-2023}}$ — $a =$

8,4048 \AA . Определения проведены автором в рентгеновском кабинете кафедры минералогии ТГУ.

Порядок выделения магнетита I определяется довольно точно. Он является наиболее ранним из всех генераций этого минерала. Он образуется до скарнирования пород месторождения и связан с процессом скаполитизации [4, 5].

Дашкесанит

Дашкесанит пользуется широким развитием в центральной части рудной зоны, где он, входя в состав скаполит-амфиболовых вкрапленных руд, образует в них тесные сростания с магнетитом I, скаполитом и флогопитом I.

Макроскопически дашкесанит образует в скаполит-амфиболовых вкрапленных рудах призматические зерна, размеры которых колеблются от 0,3 до 2 см в длину и от 0,1 до 0,7 см в ширину. Очень часто призматические зерна дашкесанита собраны в неправильные гнезда и жилки, которые метасоматически разъедают и рассекают скаполит и плагиоклазы. Встречаются лучистые и радиально-лучистые агрегаты, в которых размеры зерен изменяются от 1,2 до 3,1 см в длину и от 0,3 до 0,8 см в ширину. В отдельных случаях среди скаполит-амфиболовых вкрапленных руд встречаются неправильные участки (канавы 31—32), целиком сложенные дашкесанитом. В этом случае форма агрегатов дашкесанита призматически зернистая. Размеры зерен изменяются от 0,4 до 2 см в длину и от 0,2 до 0,7 см в ширину. Среди этих зерен иногда встречаются кристаллы с хорошо развитыми неровными, со следами разъедания, гранями. Всегда наблюдались широкая призма {110}, верхний пинакоид {001} и боковой пинакоид {010}, реже узкий передний пинакоид {100} и еще реже грани головки {101} и {011}. В отдельных случаях сплошные дашкесанитовые массы сложены короткостолбчатыми или шестоватыми кристаллами с вертикальной штриховкой на гранях {110}.

Наряду с отмеченным дашкесанит в виде призматически удлиненных кристаллов нарастает на стенках пустот, расположенных среди скаполитовой массы. Изучение кристаллов на гониометре и под бинокулярной лупой показало, что они состоят из следующих простых форм: {100}, {010}, {001}, {110}, {101}, {121}.

Дашкесанит, образующий тесные сростания с магнетитом I и скаполитом, является более ранним, чем дашкесанит, слагающий гнез-

да, жилки и друзы кристаллов. Последний, по-видимому, образуется в результате перераспределения и переотложения первого в заключительные периоды щелочного метасоматоза.

Цвет минерала черный, иногда со слабым зеленоватым оттенком.

Под микроскопом в шлифах видно, как дашкесанит образует призматические зерна, находящиеся в тесном срастании с призматическими зернами скаполита и неправильными зернами магнетита I. Магнетит I то находится в интерстициях между призматическими зернами дашкесанита и скаполита, то в виде мелких пойкилитовых включений располагается в их зернах. Наблюдаемые взаимоотношения между дашкесанитом, скаполитом и магнетитом I говорят о том, что они являются одновременными или близкими по времени образованиями.

Цвет минерала от темно-зеленого и густо-зеленого с синеватым оттенком до почти черного. Плеохроизм резкий по схеме $Ng > Nm > Np$. Ng — темно-зеленый с синеватым оттенком и почти черный, слабо просвечивающийся в краях зерен, Nm — темно-зеленый с голубоватым оттенком, Np — светло-коричневый и буровато-желтый. Дисперсия оптических осей четкая по схеме: $r > v$. Удлинение положительное.

Показатели преломления, определенные методом вращающейся иглы в иммерсионных жидкостях, и другие оптические свойства приведены в табл. 1. Величины угла оптических осей, $\angle C : Ng$ и $Ng - Np$ определены на столике Е. С. Федорова. Величина $Ng - Np$ определялась с помощью компенсатора Берка.

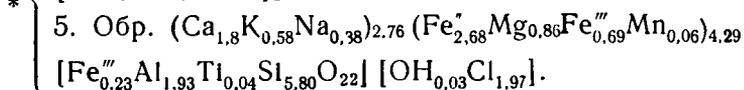
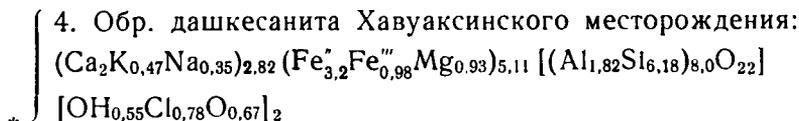
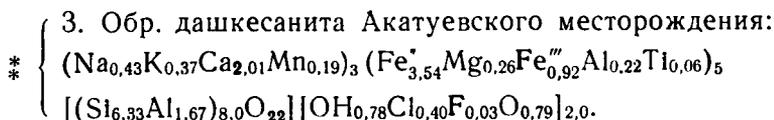
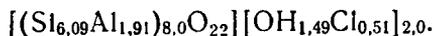
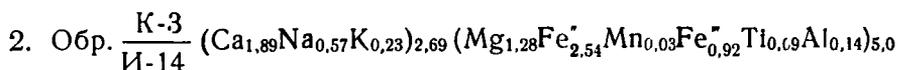
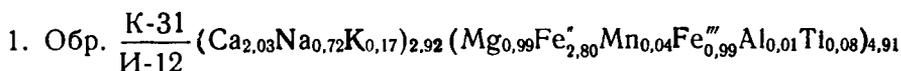
Таблица 1

№ п.п.	Номер образца и название месторождения	Оптические свойства						Удельный вес
		Ng	Np	$Ng - Np$ вычисл.	$Ng - Np$ определ.	$\angle C : Ng$	$-2V$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Обр. К-31 И-12, дашкесанит Хайлеолского месторождения	1,730	1,712	0,018	0,018	12°	30°	3,512
2	Обр. К-31 И-14, дашкесанит Хайлеолского месторождения	1,728	1,710	0,018	0,019	11°	31°	—
3	Обр. И-1846, дашкесанит Хайлеолского месторождения	1,728	1,710	0,018	0,019	11°	31°	—
4	Дашкесанит Акатуевского месторождения по Л. Н. Новоселовой [8]	1,728± 0,002	1,711± 0,002	0,017	—	11°	31°	—
5	Дашкесанит Хавуаксинского месторождения по Д. О. Онтоеву [9]	1,728± 0,002	1,708± 0,002	0,020	—	16°	очень мал.	—
6	Дашкесанит Дашкесанского месторождения по Г. А. Крутову [6]	1,751± 0,002	1,728± 0,002	0,023± 0,003	—	11°	15± 5	—

Как видно из табл. 1, исследуемый амфибол Хайлеолского месторождения по оптическим свойствам, а именно резкому плеохроизму, высоким показателям преломления и малому углу оптических осей, принадлежит к группе гастингсита. По оптическим свойствам исследуемый минерал аналогичен дашкесаниту Акатуевского (Забайкалье) [8] и Хавуаксинского (Тува) [10] месторождений, а от типичного дашкесанита из Дашкесанского месторождения [6] он отличается более низкими показателями преломления и более высокими значениями угла оптических осей.

Результаты химического анализа дашкесанита приведены в таблице 2. Здесь же для сравнения приведены химические анализы дашкесанита из Акатуевского, Хавуаксинского и Дашкесанского месторождений.

Соответствующие кристаллохимические формулы, рассчитанные по методу В. С. Соболева [13] на 24 (О, ОН), представляются в следующем виде:



Примечание. ** — дается по данным Л. Н. Новоселовой [8].

* — дается по данным Д. О. Онтоева [10].

Данные анализов показывают, что исследованный амфибол Хайлеолского месторождения является почти идентичным дашкесаниту Акатуевского, Хавуаксинского и Дашкесанского месторождений. От типичного дашкесанита Дашкесанского месторождения он отличается прежде всего более низким содержанием хлора (1,91—2,27 против 7,24% или 5,59%), а также несколько меньшим содержанием K_2O , несколько большим содержанием TiO_2 , Na_2O , H_2O и других компонентов. Это небольшое отклонение в химическом составе сказывается на различие в оптических свойствах дашкесанита Дашкесанского и Хайлеолского месторождений.

Сравнение вычисленных кристаллохимических формул выявляет некоторые особенности состава анализированных разностей. Прежде всего, в Хайлеолском дашкесаните добавочные анионы OH^{1-} и O^{2-} , располагающиеся внутри шестерных колец из алюмокремнекислород-

Таблица 2

Компоненты	Дашкесаниты Хайлеолского месторождения		Дашкесанит Акатуевского месторождения	Дашкесанит Хавуаксинского месторождения	Дашкесанит Дашкесанского месторождения
	Обр. К-31 И-12, № 1, табл. 1	Обр. К-31 И-14, № 2, табл. 1			
SiO_2	36,56	38,08	38,11	37,41	36,13
TiO_2	0,72	0,83	0,49	0,22	0,30
Al_2O_3	10,94	10,92	9,68	9,36	10,22
Fe_2O_3	8,14	7,74	7,38	7,94	7,60
FeO	20,65	19,06	25,56	23,24	19,99
MnO	0,32	0,25	1,37	0,21	0,43
MgO	4,08	5,41	1,07	3,81	3,63
CaO	11,77	11,04	11,30	11,43	10,83
Na_2O	2,29	1,84	1,34	1,06	1,24
K_2O	0,78	1,16	1,76	2,33	2,84
Li_2O	не опред.	не опред.	—	—	0,02
H_2O^+	1,30	1,41	0,70	1,07	1,05
H_2O^-	0,25	0,36	0,33	0,24	0,22
Cl	2,27	1,91	1,42	2,77	7,24
F	0,02	0,01	0,05	0,02	нет
B_2O_3	не опред.	не опред.	не опред.	сл.	—
P_2O_5	—	—	—	не опред.	0,10
SO_3	не опред.	не опред.	—	..	0,11
CoO	нет	сл.	—	..	нет
NiO	нет	сл.	—	..	нет
CuO	не опред.	не опред.	—
As_2O_3	не опред.	не опред.	—
$\text{O} \approx \text{Cl}_2$	-0,51	-0,43	-0,32	-0,62	-1,63
Сумма	99,58	99,58	100,23	100,49	100,32
Аналитик	З. А. Иванчура	А. В. Кривец	дается по Л. Н. Новоселовой [8]	дается по Д. О. Онтоеву [10]	дается по Г. А. Крутову [6]. В другом анализе этого минерала — $\text{Cl} - 5,59\%$

ных тетраэдров в структуре амфибола [1, 2], примерно на 1/3 или на 1/4 замещены Cl^{1-} . Между тем в дашкесанском минерале (формула 5) эти же анионы почти полностью замещены последним. Согласно Д. О. Онтоеву [9], в связи с этим часть гидроксила в решетке этого минерала, видимо, присутствует в форме H_2O .

Так как ионный радиус Cl^{1-} (1,81 Å) значительно выше таковых OH^{1-} (1,33 Å) и O^{2-} (1,32 Å), то этот факт приводит, по данным

Г. А. Крутова, к общему трехмерному расширению элементарной ячейки изученного им дашкесанита, что выражается в увеличении соответствующих межплоскостных расстояний.

Далее, в состав тетраэдрического слоя дашкесанского минерала (формула 5) входит не только Al^{3+} , он также и часть Fe^{3+} , тогда как в Хайлеолском (формула 1, 2), Акатуевском (формула 3) и Хавуаксинском (формула 4) минералах все окисное железо связано в шестерной координации.

В октаэдрическом слое всех разновидей дашкесанита резко преобладают F^{2+} и Fe^{2+} , совместное присутствие которых при наличии еще добавочных анионов (OH^{1-} , Cl^{1-}) обуславливает интенсивную темно-зеленую окраску минерала с синеватым оттенком [13] и резкий плеохроизм. При этом относительное количество окисного и закисного железа в четырех первых формулах (в 1-й — 3,79 во 2-й — 3,46, в 3-й — 4,46 и в 4-й — 4,18) заметно выше, чем в пятой (3,37). Между тем как дашкесаниты Хайлеолского, Акатуевского и Хавуаксинского месторождений характеризуются одинаковыми и более низкими показателями по сравнению с дашкесанитом Дашкесанского месторождения. Согласно Д. О. Онтоеву, это может быть объяснено только вхождением части Fe^{3+} взамен Al^{3+} в состав алюмокремнекислородных тетраэдров, а также, вероятно, тем, что шестерные кольца в структуре дашкесанита Дашкесанского месторождения почти полностью заполнены Cl^{1-} .

Результаты спектрального анализа дашкесанита дали следующие значения: Co — (0,001 — 0,003) %; Ni — 0,001%; Cu — 0,003%; Mn — (0,06 — 0,3) %; Ga — 0,001 %; V — 0,01 %; Cr — 0,003 %; Ti — 0,1 %; Be — 0,01 % и Ba — 0,03 %.

Данные рентгеноструктурного анализа дашкесанита приведены в табл. 3. Анализ выполнен автором в рентгеновском кабинете кафедры минералогии ТГУ. Здесь же для сравнения приведены рентгенограммы дашкесанитов Дашкесанского [6] и Акатуевского [8] месторождений.

Как видно из табл. 3, по значениям межплоскостных расстояний дашкесанит Хайлеолского месторождения аналогичен акатуевскому и дашкесанскому.

Тесный парагенезис дашкесанита, магнетита I и скаполита довольно четко определяет порядок выделения первого и указывает на одновременность образования перечисленных минералов в стадию скаполитизации в период проявления натрово-хлорного метасоматоза.

Гастингситы

Гастингситы пользуются широким распространением в описываемых рудах. Они представлены магнезио-гастингситом и гастингситом. Содержание хлора в гастингситах колеблется от 0,49 до 0,76 %. Гастингситы были подробно описаны [5], в связи с чем здесь они характеризоваться не будут.

Гастингсит образуется одновременно с дашкесанитом.

Однако в отдельных участках месторождения этот процесс в качественном и количественном отношении происходил неодинаково. В одних случаях проявление натрово-хлорного метасоматоза привело к образованию парагенезиса-скаполита, гастингсита и магнетита I, а в других случаях — к парагенезису скаполита, дашкесанита и магнетита I.

Исходными минералами, подвергшимися замещению, часто оказываются актинолит I, обыкновенная роговая обманка и авгит габброидных пород.

Таблица 3

Номер обр. и условия съёмки	Обр. К-31 И-12, дашкесанит Хайлеолского место- рождения. СО — анод, $d = 57,3$ мм, $d_{пр} =$ $= 0,7$ мм, $V = 30$ кВ, $I = 4$ мА, $h = 4$		Дашкесанит Акатуев- ского месторождения по Л. Н. Новоселовой [8]		Дашкесанит Дашкесан- ского месторождения [6]	
	Номер линии	I	$\frac{dn}{n}$	I	$\frac{dn}{n}$	I
1	2	3	4	5	6	7
1	1	4,861	1	4,8	-	-
2	1	4,498	1	4,5	-	-
3	2	3,50	2	3,5	2	3,6
4	4	3,397	4	3,4	4	3,4
5	3	3,39	3	3,3	3	3,3
6	10	3,156	10	3,16	10	3,16
7	2	3,03	2	3,03	2	3,05
8	3	2,95	3	2,98	4	2,97
9	2	2,90	2	2,90	1	2,91
10	4	2,82	6	2,83	5	2,84
11	9	2,74	9	2,74	9	2,74
12	4	2,60	5	2,62	4	2,64
13	3	2,56	3	2,58	6	2,59
14	3	2,41	5	2,40	3	2,41
15	6	2,364	6	2,36	4	2,36
16	1	2,310	1	2,31	1	2,32
17	1	2,259	1	2,25	2	2,25
18	7	2,18	8	2,18	7	2,19
19	3	2,05	1	2,05	3	2,07
20	5	2,037	7	2,04	5	2,04
21	1	1,950	1	1,946	1	1,951
22	2	1,904	3р	1,905	2	1,903
23	5	1,827	5	1,827	5	1,827
24	3	1,767	3	1,766	3	1,765
25	2	1,737	2	1,738	2	1,736
26	4	1,707	3р	1,707	3р	1,707
27	10	1,665	9	1,665	8	1,667
28	6	1,636	7	1,637	6	1,635
29	9	1,600	9	1,599	9	1,601
30	1	1,566	2	1,565	2	1,569
31	3	1,551	4	1,552	2	1,552
32	4	1,530	3	1,528	4	1,536
33	6	1,516	9	1,514	3	1,517
34	2	1,482	3р	1,487	2р	1,489
35	2	1,466	2	1,469	2р	1,478
36	10	1,454	10	1,454	9	1,453
37	2	1,415	2	1,415	2	1,415
38	5	1,379	5	1,378	4	1,381
39	2	1,370	2	1,370	2	1,370
40	5	1,351	5	1,351	5	1,352
41	6	1,324	8	1,324	4	1,323
42	6	1,310	6	1,310	6	1,312
43	2	1,290	1	1,289	2	1,293
44	1	1,285	1	1,285	2	1,286
45	1	1,229	1	1,229	1	1,229
46	3	1,215	4	1,215	4	1,215
47	2	1,203	2	1,203	2	1,203
48	4	1,182	3	1,183	4	1,182
49	2	1,175	2	1,174	2	1,175
50	-	-	2	1,164	1	1,167
51	1	1,139	2	1,141	-	-
52	1	1,099	1	1,098	-	-

Продолжение таблицы 3

1	2	3	4	5	6	7
53	6	1,085	7	1,093	7	1,094
54	4	1,075	4	1,073	3	1,076
55	6	1,058	9	1,060	9	1,061
56	6	1,044	8	1,042	8	1,043
57	3	1,016	2	1,014	-	-
58	3	1,007	2	1,005	-	-
59	6	0,991	7	0,996	-	-
60	6	0,986	6	0,988	-	-

Скаполиты

Скаполиты месторождения представляют собой натриевые хлорсодержащие алюмосиликаты с ничтожным содержанием или отсутствием SO_3 и CO_2 . Состав скаполитов колеблется в пределах Ма от 54,6 до 76,8%, а Me — от 45,4 до 23,2%. Содержание хлора колеблется от 2,32 до 3,12%. Скаполиты были подробно описаны [4, 5], поэтому здесь они рассматриваться не будут.

Тесный парагенезис дашкесанита, магнетита I, скаполита и гастингсита довольно четко определяет их порядок выделения и указывает на одновременность образования перечисленных минералов в стадию скаполитизации в период проявления натрово-хлорного метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н. В. Достижения структурной минералогии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1946.
2. Белов Н. В. Очерки по структурной минералогии, 1 Минерал. сборн. Львовско-го геолог. общ., № 4, 1950.
3. Глазковский В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. Госгеолтехиздат, М., 1954.
4. Индукаев Ю. В. Скаполит и процесс скаполитизации на Хайлеолском месторождении в Кузнецком Алатау. Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962.
5. Индукаев Ю. В. Минералогия скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского железорудного месторождения. Труды ТГУ, сер. геол., т. 164, 1963.
6. Крутов Г. А. Дашкесанит — новый хлорсодержащий амфибол группы гастингсита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2—3, 1936.
7. Магнетитовые руды Кустанайской области. М., 1958.
8. Новоселова Л. Н. Амфиболы гастингсит-дашкесанитового ряда Акатуевского месторождения (Восточное Забайкалье). Зап. ВМО, ч. 90, вып. 2, 1961.
9. Онтюев Д. О. О скаполит-магнетитовых рудах некоторых контактово-метасоматических месторождений железа. Советск. геолог., сб. 50, 1956.
10. Онтюев Д. О. Хлорсодержащие минералы — скаполит и дашкесанит — из Хавуаксинского месторождения (Тува). Зап. ВМО, ч. 87, вып. 1, 1958.
11. Павлов Д. И. Минерализация и генетические особенности Анзасского железорудного месторождения (Зап. Саян). Автореферат диссертации на соискание учен. степ. канд. геол.-минер. наук, М., 1962.
12. Сильниченко В. Г. Изменение химического состава гидротермальных растворов при взаимодействии с лавами. Труды лабор. вулканологии АН СССР, вып. 119, 1961.
13. Соболев В. С. Введение в минералогии силикатов, 1949.
14. Телешев А. Е. Интрузивные комплексы Хайлеолского железорудного месторождения. «Геология и геофизика», 1962, № 4.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СКАРНИРОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА НА ТАБРАТСКОМ МАГНЕТИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Г. Б. КНЯЗЕВ

Табратское магнетитовое месторождение является главным объектом Казырской группы железорудных месторождений, расположенной в среднем течении р. Казыр. Месторождение локализовано в зоне северного контакта существенно диоритового Хабалыкского массива с нижнекембрийскими карбонатно-эффузивно-осадочными породами. К востоку и юго-востоку от месторождения Хабалыкский массив прорывает средне-верхнекембрийские эффузивы, имеющие преимущественно основной состав.

Постмагматические растворы, приведшие к образованию Табратского магнетитового месторождения, связываются с гранитоидами, появляющимися на заключительных этапах магматизма рудного поля (Князев, 1968). Гранитоидные породы Хабалыкского массива представлены плагиогранитами, гранофировыми и мелкозернистыми гранитами, пегматоидными гранитами, дайками плагиогранит-порфириров и гибридных пироксеновых диоритов и кварцевых диоритов. Внедрение их непосредственно предшествует скарново-рудному процессу. В целом для гранитных пород характерны мелкоштоковые, дайковые и сложно-инъекционные формы проявления. Непосредственно в участках минералообразования гранитоиды проявляются лишь в виде маломощных рассеянных тел и играют количественно скромную роль. Резко преобладающим развитием здесь пользуются роговообманковые габброидные и диоритовые породы ранних фаз магматизма, полностью закристаллизовавшиеся и даже метаморфизованные к началу скарново-рудного процесса.

Рудное поле Табрата является сложным по строению. Оно включает три рудных участка: Восточный, Центральный и Западный. Рудные участки расположены примерно на одной линии, протягивающейся вдоль северного контакта массива с СВ на ЮЗ на 4,5 км. Кроме того, к северо-западу и западу от месторождения среди нижнекембрийских отложений, а также к востоку от него среди средне-верхнекембрийских эффузивов развиты разномасштабные участки бедной рудной и безрудной минерализации.

Восточный и Центральный участки месторождения представляют собой поддробленные выступы контакта Хабалыкского интрузивного массива, сложенные преимущественно роговообманковыми габброидами и диоритами. Распределение рудной и прочей минерализации здесь отчетливо подчинено трещинной тектонике с образованием своеобразных богатых рудных штоков площадью 400×500 и 450×600 метров

с почти вертикальным падением отдельных рудных тел (Князев, 1966). Рудные участки со стороны экзоконтакта (с севера) граничат с мраморами и обломочными породами нижнего кембрия, а со стороны интрузивного поля — с кварцевыми и кварцсодержащими диоритами. Вся минерализация, сопутствующая оруденению, сосредоточена в изверженных породах основного состава и меланократовых диоритах. Значительно слабее она проявляется в кварцевых диоритах и очень слабо — непосредственно в мраморах.

Наиболее ранние продукты постмагматического процесса Восточного и Центрального участков представлены осветленными породами существенно пироксен-эпидотового и амфибол-эпидотового состава. Пироксен этих пород представлен салитом — диопсидом ряда диопсида — геденбергита, амфибол-малоглиноземистой роговой обманкой с 15—20%-ной железистостью. Эпидот содержит 10—18% железистой молекулы. Кроме того, в осветленных эпидотовых породах в небольших количествах присутствует кварц и белая слюда мусковит-парагонитового типа. В краевых частях Восточного и Центрального участков зафиксированы альбитизированные породы.

В осветленных эпидотовых породах и отчасти в неизменных габброидах и диоритах залегают своеобразные пироксеновые жилы и штокверкоподобные пироксеновые зоны. Пироксеновые жилы в одних, более характерных, случаях представляют собой типичные жильные образования с резкими секущими контактами и обломками вмещающих пород. В других случаях эти жилы нечетко обособлены от осветленных пироксен-эпидотовых пород (Князев, 1965). Пироксен жил представлен салитом и ферросалитом ряда диопсида — геденбергита (табл. 1). Структура пироксеновых пород меняется от мелко- до грубозернистой, часто она неравномерно-зернистая.

На комплекс осветленных пород и пироксеновых жил наложено магнетитовое оруденение. Магнетит сопровождается большим количеством амфиболов и интенсивной амфиболизацией вмещающих пород. Среди амфиболов важную роль играет высокожелезистый хлорсодержащий амфибол типа дашкесанита (Князев, 1966). Позднее руды локально обогащаются кальцитом, сульфидами, хлоритом и другими минералами.

Западный участок месторождения имеет меньшие масштабы оруденения, нежели Восточный и Центральный. Здесь магнетитовое оруденение пространственно связано с пироксен-гранатовыми и эпидот-гранатовыми скарнами, образующимися за счет крупных дайковых тел лабрадорных порфиритов, вблизи их контакта с мраморами. Гранат скарнов представлен андрадитом с 10—40% гроссуляровой молекулы, пироксен-ферросалитом, эпидот-пистацитом с 20—28%-ной железистостью (табл. 1). Скарнированию здесь, как и на других участках, предшествует осветление лабрадорных порфиритов с образованием эпидот-плагноклазовых, пироксен-эпидотовых и др. пород. В мраморах вдоль их контактов с изверженными породами основного и среднего состава также иногда развиваются гранатовые скарны (гранат с 40—95% андрадитового компонента, табл. 1), однако мощности таких экзоскарновых оторочек обычно не превышают 10 см.

Участки с безрудной минерализацией характерны для поля нижнекембрийских карбонатно-эффузивно-осадочных пород во внешней зоне экзоконтакта Хабалынского массива к северо-западу и западу от Табратского месторождения. Для этих участков характерны различные по составу осветленные породы, в том числе и щелочные, и сопровождающие их гранатовые, эпидот-гранатовые и пироксен-гранатовые скарны,

образующиеся вдоль контактов разнообразных алюмосиликатных пород и мраморов. Очень большую роль здесь, как и на рудных участках, играют изверженные породы основного состава, локально метаморфизованные до степени амфиболитовой фации.

Таблица 1

Химический состав некоторых скарновых минералов Табратского месторождения

Окислы	Весовые проценты							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	36,24	35,24	37,10	37,95	36,42	37,65	48,63	50,35
TiO ₂	0,22	0,18	1,65	0,28	0,82	0,15	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	3,46	2,18	11,35	9,79	7,92	22,83	1,84	1,48
Fe ₂ O ₃	25,94	28,69	14,88	17,39	21,18	13,36	1,64	2,18
FeO	1,10	0,70	1,08	0,57	1,16	0,60	22,70	14,70
MnO	0,43	0,48	0,15	0,28	0,34	0,30	0,57	0,47
MgO	0,52	0,75	0,91	0,50	0,42	0,15	1,78	6,90
CaO	32,08	31,61	33,10	33,62	33,18	22,66	22,43	23,07
Щщел.	0,07	0,02	0,03	0,01	0,04	0,07	0,52	0,47
H ₂ O	—	—	—	—	—	2,02	—	—
п. п.	0,22	0,02	0,16	0,12	0,14	0,20	0,24	0,38
Σ	100,28	99,90	100,49	100,53	100,62	99,99	100,47	100,02

1. Бурый гранат из гранатового экзоскарна. Агрегаты панидиоморфной структуры со слабовыраженной анизотропией. Уд. вес. 3,80, $a_0 = 12,01\text{Å}$, $N = 1,88$. 2. Красно-бурый гранат из гранатового экзоскарна. Сливные сильно трещиноватые агрегаты. Уд. вес 3,821, $a_0 = 12,02\text{Å}$, $N = 1,885$. 3. Темно-серый гранат со слабым фиолетовым оттенком из гранатового экзоскарна. Однородные мелкозернистые агрегаты. Уд. вес 3,69, $a_0 = 11,89\text{Å}$, $N = 1,81$. 4. Бурый гранат из эпидот-гранатовых скарнов Западного участка. Среднезернистые однородные агрегаты со слабовыраженной анизотропией зерен. Уд. вес 3,68, $a_0 = 11,93\text{Å}$, $N = 1,82$. 5. Темно-бурый гранат из мономинеральных гнезд среди эпидот-гранатовых скарнов. Уд. вес 3,71, $a_0 = 11,96\text{Å}$, $N = 1,84$. 6. Эпидот из околоскарновых эпидозитов. $Ng = 1,764$, $Np = 1,724$, $2V = -77^\circ$. 7. Пироксен из пироксен-гранатовых скарнов по габбро-диоритам. Мелкозернистые агрегаты. $Ng = 1,747$, $Nm = 1,727$, $Np = 1,719$, $c : Ng = 46^\circ$, $2V = +60^\circ$. 8. Пироксен из пироксеновых жил. $Ng = 1,729$, $Nm = 1,711$, $Np = 1,702$, $c : Ng = 43^\circ$, $2V = +60^\circ$.

Изучение безрудных скарновых зон среди нижнекембрийских отложений показало наличие в ряде случаев достаточно отчетливо выраженной метасоматической зональности. Довольно сложной зональностью характеризуются скарны, возникающие вдоль контактов мраморов и изверженных пород основного состава. Полная метасоматическая колонка этого типа скарнов имеет следующее строение:

Мрамор

1. Гранатовый (андрадит с 10—15% гроссуляровой молекулы) или пироксен-гранатовый экзоскарн мощностью 5—30 см (преимущественно менее 10 см.).

2. Гранат (30—40% гроссуляр. мол.) — пироксеновый (ферросалит) эндоскарн мощностью до 10—20 см.

3. Пятнистый пироксеновый (салит-ферросалит) эндоскарн мощностью от 0 до 10—15 см.

4. Пироксен-эпидотовая околоскарновая осветленная порода, близкая осветленным эпидотовым породам Восточного участка месторождения. Мощность от нескольких десятков сантиметров до 10 метров.

5. Амфибол-эпидотовая околоскарновая порода.

Роговообманковый мелкозернистый габбро-диорит

Относительно небольшие тела габброидов часто нацело эпидотизированы. Отмечаются осветленные габброиды, не сопровождающиеся экзоскарновыми оторочками.

В данной работе мы рассмотрим лишь сам процесс скарнирования изверженных пород основного состава, являющихся главным типом рудовмещающих пород Табратского месторождения, не касаясь процессов образования магнетитового оруденения и гидротермальной минерализации, наложенной на скарны. Иными словами, используя терминологию В. Г. Боголепова (1966), мы коснемся лишь псевдоморфного периода скарнообразования, без учета явлений перекристаллизации. Этот период включает образование собственно скарнов и сопутствующих им осветленных околоскарновых пород.

Прежде всего необходимо констатировать, что подавляющее большинство подвергающихся скарнированию алюмосиликатных пород в пределах рудного поля Табрата является пассивным, то есть не имеющим прямого отношения к очагу, генерирующему постмагматические растворы. Используя представления Г. Л. Поспелова (1959), можно говорить, что скарнообразование на Табратском месторождении представляет собой процесс, проходящий далеко за пределами активной интрузии в области ее внешней «ореольной зоны».

Поскольку во всех случаях наиболее ранние метасоматические явления рудного поля Табрата представляют собой осветление с выщелачиванием из вмещающих (особенно основных) пород магния и железа, трудно ожидать, что постмагматические растворы были первично обогащены этими компонентами. Постмагматические растворы, появляясь в связи с гранитоидами, вероятнее всего, были обогащены щелочами и сильными кислотными компонентами типа хлора, который позже, да и то очень неохотно, фиксируется в дашкесаните. О возможной обогащенности ранних постмагматических растворов щелочами свидетельствуют локально фиксируемые в пределах рудного поля Табрата явления щелочного метасоматоза.

Согласно существующим представлениям (Коржинский, 1955; Жариков, Омеляненко, 1955; Жариков, 1968), формирование скарнов — процесс, грубо говоря, одноактный. Все многообразие осветленных околоскарновых пород и собственно скарнов образуется близко одновременно в результате непрерывного процесса. Возникающая зональность является моноасцендентной (если не имеется разновозрастного скарнирования, связанного с разными интрузиями). В то же время сторонниками контактово-реакционной теории скарнообразования отмечается возможность возникновения на отдельных участках более сложных взаимоотношений между скарновыми продуктами одной стадии. Такие осложнения могут быть связаны с неустойчивостью тектонического режима того или иного участка в ходе процесса скарнирования (Коржинский, 1955). В результате, согласно этим представлениям, возникает впечатление стадийности процесса скарнирования — проникновение растворов, свойственных тыловым зонам метасоматической колонки, в периферийные зоны с образованием жил.

Таким образом, если на данном эрозионном срезе зафиксирован стадийный скарновый процесс, необходимо отыскивать связь между последовательными скарновыми стадиями не только по линии исходного очага растворов, но и связи непосредственную.

Рассмотрим с этих позиций Восточный и Центральный участки Табратского месторождения. Здесь скарновый процесс является отчет-

ливо двустадийным. Вначале возникают осветленные эпидотовые породы, а затем пироксеновые жилы.

В табл. 2 приведен химический состав габброидов Восточного и Центрального участков Табратского месторождения и развивающихся за их счет осветленных пироксен-эпидотовых и амфибол-эпидотовых пород.

Таблица 2

Окислы	Весовые проценты					
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,38	44,42	48,17	48,01	50,72	50,20
TiO ₂	1,10	1,35	1,10	0,81	1,16	1,15
Al ₂ O ₃	14,16	15,57	13,54	13,73	17,27	17,14
Fe ₂ O ₃	3,56	1,60	3,42	3,19	3,88	3,55
FeO	8,41	3,95	8,41	6,28	7,12	4,84
MnO	0,28	0,23	0,16	0,19	0,10	-
MgO	10,56	6,08	6,84	5,50	4,66	3,11
CaO	12,18	23,13	12,52	18,58	10,90	16,70
Na ₂ O	1,08	0,72	1,76	1,14	2,10	1,42
K ₂ O	0,62	0,50	0,70	0,32	0,48	0,60
P ₂ O ₅	0,28	0,29	0,34	0,21	0,28	0,28
п. п. п.	1,98	2,24	1,97	1,70	1,45	1,38
Σ	100,59	100,08	99,33	99,66	100,35	100,37

Нечетные номера — исходные породы, четные номера — измененные породы. 1 и 2 — метасоматическая среднезернистая пироксен-эпидотовая порода по меланократовому габбро (Восточный участок). 3 и 4 — мелкозернистая пироксен-эпидотовая порода по мелкозернистому габбро (Восточный участок), 5 и 6 — кварцсодержащая амфибол-эпидотовая порода по лабрадорovому порфириду (Центральный участок).

При образовании осветленных эпидотовых пород по габбро и меланократовым диоритам всегда происходит значительный привнос кальция и частичный вынос магния и железа. Привнос — вынос является наиболее контрастным для собственно пироксен-эпидотовых пород и менее контрастным — для амфибол-эпидотовых пород. Щелочи ведут себя непостоянно. В одних случаях они выносятся, а в других случаях сохраняются в составе белой слюды. Здесь важно подчеркнуть, что кремний и алюминий в обычном случае мало меняют свои содержания в породах. То есть при привносе и осаждении кальция в габброидах кремний и алюминий до определенного момента ведут себя очень инертно.

Для проверки этого положения и для большей наглядности мы провели расчет реакций образования осветленных эпидотовых пород при условии привноса кальция и абсолютной (условно) инертности кремния и алюминия. В уравнениях реакций учтены только инертные компоненты и привносимый кальций. Составы минералов взяты по данным оптических определений. Условные обозначения: Пл — плагиоклаз, Рог — роговая обманка, Пи — пироксен Эп — эпидот, Па — паргонит, Кв — кварц. С правой стороны минеральных индексов для минералов переменного состава показаны отношения кремния и алюминия в структурных формулах.

При замещении породы состава 50% Пл₅₀ и 50% Рог_{7:1} (то есть ма-логлиноземистой) реакция имеет вид:

Пл_{2,5:1,5} + Рог_{7:1} + 2,73CaO → 3,97Пи + 0,63Эп_{3:2,5} + 0,42Па. Возникающая порода имеет состав: 97% Пи, 13% Эп, 8% Па.

При замещении габброидов с обычными роговыми обманками, согласно расчетам, должна несколько возрастать роль эпидота. При замещении меланократовых габбро возрастает роль пироксена. Наличие кварца в исходных породах всегда будет приводить к увеличению содержания пироксена в продуктах метасоматоза, а уменьшение железистости эпидота в конечных продуктах реакции — к вытеснению слюды.

При образовании кварцсодержащей пироксен-эпидотовой породы по роговообманковому габбро может быть написана следующая реакция:

$\text{Pог}_{6:2} + \text{Пл}_{2,5:1,5} + 2,53 \text{ CaO} \rightarrow 1,58 \text{ Пи} + 1,75 \text{ Эп}_{3:2} + 0,16 \text{ Кв}$. Возникает порода состава: 48% Пи, 50% Эп, 5% Кв. Количество кварца принято по данным изучения шлифов.

Нами были просчитаны различные варианты реакций с учетом колебаний составов вмещающих и измененных пород. Оказалось, что при образовании пироксен-эпидотовых осветленных пород, с учетом оптимальных вариантов, в их составе должен всегда преобладать пироксен, что хорошо соответствует большинству наблюдений в шлифах. Хорошее количественное соответствие получено и для других минералов.

В то же время отмечены факты, когда среди осветленных пироксен-эпидотовых пород встречаются участки, резко обогащенные пироксеном, вплоть до образования мономинеральных салитовых скоплений и, наоборот, обедненные им. Это заставило нас предположить, что в ходе образования осветленных пироксен-эпидотовых пород по габброидам имеет место, по крайней мере, локальная, перегруппировка кремния. Значительная по масштабам перегруппировка кремния и других пироксеновых компонентов возможна в тыловой зоне общей колонки осветленных эпидотовых пород в условиях большого привноса кальция в габброиды с образованием пироксеновых скарнов.

При продолжающихся тектонических подвижках, имевших место на Восточном и Центральном участках Табратского месторождения, растворы тыловой зоны общей колонны кальциевых метасоматитов (осветленных эпидотовых пород и скарнов) могли проникать в периферические зоны (амфибол-эпидотовые породы) и даже в неизменные габброиды и диориты с образованием пироксеновых жил, столь характерных для Табратского месторождения.

Причина образования жил именно пироксенового, а не гранатового состава, по-видимому, заключалась еще и в том, что среда минералообразования была сильно обогащена магнием за счет большой массы осветляющихся габброидов. Более высокая активность магния по сравнению с кальцием в высокотемпературных растворах сильных электролитов (Калинин, 1966), предполагаемых нами в качестве скарнирующих растворов, благоприятствовала кристаллизации пироксена.

Высокое содержание фемических компонентов является общей особенностью изверженных пород основного состава как сред для скарнирования. Магний и железо, выступая в роли вполне подвижных компонентов, обуславливают высокую емкость габбро в отношении привносимого кальция, без изменения первичных соотношений кремния и алюминия. Даже при достаточно высоких концентрациях кальция в растворах, резкого привноса его в габброиды и выноса кремния и алюминия может не происходить, в силу того, что образованию граната (до определенного момента), как минерала скарнов, наиболее бедного кремнием, препятствует высокая активность магния.

Возможно, что при определенном типе контактово-реакционного скарнового процесса, например, при фильтрации растворов из известняков в габброиды, процесс образования ощутимых количеств собственно скарнов может отставать от процесса осветления с возникновением в благоприятных условиях стадийности.

По-видимому, высокой емкостью габброидов в отношении кальция объясняется отмечаемая в ряде случаев малая мощность экзоскарновых оторочек реакционных скарновых зон вдоль контактов габброидов и мраморов в рудном поле Табрата или наличие осветленных пород при отсутствии скарнов.

Рассмотрим, например, возможный механизм образования колонки реакционных скарновых зон, приведенной нами ранее.

При небольшом привносе кальция в габброиды возникают амфибол-эпидотовые породы. При дальнейшем привносе кальция развиваются пироксен-эпидотовые осветленные породы. Оба этих типа пород, как мы установили ранее, могут возникать вообще без перегруппировки кремния и алюминия, то есть могут не сопровождаться экзоскарновыми оторочками. При дальнейшем увеличении привноса кальция возникают пироксеновые пятнистые скарны на фоне железистого эпидозита. Даже в этом случае кремний и алюминий могут сохраняться в исходной породе, испытывая лишь перегруппировку. Лишь при образовании пироксен-гранатовых скарнов из габброидов обязателен вынос кремния и алюминия в зону экзоконтакта с образованием ощутимых количеств экзоскарна. Теоретически мы, конечно, считаем, что в самом контакте в «символическом виде» возникают все зоны реакционной колонки одновременно, однако экзоскарновая зона до определенного момента, видимо, является действительно символической и очень неустойчивой.

Особая роль магния (его повышенная активность по сравнению с кальцием) проявляется и в этом типе скарновых зон. В пироксен-гранатовых скарнах пироксен и гранат, строго говоря, выделяются не одновременно. Обычно пироксен играет роль субстрата, а гранат, выделяясь позже, распределяется внутри его агрегатов в виде пятен и прожилковидных скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

Боголепов В. Г. Некоторые вопросы теории образования скарнов на примере месторождений Северного Прибалхашья. В кн.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании», 1966.

Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений», 1968.

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

Калинин Д. В. Гидротермальные реакции плагиоклаза. Реакции с образованием пироксенов. Сб. «Материалы по генетической и экспериментальной минералогии», т. 4, 1965.

Князев Г. Б. О некоторых вопросах генезиса пироксеновых и апатит-пироксеновых жил Казырской группы железорудных месторождений. В сб.: «Материалы по мин., петр. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярского края», вып. 3, 1965.

Князев Г. Б. Дашкесанит и процесс дашкесанитизации на Табратском железорудном месторождении. В сб.: «Вопросы мин. и петр. Зап. Сибири» Труды Томского ун-та, т. 186, 1966.

Князев Г. Б. Интрузивный магматизм Таят-Табратского района и связь с ним контактово-метасоматического железного оруденения. Тезисы, Совещание «Петрология и металлогения базитов», 1968.

Коржинский Д. С. Очерки метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», 1965.

Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, 1959.

ГРАНАТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТАШЕЛГИНСКОГО РАЙОНА

А. И. ЛЕТУВНИКАС

В составе метаморфического комплекса Ташелгино-Майзасского района в Горной Шории широким развитием пользуются гранатсодержащие породы: гранат-биотитовые гнейсы и микрогнейсы и амфибол-биотитовые гнейсы с гранатом. Реже гранат встречается в мигматитах и амфиболитах. Метасоматические гранатсодержащие породы представлены различного состава скарнами, щелочными метасоматитами (фельдшпатолитами) и различными апоскарновыми пострудными метасоматитами, широко развитыми в пределах рудно-скарнового поля Ташелгинских железорудных месторождений. В настоящей статье кратко охарактеризован состав граната глиноземистых метаморфических пород и дорудных щелочных метасоматитов.

Глиноземистые метаморфические породы входят в состав двух среднепротерозойских свит: конжинской, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации, и терсинской, метаморфизованной в фации эпидотовых амфиболитов. В первой они представлены преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами, во второй — аналогичного состава микрогнейсами и роговиками.

Гранат-биотитовые гнейсы представляют собой буровато-серые мелко- или среднезернистые породы, нередко сланцевые. Однородность пород нарушается пегматоидными и аплитовыми инъекциями, придающими им неравномерную полосчатость. Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая, обычно со следами катаклаза. Размер зерен полевых шпатов 2—3 мм, граната — 0,5—4 мм. Зерна граната и полевого шпата погружены в более мелкозернистую биотит-кварц-полевошпатовую массу с размером зерен 0,02—0,1 мм. В составе этих пород преобладают плагиоклаз № 20—35 (35—40%), кварц (20—35%) и биотит с общей железистостью 45—52% мол. (15—25%). В небольшом количестве встречаются гранат (до 10%), силлиманит, графит, апатит, микроклин, турмалин, мусковит и другие более редкие минералы. Розовый, буровато-розовый или красноватый гранат образует округлые зерна. В шлифе он бледно-кремовый или бесцветный, изотропный.

Гранат-биотитовые микрогнейсы представлены полосчатыми плотными, иногда сланцеватыми мелкозернистыми породами неоднородного состава с чередующимися тонкими темно-серыми, буроватыми, пепельно-серыми или коричневыми полосками мощностью 0,3—2 см. Структура пород порфиробластовая или лепидогранобластовая, как правило, гетеробластовая: относительно крупные (0,3—0,7 мм) зерна плагиокла-

за и кварца находятся в тонкозернистой (0,02—0,07 мм) кварц-биотит-полевошпатовой массе.

Наиболее типичны микрогнейсы состава: плагиоклаз № 20—40 от 35 до 40%, кварц — 25—40%, биотит с общей железистостью 47—60% мол.—10—15%, гранат 1—7%, иногда до 30—40%, второстепенные минералы представлены эпидотом, мусковитом, роговой обманкой, магнетитом, апатитом, сфеном и другими.

Гранат в микрогнейсах розовый или буровато-розовый, нередко с характерным сиреневым или лиловым оттенком. В шлифе бесцветен, образует в различной степени ограненные зерна размером от 0,2—0,3 мм до 2—3 мм.

Особенностью граната метаморфических пород является его порфиробластическое строение, особенно ярко выраженное в микрогнейсах, где количество включений в центральной части зерен граната достигает 30—40%. Даже при дроблении до 0,1—0,2 мм и электромагнитной сепарации мономинеральная проба практически не может быть получена. Поэтому при выборе метода пересчета химических анализов граната на молекулярный состав должна быть предусмотрена возможность учета механических примесей и их исключения. Поскольку последние на 90—95% представлены кварцем и плагиоклазом, состав которого может быть точно определен, такая операция мало отражается на молекулярном составе граната, в то время как прямой пересчет химических анализов на кристаллохимические формулы совершенно неприемлем.

Химический состав граната глиноземистых метаморфических пород приведен в табл. 1. Здесь же указан его молекулярный состав, полученный путем пересчета химических анализов по методу В. И. Лебедева [7] с введением указанных выше поправок.

Все анализированные гранаты глиноземистых пород имеют пиропальмандиновый состав с незначительной примесью гроссулярового, андрадитового и спессартинового компонентов. В этом отношении они аналогичны гранатам других регионов, встречающимся в метапелитах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [16, 2, 3, 1, 13, 4, 5 и др.].

Гранат в метаморфических породах, как известно [9], является интенсивным концентратом марганца. Согласно Д. А. Великославинскому [1], содержание марганца (спессартинового компонента) в гранатах возрастает от метапелитов через амфиболиты к гранатам из пегматитов, но во всех типах пород оно закономерно и выдержано уменьшается с возрастанием степени метаморфизма*). Скорость же уменьшения содержания марганца в гранатах с повышением температуры метаморфизма, по данным этого автора, возрастает с увеличением общего давления при метаморфизме. Впервые это было показано А. Мияширо [15], выделившим два типа метаморфизма: «альмандиновый», соответствующий высокому давлению, и «неальмандиновый», соответствующий более низкому давлению. Сравнение гранатов из ташелгинских метапелитов с аналогичными гранатами других метаморфических провинций показывает, что они являются такими же «альмандиновыми», как и гранаты мамской серии Северо-Байкальского нагорья, т. е. их формирование протекало в условиях значительных давлений.

*) Аналогичного мнения придерживается В. И. Кицул [5], Ю. М. Соколов [12], напротив, считает, что в бесставролитовых парагенезисах метапелитов спессартин не может служить индикатором степени метаморфизма.

Весьма своеобразный гранат встречен в щелочных метасоматитах (фельдшпатолитах) рудной зоны Ташелгинских месторождений.

Характерной чертой строения зон фельдшпатизации является многократное чередование в них фельдшпатолитов с метагабброидными амфиболитами, скарнированными породами и различного состава скарнами. Изучение их взаимоотношений показывает, что имеет место генетический ряд амфиболит — фельдшпатизированный амфиболит — фельдшпатолит — скарн [8, 14], т. е. фельдшпатолиты представляют собой своеобразные околоскарновые осветленные породы.

Мощность зон фельдшпатизации нередко достигает десятков и сотен метров, но на долю собственно фельдшпатолитов в них приходится не более 25—30%. Наличие постепенных переходов в ряду амфиболит-фельдшпатолит и исключительная невыдержанность петрографического состава фельдшпатизированных пород с несомненностью указывают на их метасоматический характер. С известной степенью условности в соответствующей метасоматической колонке можно выделить следующие зоны: 1 — амфиболит, 2 — фельдшпатизированный амфиболит, 3 — фельдшпатолит плагиоклазовый, 4 — фельдшпатолит микроклин-плагиоклазовый, 5 — фельдшпатолит микроклиновый.

Фельдшпатизация амфиболитов обычно начинается с интенсивной биотитизации роговой обманки и заметного поокисления плагиоклаза (до олигоклаз-андезина № 20—35). В дальнейшем количество цветных минералов в породе постепенно сокращается, а полевого шпата возрастает. Возникают существенно полевошпатовые (олигоклазовые и (или) микроклиновые) породы с незначительным содержанием кварца (7—15%), обыкновенной роговой обманки (0,3—6%), биотита (4—10%), диопсида (4—7%), граната (0,2—0,7%), клиноцоизита (2—10%), менее мусковита, сфена, апатита, циркона и других минералов.

Гранат в фельдшпатолитах образует редкую мелкую (0,2—0,7 мм) вкрапленность желтовато-коричневых или розоватых зерен, неравномерно распределенных в породе. Содержание его редко превышает 0,5%. Под микроскопом гранат совершенно бесцветен, изотропный. Химический и молекулярный состав граната фельдшпатолитов приведен в табл. 1. Следует отметить три главные его особенности.

1. Высокое содержание марганца (до 14,08% MnO) и соответственно этому спессартинового компонента (до 38% мол.). В этом отношении гранат фельдшпатолитов близок к гранату гранитов и связанных с ними пегматитов и аплитов [10, 2, 1, 11].

2. Исходя из предложенной Н. В. Соболевым [11] классификации, гранат фельдшпатолитов должен быть отнесен к спессартин-гроссуляровому типу, характерному для богатых марганцем редких разновидностей пород. Из последних он наиболее близок к гранатам кодуритов, отличаясь от них лишь несколько пониженным содержанием кальциевого и реже спессартинового компонентов. При этом намечается интересная связь в составе материнских пород: кодуриты и фельдшпатолиты богаты калиевым полевым шпатом и содержат марганцовистый гранат. Хотя содержание последнего в фельдшпатолитах несравненно ниже, определенная родственность этих пород несомненна.

3. На диаграммах компонентного состава гранатов в системе альмандин — пироп — кальциевый гранат и альмандин — спессартин — кальциевый гранат [11] гранаты из фельдшпатолитов Ташелги располагаются в полях несмесимости или непосредственно вблизи их границ. Последнее обстоятельство вызывает определенные сомнения в отношении доброкачественности анализов граната, хотя они были повторены дважды и дали удовлетворительное совпадение результатов. Принци-

пиальность этого вопроса, несомненно, потребует дополнительных исследований.

Говоря о других особенностях граната фельдшпатолитов, необходимо подчеркнуть его развитие практически во всех фациях щелочности последних: от биотит-олигоклазовой до пироксен-микроклиновой, причем

Таблица 1

Химический (вес%) и молекулярный состав граната

Окислы	5321 ^a	5437	2218	383	5502	5301	7228	1039
SiO ₂	39,02	40,21	41,06	47,56	38,82	40,17	39,20	41,34
TiO ₂	0,17	0,23	0,67	0,40	0,27	0,42	0,60	0,43
Al ₂ O ₃	22,07	19,86	19,19	16,73	20,68	17,69	18,93	15,21
Fe ₂ O ₃	0,50	1,52	1,60	1,42	1,04	3,30	1,08	6,53
FeO	28,60	31,74	30,73	25,96	29,44	8,92	8,37	9,06
MnO	1,42	0,60	0,68	0,77	1,27	14,08	13,87	9,47
MgO	5,12	3,60	2,46	3,00	4,65	1,42	1,59	0,58
CaO	2,30	1,92	3,09	3,16	2,20	13,22	15,14	16,58
Na ₂ O	0,05	0,24	0,34	0,70	0,36			
K ₂ O			0,45					
P ₂ O ₅	0,52		0,24	0,43	0,09	0,12	0,07	0,09
H ₂ O ⁻		0,13	0,04		0,86		0,24	0,28
п. п. п.			0,10		0,22	0,42	0,28	0,24
Сумма	99,74	100,05	100,65	100,13	99,90	99,76	99,37	99,81
Минералы								
Альмандин	70,6	77,4	78,0	73,0	70,8	21,0	22,7	22,3
Пироп	22,7	15,6	11,3	15,1	19,9	6,0	7,7	2,7
Андрадит	1,1	4,2	3,8	4,4	2,4	9,7	2,3	20,8
Гроссуляр	1,5	0,9	3,4	4,1	3,1	28,6	27,7	29,6
Спессартин	3,6	1,4	1,8	2,3	3,1	33,8	38,0	22,8
Шорломит	0,5	0,5	1,7	1,1	0,7	0,9	1,6	0,9
Остаток:								
SiO ₂	5,9	3,4	6,1	15,9	2,9	5,9	10,6	8,9
Al ₂ O ₃	2,1	0,2	1,1		0,7		1,4	
$f = \frac{Fe}{Fe+Mg} \times 100\%$	76	84	88	84	79	80	76	92
Уд. вес изм.	4,06	4,10	4,12	3,72	4,10	3,94	3,97	3,90
Уд. вес рассчитан.	4,11	4,16	4,15	4,16	4,13	3,98	4,01	3,92
N, измерен.	1,805	1,805	1,815	1,812	1,805	1,792	1,770	1,790
N, рассчитан.	1,807	1,805	1,818	1,813	1,806	1,793	1,767	1,788

Примечание. Обр. 5321 — гранат из гранат-биотитового гнейса (Пл + Кв + Би + Гр + Сил), левый борт рч. Половинного; обр. 5437 — то же, верховья р. Ташелги; обр. 2218 — то же (Пл + Кв + Би + Гр), участок Мраморный; обр. 383 — гранат из гранат-биотитового микрогнейса (Пл + Кв + Би + Гр + Рог + Мгт), участок Мраморный; обр. 5502 — гранат из гранат-биотитового гнейса (Пл + Кв + Би + Гр + Сил), верховья р. Ташелги; обр. 5301 — гранат из фельдшпатолита (Пл + Мик + Кв ± Рог + Гр + Эл), участок Коп-Тау; обр. 7228 — то же (Пл + Мик + Кв + Гр + Пи ± Эл), участок Коп-Тау; обр. 1039 — гранат из фельдшпатолита с диопсидом (Пл + Мик + Кв + Пи + Эл + Гр), участок Монгол. Химические анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского госуниверситета, аналитик З. А. Иванчура.

нередко вместе с роговой обманкой. Последнее особенно интересно в связи с тем, что такой парагенезис считается признаком низкой щелочности процессов минералообразования [6]. Между тем повышенная

щелочность процесса фельдшпатизации в данном случае не вызывает сомнений.

По-видимому, причиной такого аномального развития граната в условиях повышенной щелочности процесса фельдшпатизации явилась сравнительно высокая концентрация в растворах марганца, способствовавшая развитию граната в относительно магниальной среде бедных железом фельдшпатолитов [9]. В этом специфичность гранатосодержащих парагенезисов данных пород и причина появления граната столь своеобразного состава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великославинский Д. А. Влияние состава вмещающих пород и специфических особенностей метаморфизма на состав пиральспитовых гранатов. В сб.: «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР», Изд-во «Наука», 1965.
2. Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 17, 1963.
3. Другова Г. М., Бугрова В. Д. Гранаты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. Всес. мин. общ., ч. 93, вып. 1, 1964.
4. Другова Г. М., Глебовицкий В. А. Некоторые закономерности изменения состава граната, биотита, роговой обманки при региональном метаморфизме. В сб.: «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965.
5. Кицул В. И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгурской серии и унгринского комплекса Алданского щита. В сб.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита», Изд-во «Наука», 1966.
6. Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. Труды Вост. Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, 1962.
7. Лебедев В. И. Некоторые результаты изучения гранатов метаморфизованных основных пород и гнейсов Беломорья. Вестник Ленингр. ун-та, сер. геол., вып. 3, 1959.
8. Летувнинкас А. И. Петрохимические особенности Ташелгинской интрузии (Горная Шория). Матер. по минер. петрогр. и полезн. ископ. Зап. Сибири и Красноярск. края, вып. 2, Томск, 1964.
9. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. Изд-во «Наука», 1965.
10. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
11. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. Изд-во «Наука», 1964.
12. Соколов Ю. М. Региональный метаморфизм и пегматитоносность мамской серии водораздела рек Чаи и Б. Чуи (Северо-Байкальское нагорье). В сб.: «Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР». Изд-во «Наука», 1965.
13. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.
14. Тюлюпо Б. М. К вопросу о связи железорудных месторождений Ташелгинской группы с магматическими породами, «Геология и геофизика», 1964, № 7.
15. Miyashiro A. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. et cosmochim. Acta*, v. 4, № 4, 1953.
16. Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago. Press, 1952.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА РОГОВЫХ ОБМАНОК ОСНОВНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ТАШЕЛГИ (Горная Шория)

А. И. ЛЕТУВНИКАС

Амфиболы широко развиты в различных метаморфических породах Ташелги: амфиболитах, биотит-амфиболовых гнейсах, мигматизированных амфиболитах и мигматитах. Обычны они также в метаморфизованных авгитовых порфиритах, габбро-порфиритах и диоритовых порфиритах Ташелгино-Майзасской интрузии. Изучение амфиболов указанных пород показало, что они имеют существенные отличия, особенно в химическом составе, хотя все могут быть отнесены к типу обыкновенных роговых обманок.

По интенсивности плеохроизма и окраске (по Ng) выделяются три группы роговых обманок.

1. Зеленые и синевато-зеленые слабо и умеренно плеохроирующие роговые обманки, часто имеющие неравномерную пятнистую окраску и содержащие реликты клинопироксена. Наиболее типичны они для диоритовых порфиритов, авгитовых порфиритов (амфиболизированных) и габбро-порфиритов, реже встречаются в амфиболитах (табл. 1, обр. 5063, 7273, 7245, 5517^a, 5018^a). Судя по показателям преломления и данным химических анализов, они имеют железистость 25—37% мол.

2. Зеленые с различной густоты оттенками бурого цвета роговые обманки, встречающиеся в амфиболитах и мигматизированных породах (табл. 1, обр. 7339, 7320, 7283). Это сравнительно редкий тип роговых обманок, нехарактерный для метаморфических пород Ташелги. Зерна буроватой роговой обманки по периферии иногда имеют синевато-зеленый или зеленый цвет. Железистость таких роговых обманок колеблется в пределах 40—50% мол.

3. Зеленые с различными оттенками синего или голубого цвета роговые обманки, наиболее обычные для метаморфических пород Ташелги (табл. 1). В подавляющем большинстве случаев они не обнаруживают признаков наложенного характера развития. Железистость синезеленых роговых обманок составляет 37—66% мол., обычно 46—68% мол.

Окраска роговых обманок иногда ставится в зависимость от степени метаморфизма содержащих их пород [6]. При этом синезеленые роговые обманки рассматриваются в качестве типичных представителей эпидот-амфиболитовой фации.

С таким генетическим пониманием синезеленых роговых обманок вряд ли можно согласиться. В самом деле, синеватая окраска роговых обманок связывается либо с их повышенной щелочностью [10, 12, 17, 15] либо с влиянием Fe^{+2} [20], или совместно Fe^{+2} и Fe^{+3} [22, 11,

Таблица 1

Оптические свойства роговых обманок

№ п. п.	Номер образцов	Порода	Плеохроизм	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>cNg</i>	$-2V$	J_{P02}
1	5063	Авгитовый порфирит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — желто-зеленая	1,665	1,640	20	72	26
2	7273	Диоритовый порфирит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — бледно-зеленая	1,670	1,646	17	75	33
3	7245	"	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — бледно-зеленая	1,674	1,650	18	72	37
4	5517 ^a	Амфиболит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — бледно-зеленая; <i>Np</i> — бледно-зеленая	1,660	1,640	19	75	26
5	7335	Амфиболит с биотитом	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — светлая, желтовато-зеленая	1,675	1,655	19	74	39
6	2881	Амфиболит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,685	1,660	—	68	46
7	7320	Амфиболит пироксеновый	<i>Ng</i> — зеленая, иногда буроватая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,680	1,655	17	68	46
8	5012 ^a	Амфиболит	<i>Ng</i> — зеленая, иногда буроватая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,678	1,654	16	71	49
9	5122	Мигматизированный амфиболит	<i>Ng</i> — густо-синевато-зеленая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,698	1,672	20	63	66
10	5018 ^a	Роговообманковая порода	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — бледно-зеленая	1,659	1,641	19	74	25
11	7293	Мигматизированный амфиболит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая, иногда буроватая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,685	1,662	17	68	50
12	7285	"	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — бледно-зеленая	1,696	1,671	18	64	58
13	7284	Мигматит	<i>Ng</i> — синевато-зеленая, иногда буроватая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — желто-зеленая	1,692	1,669	18	66	57
14	7339	Амфиболит	<i>Ng</i> — буровато-зеленая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая, буроватая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,683	1,661	16	72	43
15	566	"	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,689	1,670	16	72	52
16	7340	"	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,675	1,651	17	75	37
17	5322	Амфиболит с микроклинном	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — грязно-зеленая; <i>Np</i> — желтовато-зеленая	1,695	1,672	19	63	57
18	566 ^a *	"	<i>Ng</i> — синевато-зеленая; <i>Nm</i> — желтовато-зеленая; <i>Np</i> — светло-желтая	1,692	1,667	—	65	54

* По данным В. С. Чувакина (1965 г.).

16], либо, наконец, с совместным влиянием железа и щелочей [7, 9, 24, 14]. Анализируя табл. 1 и 2, можно согласиться с последним мнением. Однако, как это будет показано ниже, ни железистость, ни щелочность роговых обманок непосредственно не связаны со степенью метаморфизма (разумеется, в известных пределах).

Пример Ташелги показывает, что сине-зеленые роговые обманки в равной степени типичны как для пород эпидот-амфиболитовой, так и амфиболитовой фаций, мигматитов и гранитизированных пород. Буровато-зеленые роговые обманки встречаются совместно с сине-зелеными, но наиболее типичны для амфиболитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В сравнении с сине-зелеными роговыми обманками они несколько обогащены титаном (1,36—2,07% вес.), т. е. в этом отношении приближаются к роговым обманкам гранулитовой фации [29, 4, 23, 6].

Химический состав роговых обманок метаморфических пород Ташелги и их структурные формулы, рассчитанные согласно И. Д. Борнеман-Старынкевич [2], представлены в табл. 2. Особенности химического состава роговых обманок показаны на рис. 1, 2, 3 и 4.

По соотношению Al_{IV} и $(Na+K)$ роговые обманки амфиболитов и диоритовых порфиритов могут быть отнесены к обыкновенным, в то время как роговые обманки в различной степени мигматизированных амфиболитов заметно обогащены щелочами и приближаются к ряду эденит — гастингсит (рис. 1).

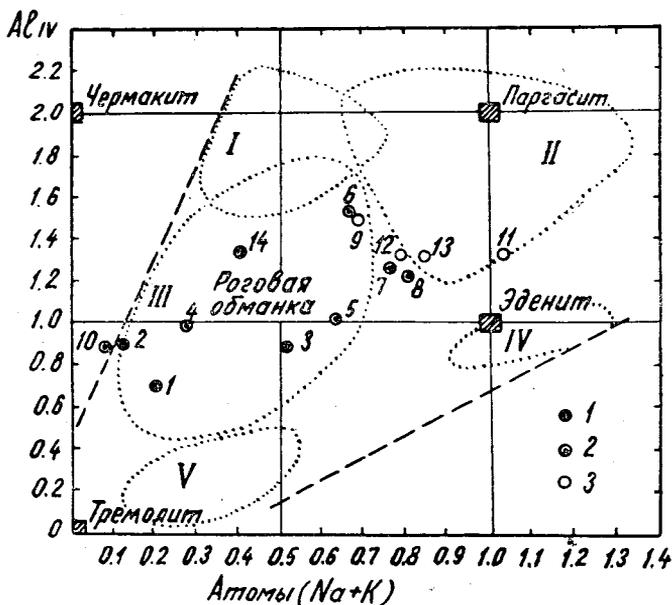


Рис. 1. Химический состав амфиболов в отношении атомов (Na, K) и Al_{IV} на формульную единицу (по Диру и др., 1965).

Области составов: I — чермакита—феррочермакита; II — паргасита—феррогастингсита; III — роговой обманки; IV — эденита; V — тремолита—ферроактинолита.

Роговые обманки: 1 — метапорфиритов; 2 — амфиболитов; 3 — мигматитов и мигматизированных пород

Наиболее бедны щелочами роговые обманки диоритовых порфиритов и амфиболитизированных авгитовых порфиритов (обр. 5063, 7273,

Химический состав роговых обманок (вес. %)

Таблица 2

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51,10	50,36	47,10	48,53	47,82	43,34	44,74	45,97	42,48	49,20	43,78	44,22	43,00	46,06
TiO ₂	0,46	0,47	0,74	0,25	1,06	1,08	1,36	1,02	0,89	0,61	1,46	1,32	1,72	2,07
Al ₂ O ₃	6,89	9,01	8,43	11,12	9,81	12,38	11,75	11,81	12,36	6,68	10,92	12,72	11,63	12,55
Fe ₂ O ₃	4,42	2,30	4,19	4,38	5,93	4,24	3,97	4,49	9,14	4,71	4,76	5,16	3,56	4,07
FeO	5,79	9,85	9,15	4,67	8,26	11,96	11,13	11,40	12,57	5,62	12,21	13,29	15,08	10,24
MnO	0,10	0,11	0,39	0,22	0,24	0,25	0,20	0,07	0,27	0,17	0,19	0,36	0,26	0,34
MgO	15,52	13,56	11,87	13,87	11,94	10,25	9,74	9,00	6,08	16,10	9,23	7,42	7,68	10,52
CaO	13,05	12,60	14,40	13,45	9,59	11,90	13,04	11,53	12,06	12,30	10,51	10,65	10,13	11,00
Na ₂ O	0,07	0,30	1,06	0,68	1,48	1,65	1,86	2,22	1,66	—	2,28	1,55	2,13	0,74
K ₂ O	0,90	0,20	1,05	0,50	1,12	0,93	1,12	0,88	0,96	0,35	1,78	1,78	1,08	0,97
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,17	0,10	0,12	0,18	0,12	0,24	0,25	0,11	0,17	0,14	0,23	0,07
Cl	—	0,13	0,03	—	0,04	0,20	0,08	—	0,32	0,72	0,35	0,08	0,28	0,40
F	0,01	—	—	0,01	0,09	—	0,07	0,05	0,06	0,17	0,18	0,14	0,21	—
П. п. п.	1,37	1,42	2,22	2,42	2,60	2,05	1,30	1,20	1,78	2,37	2,20	1,90	2,20	1,44
H ₂ O ⁻	—	0,20	0,08	0,04	—	0,24	—	0,02	—	—	—	—	—	0,32
—O=F Cl	—	0,03	0,02	—	0,05	0,05	0,05	0,02	0,10	0,23	0,16	0,08	0,15	0,09
Сумма	100,00	99,63	100,91	100,24	100,05	100,60	100,43	99,88	100,78	98,68	99,86	100,65	99,04	100,70

2. Кристаллохимические формулы роговых обманок

№ п. п.	Si	AlIV	AlVI	Ti	Fe+3	Fe+2	Mn	Mg	Ca	Na	K	(H ₃ O) ⁺	O	Cl	F	(OH) ⁻	x	y	z	O, Cl, F, OH ⁻
1	7,30	0,70	0,47	0,05	0,48	0,69	0,01	3,30	1,98	0,03	0,17	—	0,51	—	—	1,49	2,18	5,0	8,0	2,0
2	7,15	0,85	0,66	0,05	0,24	1,17	0,01	2,87	1,87	0,09	0,03	—	0,01	0,03	—	1,35	1,99	5,0	8,0	1,39
3	7,09	0,91	0,57	0,08	0,47	1,16	0,05	2,67	2,27	0,31	0,21	—	1,37	0,02	—	0,61	2,79	5,0	8,0	2,0
4	7,00	1,00	0,89	0,03	0,49	0,56	0,03	3,00	2,08	0,19	0,09	0,60	1,48	—	—	0,52	2,96	5,0	8,0	2,0
5	6,95	1,05	0,62	0,12	0,65	1,00	0,03	2,58	1,47	0,42	0,21	0,29	0,32	0,01	0,04	1,63	2,39	5,0	8,0	2,0
6	6,45	1,55	0,63	0,12	0,47	1,49	0,03	2,26	1,84	0,47	0,20	0,10	0,22	0,05	—	1,73	2,59	5,0	8,0	2,0
7	6,72	1,28	0,80	0,15	0,45	1,39	0,03	2,18	2,07	0,54	0,22	0,17	1,34	0,02	0,03	0,61	3,00	5,0	8,0	2,0
8	6,87	1,23	0,85	0,12	0,50	1,42	0,01	2,00	1,82	0,63	0,18	—	0,79	—	0,03	1,18	2,63	5,0	8,0	2,0
9	6,54	1,46	0,80	0,10	1,06	1,62	0,03	1,39	1,99	0,49	0,20	0,32	1,59	0,08	0,02	0,31	3,00	5,0	8,0	2,0
10	7,10	0,90	0,24	0,07	0,52	0,68	0,03	3,46	1,90	0,05	0,03	0,20	0,08	0,17	0,08	1,67	2,18	5,0	8,0	2,0
11	6,66	1,34	0,62	0,17	0,54	1,56	0,03	2,08	1,71	0,68	0,35	0,36	0,97	0,09	0,09	0,85	3,00	5,0	8,0	2,0
12	6,65	1,35	0,91	0,14	0,59	1,67	0,04	1,65	1,69	0,45	0,34	0,29	0,89	0,02	0,06	1,03	2,77	5,0	8,0	2,0
13	6,58	1,32	0,67	0,19	0,42	1,93	0,04	1,75	1,62	0,62	0,22	0,27	0,40	0,07	0,10	1,43	2,73	5,0	8,0	2,0
14	6,65	1,35	0,79	0,23	0,45	1,23	0,04	2,26	1,70	0,21	0,19	—	0,15	0,10	—	1,39	2,10	5,0	8,0	1,64

Примечание. Химические анализы характеризуют роговые обманки следующих образцов и пород: 1—обр. 5063, уралитизированный авгитовый порфирит, участок Мраморный (коллекция А. В. Мананкова); 2—обр. 7273, диоритовый порфирит, участок Коп-Тау; 3—7245, габбро-порфирит, там же; 4—обр. 5517^а, амфиболит, правобережье рч. Половинного; 5—обр. 7335, амфиболит с биотитом, участок Мраморный; 6—обр. 2881, амфиболит, рч. Кривой правый приток р. Бол. Майзаса; 7—обр. 7320, пироксеновый амфиболит, участок Мраморный; 8—обр. 5012^а, амфиболит, левобережье р. Мрас-Су ниже устья р. Ташелги; 9—обр. 5122, мигматизированный амфиболит, верховья р. Бол. Майзаса; 10—обр. 5518^а, крупнозернистая существенно роговообманковая порода с реликтами авгита, правобережье рч. Половинного; 11—обр. 7293, мигматизированный амфиболит, участок Тебир-Пель; 12—обр. 7283, то же, участок Тебир-Пель; 13—обр. 7284, мигматит, там же; 14—обр. 7339, амфиболит, участок Мраморный. Оптическая характеристика роговых обманок дана в табл. 1. Химические анализы выполнены в геохимической лаборатории Томского госуниверситета, аналитик З. А. Иванчура.

5518^a), а иногда также и амфиболитов (обр. 5517^a). Эти же роговые обманки содержат и наименьшее количество Al_{IV} , что приближает их к ряду тремолит — ферроактинолит.

По соотношению катионов в группе Y роговые обманки амфиболитов, особенно мигматизированных, отчетливо тяготеют к чермакитовым, одновременно заметно возрастает и их железистость (смещение фигуративных точек составов на рис. 2 к вершине Fe^{+2} диаграммы).

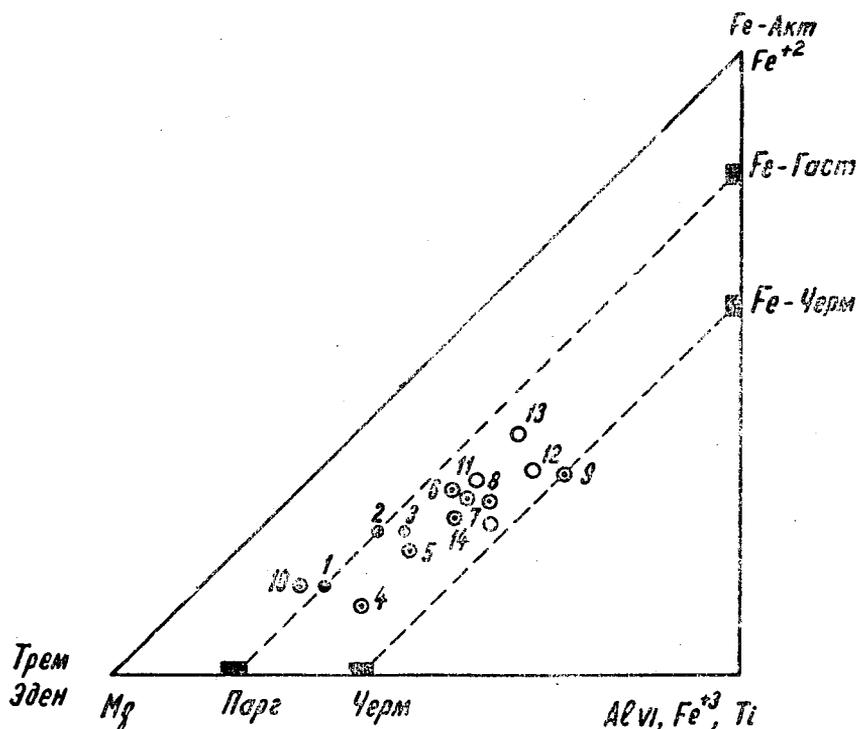


Рис. 2. Состав группы Y роговых обманок на формульную единицу. Условные обозначения см. на рис. 1

Таким образом, в ряду пород диоритовый порфирит — амфиболит — мигматит наблюдается прогрессивное возрастание замещения двух типов: $Si \rightleftharpoons NaAl$ (эденитовый тип) и $(Mg, Fe)_2 Si_2 \rightleftharpoons Al_4$ (чермакитовый тип). В результате этого роговые обманки по составу приближаются к гастингситу.

Известно, что существует определенная зависимость между содержанием Al_{IV} в роговых обманках и степенью метаморфизма содержащих их пород [27, 28, 29, 26, 5, 13, 19, 3, 8].

Такая зависимость отражена на диаграмме Фосли и В. В. Закруткина (рис. 3). Фигуративные точки составов роговых обманок метаморфических пород Ташелги располагаются на ней вблизи границы полей эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, что в целом не противоречит другим данным относительно степени метаморфизма содержащих их пород.

Однако имеются указания, что прогрессивный метаморфизм не всегда сопровождается непрерывным увеличением замещения Si на Al. Так, Сидо и Миясино (цит. по Диру и др. [3]) при изучении роговых

обманок регионально метаморфизованных пород плато Абукума (Япония) установили, что видимая связь между степенью метаморфизма и замещением Si на Al отсутствует. Одновременно они показали, что максимально возможное содержание щелочей в роговых обманках возрастает с увеличением степени метаморфизма содержащих их пород.

Аналогичное поведение щелочей в роговых обманках, особенно при температуре выше 650°C , отмечают Е. А. Костюк и В. С. Соболев [8].

Если рассматривать изоморфизм эденитового типа, то параллельное изменение содержания алюминия и щелочей в роговых обманках в зависимости от РТ-условий вполне закономерно. С другой стороны, имеются указания, что изоморфизм натриевого и кальциевого компонентов в роговых обманках напоминает изоморфизм этих же компонентов в плагиоклазах [13], т. е.

имеет место изоморфизм по типу щелочных амфиболов. При этом в породах с более кислым плагиоклазом отношение $\text{Na}:\text{Ca}$ в роговых обманках также выше, чем в породах с более основным плагиоклазом.

Учитывая, что паргаситовые роговые обманки часто образуются в результате щелочного метасоматоза [3], а содержание калия в роговых обманках иногда обнаруживает почти прямую зависимость от его содержания в материнских породах [25], можно полагать, что содержание щелочей в них в какой-то степени определяется щелочностью среды и, следовательно, в ряде случаев составом материнских пород. Но поскольку включение в группу X кальциевых роговых обманок ионов натрия вместо кальция может сопровождаться соответствующей заменой Si на Al в группе Z, то, видимо, содержание Al_{IV} в роговых обманках зависит не только от РТ-условий их формирования.

Тем не менее простая зависимость между содержанием в роговых обманках щелочей и глинозема отсутствует. Это связано с широким развитием в них не только замещения $\text{Si} \rightleftharpoons \text{NaAl}$, но и других типов, особенно $\text{Mg}_2\text{Si}_2 \rightleftharpoons \text{Al}_4$, учесть которые практически трудно.

Общая закономерность, однако, сохраняется: роговые обманки с повышенным содержанием щелочей всегда отличаются также значительным содержанием Al_{IV} (рис. 1*). При этом наиболее обогащены щелочами роговые обманки мигматитов, т. е. пород, формировавшихся в условиях повышенной щелочности среды.

Важной характеристикой роговых обманок является их железистость. Считается, что содержание железа и магния в роговых обманках прямо пропорционально их содержанию в материнских породах и не зависит от степени метаморфизма [5, 13, 19, 25]. В подавляющем боль-

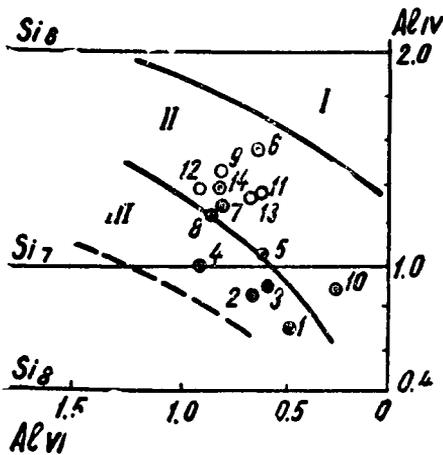


Рис. 3. Соотношение Al_{IV} и Al_{VI} в амфиболох гранулитовой (I), амфиболитовой (II) и эпидот-амфиболитовой (III) фаций метаморфизма (по В. В. Закруткину [5])

*) Содержание Al_{IV} в роговых обманках в некоторой степени может зависеть от глиноземистости материнских пород: в богатых глиноземом породах роговые обманки относительно обогащены Al_{IV} [23].

шинстве случаев это совершенно очевидно, ибо железистость породы — это и есть железистость присутствующей в ней роговой обманки, единственного или преобладающего железомagneзиального минерала.

На рис. 4. показано соотношение содержания щелочей в роговых обманках и их общей железистости. Кроме материалов по Ташелге использованы также данные Л. П. Никитиной [18] и В. Я. Хильтовой [25] по Восточному Саяну, Н. Г. Судовикова [23 и др.] по Алданскому щиту, Р. Я. Белевцева [1] по Западному Забайкалью и обобщающие материалы по роговым обманкам Е. А. Костюк и В. С. Соболева [8]. Несмотря на значительный разброс точек, общая закономерность достаточно отчетлива: возрастание содержания щелочей в роговых обманках сопровождается возрастанием их железистости.

Аналогичное изменение в роговых обманках происходит при гранитизации пород и щелочном метасоматозе. Причина этого, видимо, заключается в следующем. Возрастание щелочности среды способствует вхождению щелочей вместо кальция в группу X роговой обманки, что компенсируется заменой Si на Al в группе Z. Однако замена Si на Al в крем-

некислородном тетраэдре сопровождается уменьшением силы кремниевых кислот Соболева — Рамберга, что должно приводить к возрастанию в минерале отношения Fe:Mg, так как электроотрицательность железа выше, чем магния [21, 22, 29].

В табл. 3 приведены усредненные содержания ряда элементов в роговых обманках амфиболитов и мигматизированных пород (тех же амфиболитов) Ташелги, а также роговых обманок из пород амфиболитовой фации и гранито-гнейсов вообще по данным Е. А. Костюка и В. С. Соболева [8].

В данном случае все породы являются приблизительно изофациальными, т. е. сформировавшимися в определенном интервале PT-условий, характеризующих амфиболитовую фацию метаморфизма. Однако их формирование происходило в условиях различной щелочности среды, возраставшей в направлении амфиболит — мигматит — гранито-гнейс. В результате этого изменилось поведение и других элементов. В роговых обманках налицо возрастание содержания Al_{IV} , Fe^{+3} , Fe^{+2} и щелочей и уменьшение содержания магния.

Таким образом, содержание Al_{IV} и щелочей в роговых обманках и их железистость являются в значительной степени величинами со-

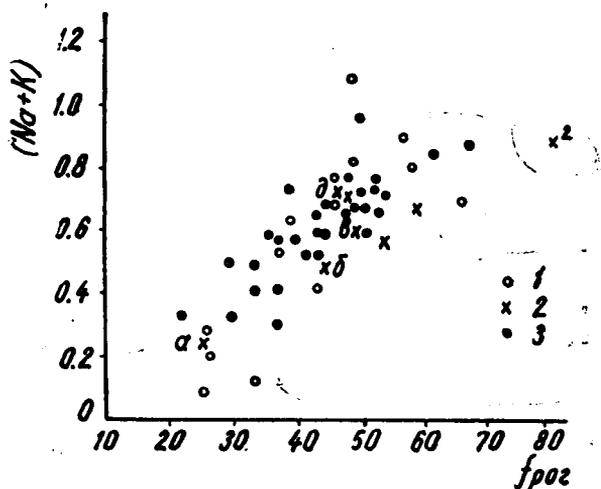


Рис. 4. Соотношение общей железистости роговых обманок и содержания в них щелочей:

1 — роговые обманки Ташелги; 2 — амфиболы по данным Е. А. Костюк и В. С. Соболева [8]; а — фации зеленых сланцев; б — эпидот-амфиболитовой фации; в — амфиболитовой фации; г — гранито-гнейсов; д — гранулитовой фации; 3 — прочие (см. в тексте)

пряженными. Большой фактический материал показывает, что содержание Al_{IV} и щелочей в роговых обманках зависит от РТ-условий их формирования. Так, в фации зеленых сланцев наиболее типична актинолитовая или близкая к ней роговая обманка, в амфиболитовой

Таблица 3

Сравнительная характеристика роговых обманок амфиболитовой фации метаморфизма

Породы	Содержание (в атомах)							$f_{\text{пор}}$	$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2}}$
	Al_{IV}	Fe^{+3}	Fe^{+2}	Mg	Na	K	Na+K		
Амфиболиты Ташелги	1,24	0,50	1,18	2,38	0,41	0,18	0,59	42	0,42
Мигматизированные по- роды Ташелги	1,37	0,65	1,69	1,72	0,56	0,28	0,84	58	0,38
Гранито-гнейсы [8]	1,88	0,88	2,80	0,91	0,51	0,36	0,87	81	0,31
Амфиболиты [8]	1,56	0,46	1,73	2,25	0,41	0,18	0,59	50	0,27

фации — обыкновенная, в гранулитовой — гастингситовая или близкая к ней. Однако в зависимости от конкретных условий метаморфизма (щелочность и окислительный потенциал среды, состав материнских пород и др.) состав роговой обманки может заметно варьировать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Р. Я. Про особливості темноколірних мінералів з метабазитів деяких ультраметаморфічних порід. Геологічний журнал, т. 26, вип. 2, 1966.
2. Борнemann-Старынкевич И. Д. Руководство к расчету формул минералов. Изд-во «Наука», 1964.
3. Дир. У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2, Изд-во «Мир», 1965.
4. Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.
5. Закруткин В. В. Амфиболы из пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Анабарского щита. «Геология и геофизика», 1961, № 9.
6. Кицул В. И. Кристаллооптические свойства и химический состав амфиболов из метаморфических пород иенгской серии и унгринского комплекса Алданского щита. В сб.: «Геология и петрология докембрия Алданского щита», Изд-во «Наука», 1966.
7. Корель В. Г. К вопросу о генетической связи Ташелгино-Майзасских железорудных месторождений с интрузиями. Труды Томского ун-та. т. 135, 1956.
8. Костюк Е. А., Соболев В. С. Парагенетические типы амфиболов ряда роговая обманка — актинолит в метаморфических породах. Докл. АН СССР, т. 164, № 4, 1965.
9. Ладиева В. Д. Две разновидности зеленых роговых обманок из метаморфических пород Конкского района. Геол. журнал, т. 16, вып. 1, 1956.
10. Лебедев П. М., Молева В. А. К минералогии контактово-метасоматических процессов Ташелгинского железорудного месторождения. Труды Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 6, 1934.
11. Лебединский В. И. О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 6, 1952.
12. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеол-издат, 1947.
13. Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд-во «Наука», 1964.
14. Маркс В. А. О сине-зеленых роговых обманках метаморфических пород. Зап. Всес. мин. общ., ч. 92, вып. 2, 1962.
15. Меланхолин Н. М. Об окрасках амфиболов. Зап. Всес. мин. общ., ч. 85, вып. 2, 1956.
16. Мищенко В. С., Сокирко Г. А. Роговая обманка в контактовых зонах гранитоидных интрузий. В сб.: «Химический состав и внутреннее строение минералов», Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964.

17. Морковкина В. Ф. Изменчивость окраски роговых обманок в габброидном комплексе Урала. *Вопр. петрограф. и минералог.*, т. 2, Изд-во АН СССР, 1953.
 18. Никитина Л. П. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хребта Хамар-Дабана. *Метаморфизм*. В кн.: «Докембрий Восточного Саяна», Изд-во «Наука», 1964.
 19. Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Особенности кристаллохимического строения железомagneзиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В сб.: «Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита». Изд-во «Наука», 1964.
 20. Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы. «Сов. геология», 1956, № 51.
 21. Соболев В. С. Энергия кристаллической решетки и закон распределения ионов в минералах. *Минер. сб. Львовск. геол. общ.*, № 2, 1948.
 22. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
 23. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд-во «Наука», 1965.
 24. Тихоненкова Р. П. Об амфиболах инъекционно-контактных пород Таловских гор (Ю. Урал). *Научн. докл. высш. школы, геол. географ. науки*, № 2, 1959.
 25. Хильтова В. Я. Докембрий центральной части Восточного Саяна. *Метаморфизм*. В сб.: «Докембрий Восточного Саяна», Изд-во «Наука», 1964.
 26. Eskola P. On the mineral facies of charnockites. *Journ. Madras Univ.*, В. 27, № 1, Centenary—Number, 1957.
 27. Foslie S. Hastingsites and amphiboles from the epidote—amphibolites facies. *Norsk. Geol. Tids.*, 25, 1945.
 28. Ramberg H. On the petrogenesis on the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianschaves, West Greenland. *Medd. Dansk. Geol. Fören.*, 11, Н. 3, 1948.
 29. Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
-

НИКЕЛЕВЫЕ МИНЕРАЛЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ ТЯГУН-ТАЛОВСКОГО МАССИВА (САЛАИР)

А. В. МАНАЕВА

Первые сведения о наличии коры выветривания на гипербазитах Салаира были получены в 1943 г. геологом ЗСГУ Н. И. Парвицкой.

Работами Западно-Сибирского геологического управления в 1960 г. в центральной и северной частях Салаирского гипербазитового пояса установлены окисные и силикатно-никелевые руды, связанные с продуктами выветривания гипербазитов.

Автор статьи принимал участие в минералого-геохимическом исследовании этих руд и других продуктов выветривания, сопровождающих руды. Был собран и обработан материал по Тогул-Сунгайской группе массивов. В частности, на Тягун-Таловском массиве было проведено систематическое изучение двух геологических разрезов. Материал отбирался из керна буровых скважин и шурфов.

Лабораторные исследования были проведены в Центральной лаборатории ЗСГУ: химические анализы выполнялись аналитиками И. А. Ивановой и Г. Б. Черемичкой, расшифровка и расчет рентгенограмм — рентгенологом В. В. Стениной и частично автором; термический анализ осуществлен термистом М. И. Симкиной.

Тягун-Таловский гипербазитовый массив расположен в северной части Салаирского гипербазитового пояса. Массив имеет линзовидную форму и размеры $2,5 \times 0,6$ км. Породы, слагающие массив, представлены антигоритовыми, апоперидотитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами. Наиболее широко развиты антигоритовые серпентиниты, реже встречаются апоперидотитовые и апопироксенитовые. Гипербазиты прорывают среднекембрийские эффузивно-осадочные толщи. Возраст массива большинством исследователей Салаира считается средневерхне-кембрийским [6].

На гипербазитах и вмещающих их породах развита кора выветривания. По мнению исследователей Салаира, в нижнем мезозое произошло общее выравнивание рельефа. Пенепленизированный рельеф, жаркий и влажный климат явились благоприятными условиями для образования коры выветривания. По данным А. М. Малолетко (1963), на Салаирском кряже кора выветривания формировалась трижды: в доюрское время (верхний триас?), в верхнем мелу и в палеогене. Верхнетриасовая(?) кора выветривания полностью уничтожена в юрское время. Наибольшее развитие кора выветривания имела в верхнемеловое время. В палеогене выветривание было весьма слабым и к формированию самостоятельной коры выветривания не привело.

Кора выветривания, встречающаяся на Салаире в настоящее время, развита неравномерно. Благоприятными участками для образования кор на глубину явились интенсивно трещиноватые тектонически ослабленные и контактовые зоны.

На серпентинитах Тягун-Таловского массива развита смешанная кора выветривания контактово-трещинного и площадного типов. Наиболее развит контактово-трещинный тип с охристо-кремнистым профилем. Для площадной коры, имеющей подчиненное значение, характерен нонтронитовый профиль.

На массиве в разном сочетании представлены все зоны выветривания, которые обычно выделяются при описании коры выветривания гипербазитов. К ним относятся охры, обохренные кремнисто-кварцевые образования, нонтрониты, нонтронитизированные, выщелоченные и дезинтегрированные серпентиниты. В отдельных участках массива наблюдается полный вертикальный разрез коры выветривания, где представлены все перечисленные выше зоны.

Минеральный состав зон прост, но каждая зона характеризуется определенным набором минералов.

Главными породообразующими минералами зоны охр являются гетит и гидрогетит, в незначительном количестве присутствуют хромшпинелиды, магнетит, гематит, тальк, гидроокислы марганца и кварц. Зона кремнисто-кварцевых образований сложена кварцем, халцедоном и опалом (75—80%). Присутствуют гидроокислы железа, антигорит, магнетит и хромшпинелиды. Основными минералами зоны нонтронитов и нонтронитизированных серпентинитов являются нонтронит и серпентин (85—90%), а тальк, магнетит, маггемит, гематит, хромшпинелиды и гидроокислы марганца составляют всего лишь 10—15%. Выщелоченные серпентиниты на 90—95% сложены серпентином с незначительным содержанием хромшпинелидов, магнетита и нонтронита.

Ниже приводится характеристика только никельсодержащих минералов. При описании минералы располагаются по классификации А. Г. Бетехтина (1950).

Окислы и гидроокислы

Магнетит в серпентинитах замещает хромшпинелиды с краев и по трещинам или образует тонкую сыпь неравномерно распределенных зерен в породе. Выделения магнетита наблюдаются на плоскостях отдельности бастита, в хризотиловых шнурах, приурочиваясь к альбандовым или центральным его частям. В нацело перекристаллизованных антигоритовых разностях серпентинитов иногда сохраняются реликтовые псевдоморфные структуры, обусловленные наличием магнетитовой сыпи в виде скоплений, обладающих очертаниями, характерными для пироксена.

В рассланцованных серпентинитах наблюдается перегруппировка магнетита с образованием магнетитовых полос, располагающихся согласно рассланцовке.

В продуктах выветривания серпентинитов—нонтронитах и охрах—магнетит частично или полностью замещен маггемитом.

Микроскопическое изучение магнетита показывает, что он представлен неправильными и октаэдрическими зернами размером 0,001—0,008 мм. В отраженном свете светло-серый, изотропный. При действии HCl (конц.) буреет и выявляет аллотриоморфную структуру агрегатов. Остальными стандартными реактивами не травится. Величина элементарной ячейки $a=8,39$ кХ. Под электронным микроскопом в препара-

тах, полученных методом реплик, видна октаэдрическая форма зерен (рис. 1).

Микрохимический анализ фракций магнетита, в различной степени замещенного маггемитом и гематитом, устанавливает содержание никеля (0,47—0,48%) и кобальта (0,08—0,14%). Магнетиты, исследованные



Рис. 1. Магнетит в серпентините. Электронный микроскоп Ув \times 1000

И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951) из коры выветривания ультраосновных массивов Урала, содержат NiO от 0,37 до 1,40%. По их мнению, NiO замещает FeO.

Маггемит — кубическая модификация гематита, встречается в малых количествах во всех зонах выветривания серпентинитов. Породы, содержащие маггемит, имеют темно-лиловую окраску. Под биноклем видно, что маггемит имеет темно-бурую с лиловым оттенком окраску, красновато-бурую черту, магнетит. Маггемит псевдоморфен по магнетиту, поэтому форма зерен октаэдрическая, неправильная, реже пластинчатая.

В отраженном свете светло-серый с голубоватым оттенком (темнее гематита), изотропен, с красновато-бурыми внутренними рефлексами. Размер зерен 0,001—0,008 мм. Межплоскостные расстояния маггемита приведены в табл. 6. Величина ребра элементарной ячейки $a=8,33$ кХ. Маггемит находится в тесном срастании с магнетитом, гематитом и гидроокислами железа. Поэтому выделение мономинеральных фракций его очень затруднено. Особенно трудно отделим от магнетита и гематита. Фракции, состоящие из маггемита и гематита, содержат 0,17—0,4% никеля.

По данным К. В. Кочетковой, изучавшей маггемит Белининского месторождения на Салаире, содержание никеля достигает до 1,93%.

Гематит, как и маггемит, образует псевдоморфозы по магнетиту, но развит значительно шире. Наблюдается в зоне охр и нонтронитов, реже в зоне выщелоченных серпентинитов. Цвет его стально-серый, в

тонкозернистых агрегатах — лиловый, черта вишневая. В отраженном свете светло-серый, слабо анизотропный. Внутренние рефлексы рубиново-красные. Стандартными реактивами не травится. Величины межплоскостных расстояний приведены в табл. 6.

Минералы гидроокислов железа встречаются во всех зонах коры выветривания серпентинитов. Наиболее широко они развиты в зоне охр, где составляют 50—90%. В нонтронитах и нонтронитизированных серпентинитах они распространены весьма неравномерно, в зависимости от степени разложения. В выщелоченных серпентинитах наблюдаются в трещинах и пустотах выщелачивания в виде пленок, налетов и землистых образований.

Представлены они гетитом и гидрогетитом, которые часто встречаются вместе и очень трудно различимы между собой без термического или рентгеноструктурного анализов. Наиболее распространен гидрогетит. Он образует плотные и рыхлые охристые массы желтого, бурого и красновато-бурого цвета. Под микроскопом характеризуется землистым, реже чешуйчатым строением агрегатов. Чешуйчатые разности слагают охры по оталькованному серпентиниту. Землистые разности изотропны, чешуйчатые агрегативно поляризуют.

В отраженном свете темно-серый, изотропный с красновато-бурыми внутренними рефлексами.

Гетит встречается в малых количествах и представлен чаще всего зернами пластинчатой и игольчатой формы. Первые характерны для обохренных нонтронитов и охр по ним, вторые встречаются в выщелоченных и обохренных окремненных серпентинитах. Средний размер зерен 0,002—0,003 мм, реже 0,01—0,8 мм. Форма пластин гексагональная, неправильная или удлиненная. Игольчатые разности часто сгруппированы в розетки. Цвет в шлифе буровато-красный до ярко-красного с заметным плеохроизмом. В отраженном свете светло-серый, отчетливо анизотропен с яркими красноватыми внутренними рефлексами.

На кривых нагревания гетита и гидрогетита (рис. 2) наблюдаются характерные эндотермические эффекты, по которым они различаются. Гетит дает один эндотермический эффект при температуре 310, 320°C. Гидрогетит характеризуется двумя эндотермическими эффектами: при 120—150 и 320—350°C.

Величины межплоскостных расстояний гидрогетита приведены в табл. 6.

Гранулометрический анализ охр показывает, что гетит и гидрогетит составляют 50—90% материала охр и концентрируются главным образом в классах +0,01 и (-0,01) мм. Выделить мономинеральные фракции этих минералов очень трудно, так как в классе (-0,01 мм) наблюдаются сростки их с гематитом и псиломеланом.

Микрохимический анализ пяти мономинеральных фракций гетита и гидрогетита устанавливает содержание никеля 0,8—1,95% и кобальта 0,027—0,028%.

Полный химический анализ мономинеральных фракций не проводился. В табл. 1 приводятся анализы штучных проб охр по серпентинитам (№ 80; 1117), которые содержат соответственно 50—90% гетит-гидрогетита.

№ 1 — охры по серпентинитам Урала.

И 1а — гетит-гидрогетитовый концентрат из охр по серпентинитам Урала по И. И. Гинзбургу (1951).

№ 80; 1117 — структурные охры по серпентинитам Тягун-Таловского массива.

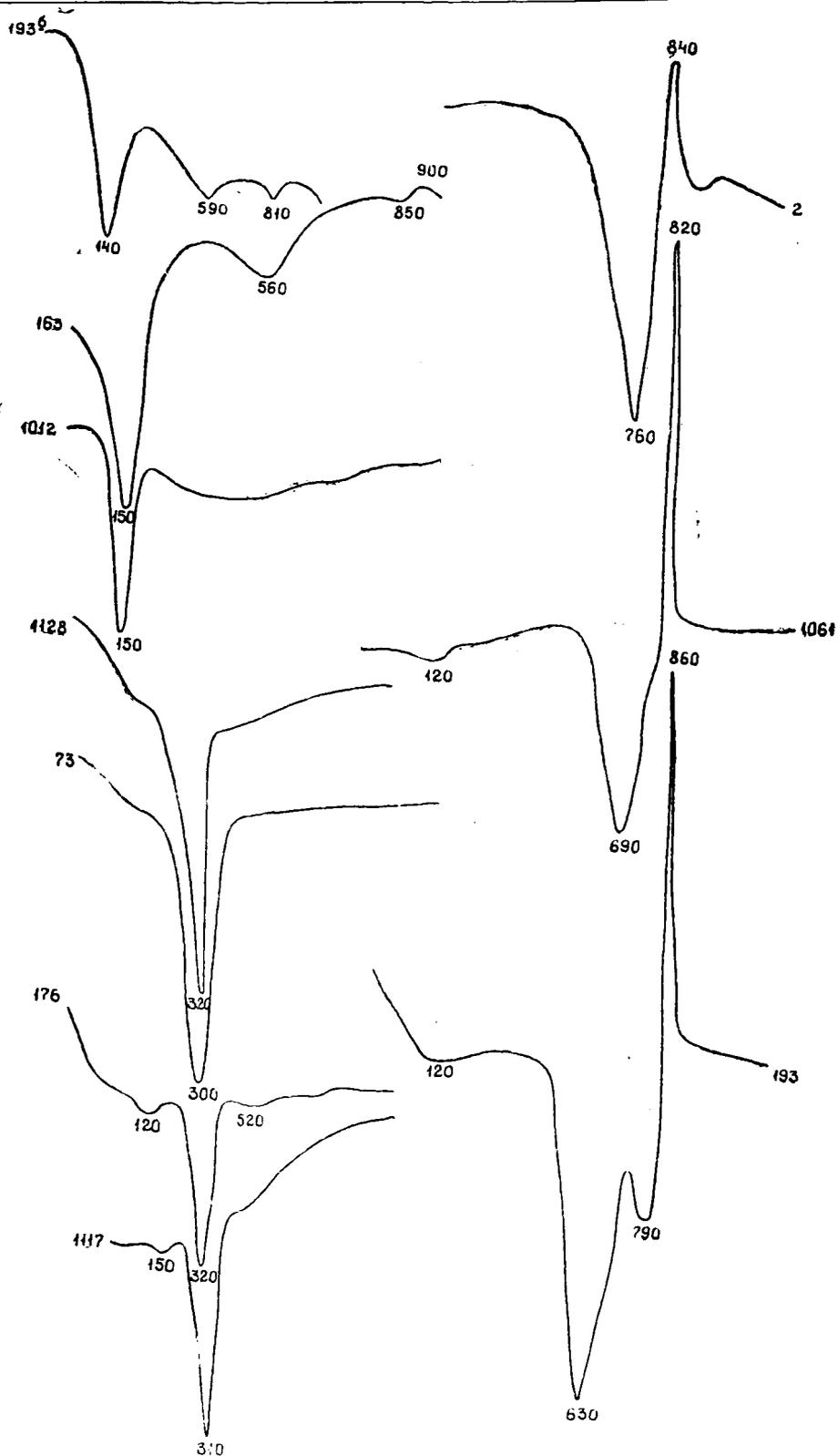


Рис. 2. Кривые нагревания нонтронита (1936, 163, 1012), гетита (1128, 73), гидрогетита (176, 117) и серпентина (2, 1061, 193)

Результаты химического анализа мономинеральных фракций из обр. 80 и 1117, приведенные в табл 2, показывают, что NiO и CoO концентрируются в гетит-гидрогетите и псиломелане.

Таблица 1

Химический анализ охр по серпентинитам

Окислы	№ 1	№ 1а	№ 80	№ 1117
SiO ₂	12,36	10,60	9,33	2,49
TiO ₂	0,15	—	0,16	0,16
Al ₂ O ₃	3,87	0,20	4,0	2,90
Fe ₂ O ₃	67,26	67,50	66,47	81,16
Cr ₂ O ₃	2,24	—	3,27	3,37
FeO	—	—	0,55	н/обн.
MnO	1,13	0,86	1,77	1,25
CaO	0,06	0,55	0,25	0,42
MgO	1,09	0,56	3,31	1,37
P ₂ O ₅	0,04	—	н/опр.	н/опр.
NiO	—	2,21	1,97	1,12
CoO	—	0,05	0,15	0,16
K ₂ O	—	—	0,08	0,07
Na ₂ O	—	—	0,08	0,07
H ₂ O+	—	16,25	8,41	5,61
п. п. п.	10,68	—	—	—
H ₂ O-	—	1,40	—	—
Сумма, %	98,88	100,18	99,80	100,15

№ 1 — охры по серпентинитам Урала

Таблица 2

Содержание NiO и CoO в минералах охр

Название минералов	№ 80		№ 1117	
	NiO	CoO	NiO	CoO
Гетит-гидрогетит	1,78	0,071	1,36	0,048
Гематит + магнетит	0,22	0,027	—	—
Гематит + хромит	—	—	0,60	—
Никель-кобальтомелан	—	—	13,89	6,67

Псиломелан встречается во всех горизонтах профиля выветривания. В зоне выщелоченных и нонtronитизированных серпентинитов он встречается редко и распространен неравномерно, концентрируясь, главным образом, в трещинах и пустотах выщелачивания в виде пленок и дендритовидных образований. Наиболее широко псиломелан развит в зоне нонtronитов и охр в виде натечных форм, корок, пленок и рыхлых землистых образований, сконцентрированных часто в полосы и гнезда. По терминологии И. И. Гинзбурга, псиломелан следует относить к никель-кобальтомелану, так как содержание никеля по данным химического анализа колеблется от 3,5 до 10%, а кобальта — от 0,08 до 7,2%.

Макроскопически — это рыхлые землистые или натечные образования низкой твердости, черного цвета с матовым блеском.

В отраженном свете минерал серый, изотропный. При действии H₂O₂ бурно вскипает.

Силикаты

Серпентин — реликтовый минерал в коре выветривания. В зоне выщелоченных и нонтронизированных серпентинитов он является главным породообразующим минералом. В зоне нонтронитов и охр присутствует в малых количествах.

В неизменных серпентинитах серпентин микроскопически и под биноклем темно-зеленовато-серый или желтовато-зеленый с жирным блеском и средней твердостью. Структура гелевидная или петельчатая. При выветривании серпентина наблюдается изменение окраски до белой и уменьшение твердости.

Микроскопическое изучение показывает, что серпентин представлен следующими морфологическими разновидностями: антигоритом, хризотилом, баститом и серпофитом.

Антигорит — самая распространенная разновидность серпентина, представлен зернами удлиненно-пластинчатой, листовой, чешуйчатой формы с зазубренными краями и отчетливой спайностью. Наиболее часто встречающийся размер зерен 0,04—0,75 мм.

Плоскость оптических осей параллельна (0,10), удлинение положительное, погасание прямое, оптически отрицательный. Показатель преломления бесцветного антигорита $N_g = N_m = 1,570$; $N_g = 1,564$; $N_g = N_p = 0,006$ (обр. № 1125^a). Слабо зеленоватые разности имеют $N_g = 1,580$; $N_p = 1,570$ $N_g - N_p = 0,010$. Угол 2V близок к нулю. Оптические данные обр. № 112^a хорошо согласуются с результатами химического анализа (табл. 3) и по диаграмме Трегера соответствуют антигориту. Судя по показателю преломления зеленоватые разности антигорита имеют отношение магниальной и железистой молекул по диаграмме Трегера 7 : 3.

Хризотил представлен тонковолокнистой, а серпофит — нераскристаллизованной изотропной разновидностью серпентина (рис. 3). Кривые нагревания серпентина приведены на рис. 2. Эндозффект при 120°C говорит о присутствии низкотемпературной воды. Эндозффект при 630—760° указывает на выделение конституционной воды, а резкие экзотермические эфффекты при 820—860° — результат образования форстерита.

Рентгенограмма серпентина приведена в табл. 6.

Химический анализ выщелоченного слабо нонтронизированного серпентинита (табл. 3) рассчитан на смесь минералов по методу И. Д. Борнеман-Старынкевича (1964).

При расчете формулы серпентина сумма атомных количеств катионов делилась на 10 (сумма катионов октаэдрической и тетраэдрической координации). Структурная формула нонтронита рассчитана на основе 6 катионов и с учетом оптических данных $N_g = 1,592$; $N_m = 1,585$; $N_p = 1,556$, $N_g - N_p = 0,036$, что по диаграмме Трегера (1958) соответствует содержанию Fe^{III} (в мол %) — 60% и Al — 40%.

В результате были получены следующие формулы:

серпентин: $(Mg_{5,94}Ni_{0,03}Zn_{0,03})(OH)_{8,18}(Si_{3,92}Al_{0,08})_4O_{9,92}$;

нонтронит: $3H_2O [K_{0,04}Na_{0,17}Ca_{0,14}]_{0,35}Fe(Si_{2,4}Al_{1,6})_4 [O_{8,89}(OH)_{3,11}]_{12}$.

Микрохимический анализ мономинеральных фракций серпентина показывает, что содержание никеля в нем колеблется 0,16—0,3%.

Нонтронит является главным минералом в зоне нонтронитов и нонтронизированных серпентинитов. Он образуется в результате химического выветривания серпентина и хлорита. Наиболее интересен нонтронит по серпентину, так как с ним связано никелевое оруденение.

Таблица 3

Химический состав слабо нонгронтизированного серпентинита

№	Компоненты	Обр. 1125 ^a весов. %	Гематит Fe ₂ O ₃	Хромит (Fe, Mg) Cr ₂ O ₄	Серпентин (Mg + Ni + Zn) = 9371,6 == = 1562 (единица)		(Si + Al) = 752,4 = 188 (единица)	Нонгронит	Остаток H ₂ O
					(Mg + Ni + Zn) = 9371,6 == = 1562 (единица)	(Si + Al) = 752,4 = 188 (единица)			
1	SiO ₂	39,48			6128	3,92	15,68	452	9,60
2	TiO ₂	0,12							
3	Al ₂ O ₃	2,15			120	0,08	0,24	300	4,80
4	Fe ₂ O ₃	6,05	382					376	6,00
5	Cr ₂ O ₃	0,64		84					
6	FeO	0,24		34					
7	MgO	37,49		8	9282	5,94	11,88	27	0,28
8	CaO	0,15			45	0,03	0,06		
9	ZnO	0,37			44	0,03	0,06		
10	NiO	0,33					27,92		
11	CoO	0,02			3		18,00		
12	MnO	0,02					9,92, O ⁻	32	0,17
13	Na ₂ O	0,10					8,08, OH ⁻	8	0,04
14	K ₂ O	0,04						585	3,11
15	H ₂ O ⁺	12,81			12621	8,08			+1 027
16	H ₂ O ⁻	0,88						1128	8,89, O ⁻ 3,11, OH ⁻
Сумма, %		100,89	3,05	0,92	87,52			8,47	0,79

В серпентинитах нонтронитизация начинается по трещинам, по границам зерен, по плоскостям спайности, антигорита и распространяется от периферии к центру зерен. В породах с решетчатой структурой

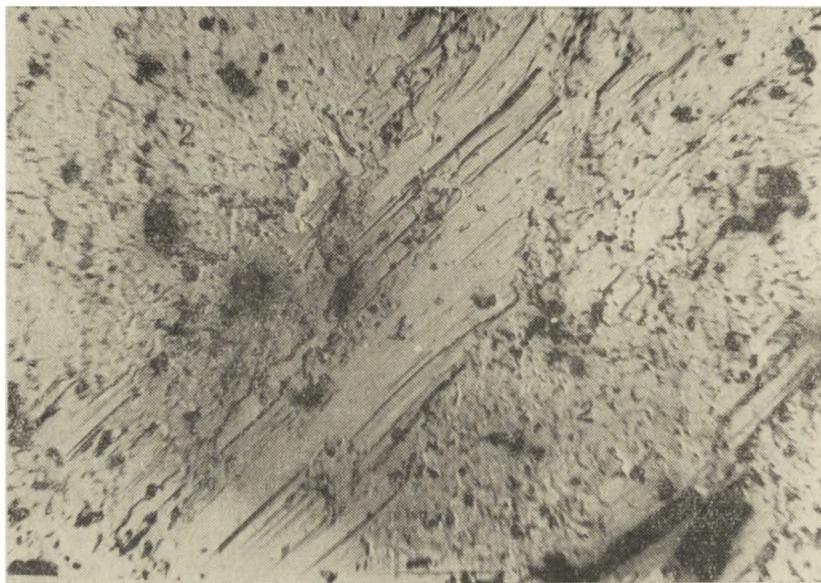


Рис. 3. 1 — хризотил, 2 — серпозит. Электронный микроскоп. Ув. $\times 1000$

в первую очередь нонтронизируется антигорит в местах пересечения пластин, в породах с петельчатой структурой петель, а затем ячейки петель. В апериодитовых серпентинитах основная мелкозернистая масса породы нонтронизируется раньше, чем порфиридные баститы. Слабо нонтронизированные зерна серпентина приобретают слабо зеленоватую окраску и более высокие цвета интерференции.

Макроскопически нонтронит представлен пластинчатыми и чешуйчатыми (рис. 4) и гелеподобными агрегатами с низкой твердостью, жирным блеском и раковистым изломом. В сухом состоянии плотный, глинистого облика, легко растирается в тонкий жирный на ощупь порошок. В воде быстро набухает и распадается на мелкие частицы. Цвет зеленый, желтовато-зеленый, зеленовато-бурый и темно-зеленый до черного. Бурый цвет обусловлен обохриванием, а черный — присутствием тонкозернистого магнетита и гидроокислов марганца. Под микроскопом характеризуется отчетливым плеохроизмом от бледного по *Nr* до зеленого по *Ng*.

Удлинение пластин положительное, погасание прямое, двухосный оптически отрицательный. Плоскость оптических осей параллельна (010). Оптические свойства нонтронита приведены в табл. 4.

Из таблицы видно, что показатель преломления увеличивается от желтовато-зеленых разностей к зеленовато-бурым, т. е. с увеличением железа в минерале.

Содержание Fe^{III} (мол. %) в нонтроните, определенное оптическим методом, колеблется от 60 до 90%.

Химический анализ обр. № 1119, приведенный в табл. 5, хорошо согласуется с оптическими данными. Из суммы молекулярных количеств Al и Fe^{III} трехвалентное железо составляет 60%.

На кривых нагревания нонтронита (рис. 2) наблюдаются три эндотермические остановки при 110—170, 490—590, 810—850°C. Межплоскостные расстояния нонтронита приведены в табл. 6.

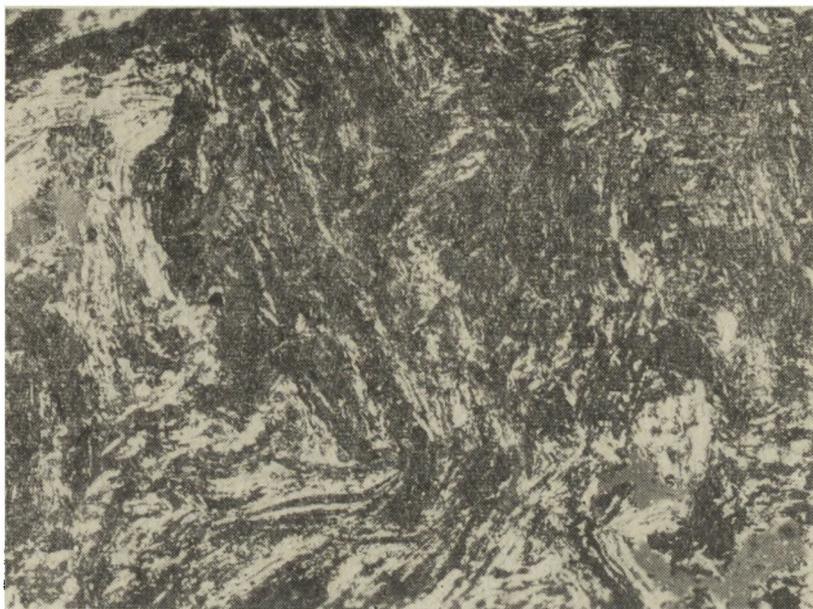


Рис. 4. Нонтронит. Прозрачный шлиф. Ув.×70. Николи+

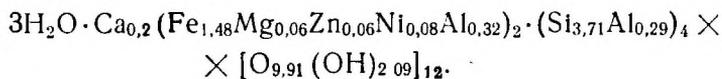
Химический анализ нонтронита (табл. 5) показал, что он отличается от обычных нонтронитов по серпентину присутствием цинка в количествах 0,82%. Данные химического анализа были перечислены по ме-

Таблица 4

Оптические свойства нонтронита по серпентину

Номер образца	Цвет	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$ рас- четн	Мол. % по В. Е. Тре- геру
1119	Желтовато-зеленый	1,594	1,588	1,557	0,037	-43	60-65
1120	Зеленый	1,600	1,595	1,564	0,036	-43	65-70
1122	Зеленый	1,608	1,603	1,570	0,038	-47	75-80
1085	Зеленый	1,609	-	1,577	0,024	-	-
180	Буровато-зеленый	1,624	-	1,588	0,036	-50	85-90
1082	Зеленовато-бурый	-	1,591	-	-	-	-
1087	Желтовато-зеленый	1,590	-	1,561	0,029	-	60

тому И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). За основу принята сумма ионов тетраэдрической и октаэдрической координации, равная 6. Получена следующая формула:



По кристаллохимическим свойствам ионы цинка сходны с ионами магния. Подобно магнию и никелю цинк входит в нонтронит в октаэдрической координации.

Таблица 5

Химический состав нонтронита

Оксиды	Весовой %	Хромит (Mg,Fe) Cr ₂ O ₄	Нонтронит			Остаток H ₂ O
			(Fe + Mg + Zn + Ni + Al + Si) = =11983:3=1997			
SiO ₂	44,37		7395	3,71	14,84	
Al ₂ O ₃	6,19		1214	0,61	1,83	
FeO	0,55	76				
Fe ₂ O ₃	23,76		2979	1,48	4,44	
CaO	2,20		392	0,20	0,40	
MgO	0,61	52	100	0,06	0,12	
TiO ₂	0,09					
Cr ₂ O ₃	1,95	256				
NiO	1,16		156	0,08	0,16	
CoO	0,014		2			
ZnO	0,90		127	0,06	0,12	
H ₂ O ⁺	9,24		4174	2,09	21,91	
					-12	+6082
					9,91 · O ⁺	} 4490
					2,09 · OH ⁺	
H ₂ O ⁻	9,36		11982	3		
Σ, %	100,394	2,70	93,534			4,04

Таблица 6

Рентгенограммы серпентина, нонтронита, маггемита, гематита и гидрогетита

Обр. 1125 Серпентин		Обр. 1119 Нонтронит		Обр. 1119 Маггемит		Гематит		Гидрогетит	
<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>	<i>l</i>	<i>d</i>
8	7,36	8	15,47	2	2,94	6	3,69	8	2,69
3	4,64	2	(4,98)	2	(2,77)	10	2,69	9	2,46
3	4,02	5	4,49	7	2,51	9	2,51	2	2,24
9	3,66	1	3,56	2	2,08	7	2,21	3	2,19
10	2,51	4	2,59	5	1,704	6	1,838	7	1,717
8	2,15	5	1,704	3	1,604	9	1,693	4	1,561
4	1,788	4	(1,655)	4	1,472	6	1,596	3	1,451
7	1,541	10	1,511	1	1,113	8	1,484	2	1,360
4	1,503	2	(1,376)	4	1,085	8	1,451	3	1,315
2	1,416	6	1,304	2	1,041	1	1,348		
2	1,274	5	1,257			6	1,309		
3	1,167					3	1,264		
2	1,100					1	1,222		
2	1,072					3	1,189		
2	1,055					3	1,169		
5	0,997					4	1,141		
						4	1,101		
						4	1,055		

Условия съемки: Fe — антикатод Д_к = 57,3. Эталонным веществом для нонтронита и маггемита взята NaCl. Величины *d* для серпентина, гематита и гидрогетита взяты по таблицам В. В. Стешенко [5].

Микрохимический анализ ряда мономинеральных фракций нонтронита показал, что содержание никеля колеблется от 0,91 до 2,08% и кобальта от 0,009 до 0,124%.

Краткие выводы

Изучение минерального состава продуктов выветривания серпентинитов Тягун-Таловского ультраосновного массива показало, что каждая зона характеризуется определенным набором минералов при преобладании какого-нибудь одного: в зоне выщелоченных серпентинитов — серпентина, в зоне нонтронитов — нонтронита, в зоне охр—гетит-гидрогетита.

Серпентин в зоне гипергенеза постепенно переходит в нонтронит. Нонтронизация начинается с позеленения зерен серпентина и повышения их интерференционной окраски. При выветривании серпентина из него выносятся магний. Труднорастворимые полоторные окислы Al_2O_3 , Fe_2O_3 и кремнезем выносятся медленнее и идут на образование нонтронита. Содержание никеля в нонтроните увеличивается в 3—4 раза по сравнению с серпентином, что объясняется естественным обогащением в связи с выносом компонентов и высокой сорбционной способностью нонтронита.

Зона нонтронитов в контактово-трещинном типе развита очень слабо, местами отсутствует.

При разложении нонтронитов образуются гидроокислы железа. Изменение нонтронитов начинается с обохривания. Гетит и гидрогетит развивается по трещинам и границам зерен или образует тонкодисперсную сыпь пластинок размером 0,002—0,003 мм. Густая концентрация таких пластинок обуславливает зеленовато-бурый цвет нонтронита. В шлифах отчетливо наблюдается постепенный переход нонтронита в агрегаты гетита и гидрогетита.

Структурные охры гетит-гидрогетитового состава Тягун-Таловского массива довольно близки по химическому составу с уральскими (табл. 1). Повышенное содержание железа в обр. 1117 обусловлено присутствием гематита в количестве 25%.

По данным И. И. Гинзбурга (1951), в охрах никель концентрируется в гематите, хромшпинелидах, гидроокислах железа и только небольшая часть никеля связана с марганцем.

Химический анализ мономинеральных фракций охр из Тягун-Таловского массива (табл. 2) показывает, что главная масса никеля связана с гетит-гидрогетитом и псиломеланом.

Форма вхождения никеля в гидроокислы железа неясна. И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова считают, что никель присутствует в охрах в виде свободного гидрата закиси в изокolloидной смеси с дисперсным гетит-гидрогетитом.

Особенностью минерального состава коры выветривания Тягун-Таловского массива является:

1. Концентрация никеля в продуктах выветривания серпентинитов-нонтронитах и охрах гетит-гидрогетитового состава.

2. Отсутствие силикатов никеля.

3. Кобальтовое оруденение связано главным образом с псиломеланом.

4. Цинк, аналогично никелю и кобальту, концентрируется в зоне нонтронитов, где содержание его по сравнению с серпентинитом увеличивается в 2—3 раза.

На состав продуктов коры выветривания существенное влияние оказали следующие факторы: климат, геологические условия района, кислотность среды и химический состав исходных пород.

По данным А. М. Малолетко (1963), кора выветривания на Салаире формировалась в верхнемеловое время в условиях тропического климата.

Повышенная трещиноватость пород способствовала интенсивному водообмену и проникновению выветривания на глубину.

И. И. Гинзбург (1951) отмечает, что в районах с жарким влажным климатом реакция просачивающейся воды обычно изменяется от кислой в верхних горизонтах до нейтральной и слабощелочной в нижних. Широкое развитие охр и незначительное присутствие нонтронитов на Тягун-Таловском массиве свидетельствует о наличии кислой среды в верхних горизонтах выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», 1964.

Бетехтин А. Г. Минералогия, 1950.

Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала, Изд. АН СССР, 1951.

Малолетко А. М. О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа. Кора выветривания, вып. 5, 1963.

Стещенко В. В. Таблицы межплоскостных расстояний d/p для медного, железного и молибденового анодов (для рентгеновских камер диаметром 57, 3 мм и таблицы образца $2\rho=0,7$ мм).

Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира. Госгеолиздат, 1961.

Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения порообразующих минералов. М., 1958.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ СФАЛЕРИТА В КАЧЕСТВЕ ТИПОМОРФНОГО ПРИЗНАКА

А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, Ю. А. ФОМИН

Для многих минералов установлено, что морфология их кристаллов может использоваться в качестве типоморфного признака, позволяющего судить об условиях минералообразования.

Из многочисленных работ, посвященных этому вопросу, наибольший интерес представляют те, в которых рассмотрены габитусы кристаллов проведено с позиций кристаллохимии и особенностей среды кристаллизации.

Так, В. И. Михеев и И. И. Шафрановский считают, что габитус кристаллов, с одной стороны, предопределяется кристаллической структурой, влияющей на характер сочетания простых форм, а с другой, находится в зависимости от окружающей среды [1, 2]. В частности, указывается, что в активных кислых или щелочных средах энергетически первенствующую роль играют частицы одного типа — катионы или анионы. В нейтральных средах те и другие имеют одинаковое значение в процессе роста кристалла.

В. С. Соболев считает, что наиболее важные грани развиваются параллельно направлению наиболее прочной химической связи в кристаллической решетке. Касаясь вопроса о влиянии условия кристаллизации на форму кристалла, он указывает на зависимость габитуса от степени подвижности компонентов, входящих в состав растущего кристалла. При высокой подвижности этих компонентов главную роль играют грани, отвечающие плоским сеткам с максимальной суммарной плотностью разноименных ионов. В случае низкой или различной подвижности компонентов первостепенное значение приобретают грани, отвечающие плоским сеткам, сложенным одноименными ионами [3].

Эти положения получили определенное развитие в работах В. Ф. Барабанова [4], Б. Ф. Василевского [5], И. Е. Евзиковой [6] и других исследователей. На примере кристаллов пирита, флюорита, корунда, касситерита и ряда других минералов показана зависимость морфологии кристаллов от химизма среды кристаллизации.

С. А. Строителев обратил также внимание на зависимость формы кристаллов от степени предварительной ассоциации соединения и химической активности компонентов к составным частям среды кристаллизации [7]. Эти выводы подтверждены экспериментально при выращивании кристаллов сфалерита в результате транспортной реакции $ZnS + J$. Установлено, что форма кристаллов сфалерита зависит от взаимодействия ионов цинка с иодом [8].

Относительно природного сфалерита В. И. Михеев и И. И. Шафрановский пришли к выводу, что тетраэдрического облика его кристаллы будут образовываться при высокой концентрации ионов серы в гидротермальных растворах. В условиях стехиометрического соотношения ионов серы и цинка, одинаковой устойчивости и подвижности их в растворе появляются додекаэдрические кристаллы [3, 2].

Учитывая, что рассмотренные представления базируются преимущественно на данных изучениях природных кристаллов и нуждаются в экспериментальном подтверждении, в настоящей статье сделана попытка установить причины изменения габитуса кристаллов сфалерита, выращенных в гидротермальных условиях.

Выращивание кристаллов сфалерита осуществлялось путем перекристаллизации исходной навески его в закрытых автоклавах из нержавеющей стали емкостью до 200 мл при перепаде температур 20°C — 30°C , степени заполнения 70—75% и продолжительности опытов от 2 до 6 суток. В качестве футеровочного материала использовались титановые вкладыши, в которые помещались в примерно одинаковых количественных соотношениях исходный сульфид цинка и 7—15% раствор хлористого аммония с рН от 4,1 до 4,9. В одной серии опытов в качестве исходного материала использовались мелкие обломки природного сфалерита, содержащего до 7% механической примеси пирита и халькопирита, а в другой — чистый тоннокристаллический сульфид цинка.

Полученные кристаллы сфалерита в первой группе опытов достигали 0,1—3 мм в поперечнике. Они обладали светло-желтой, красновато-коричневой и коричневой окраской и хорошо огранены. Среди простых форм, определяющих габитус кристаллов, наиболее развитыми являются грани положительного или отрицательного тетраэдров и слабо развитые грани куба. Резко подчиненное значение имеют грани простых форм $\{hhl\}$ и $\{hkk\}$. Отсюда, габитус кристаллов сфалерита преимущественно тетраэдрический, реже — кубо-тетраэдрический или кубо-псевдооктаэдрический.

Кристаллы из второй группы опытов светло-желтые, желтые, иногда бесцветные, достигали до 1 мм в поперечнике. Они огранены несколько хуже. Габитус этих кристаллов представлен комбинацией двух тетраэдров, у которых ребра притуплены гранями куба. Последние у отдельных кристаллов пользуются значительным развитием.

В обоих случаях наблюдаются многочисленные двойники.

И. П. Кузьмина проводила опыты по синтезу кристаллов ZnS в подобных условиях, используя, кроме того, в качестве среды растворы хлористого натрия и лития. Полученные ею кристаллы сфалерита имели тетраэдрический облик [9].

F. G. Smith — получил кристаллы сфалерита из высококонцентрированных растворов сульфида натрия, в которые цинк вводился в виде хлорида. Сохраняя все прочие условия (t° , P и Δt), он изменял концентрацию серы. С этой целью в одной группе опытов в раствор дополнительно вводилась элементарная сера. В других опытах воздух над раствором в автоклаве вытеснялся сероводородом [10]. Из приведенного им описания полученных кристаллов видно, что в первом случае огранка их представлена гранями $\{111\}$ с резко подчиненными гранями $\{100\}$, тогда как во второй группе опытов кристаллы имели кубо-псевдооктаэдрический облик с одинаковым развитием граней $\{111\}$ и $\{100\}$.

R. A. Landise, E. D. Kolb, I. P. De Neufville (1965) вырастили путем перекристаллизации сравнительно крупные кристаллы сфалерита в 5 и 10 М растворах KOH и NaOH . В обоих случаях кристаллы имели тетраэдрический облик [11—12].

Результаты наших опытов и данные других исследователей, таким образом, показывают, что, несмотря на существенное различие в составе и кислотности-щелочности среды, полученные кристаллы характеризуются преимущественно тетраэдрическим и кубо-тетраэдрическим обликом.

Наблюдаемое на первый взгляд противоречие с существующими представлениями вполне объяснимо, если учесть особенности кристаллической структуры сфалерита и среды кристаллизации его кристаллов.

Главной особенностью кристаллической структуры сфалерита является качественное различие в строении плоских сеток, соответствующих различным простым формам. Так, плоские сетки, соответствующие граням $\{110\}$ и $\{210\}$, сложены разноименными ионами. В направлении, перпендикулярном граням $\{100\}$ и $\{111\}$, наблюдается чередование плоских сеток, состоящих из одноименных ионов, и более сильная связь в решетке.

Согласно теоретическим предпосылкам, эти грани будут характеризоваться наибольшей скоростью роста в растворах со стехиометрическим соотношением ионов цинка и серы. Это определяет ромбододекаэдрический облик растущих кристаллов сфалерита. Тогда как в растворах с нарушенной стехиометрией, в частности в опытах F. G. Smitha, наиболее быстрорастущими являлись грани $\{110\}$, вследствие чего возникли тетраэдрические и кубо-тетраэдрические кристаллы.

Однако в наших экспериментах, а также в опытах И. П. Кузьминой, R. A. Landise и других, несмотря на наличие стехиометрического соотношения концентраций ионов цинка и серы, габитус выращенных кристаллов сфалерита также был представлен гранями тетраэдра или комбинацией граней гексаэдра и тетраэдра.

Это несоответствие вполне объяснимо, если рассмотреть детальнее процесс роста кристаллов. Сам механизм роста кристаллов осуществлялся через растворение исходного материала в нижней наиболее горячей зоне, перенос составных компонентов его конвенционными потоками в верхнюю часть автоклава, где происходила перекристаллизация сфалерита. Таким образом, в процессе роста кристаллов цинк и сера, входящие в состав сфалерита, переходя в раствор, вступали во взаимодействие с его составными частями и переносились в виде новых соединений в зону кристаллизации.

Исходя из существующих представлений о формах переноса компонентов в подобных условиях, можно предположить, что транспортировка ионов цинка в системе $ZnS + NH_4Cl + H_2O$ осуществлялась в виде комплексных соединений типа $(NH_4)_2 [ZnCl_4]$. В опытах И. П. Кузьминой, в которых вместо NH_4Cl использовались растворы хлоридов натрия и лития, в формуле комплекса изменялась только катионная часть внешней сферы.

На возможность переноса цинка в растворах с $pH < 6$ в виде «галоидных комплексов» $[ZnCl_4]^-$ — указывает H. Gundlach (1963) [13]. В щелочных растворах ($pH > 8$) он считает, что ионы цинка образуют кислородные комплексы $[ZnO_2]^{--}$. Подобными условиями характеризовались опыты R. A. Landise, E. D. Kolb, I. P. De Neufville (1965), R. A. Landise и A. A. Ballman (1960).

Что касается формы переноса ионов серы, то она, по-видимому, находится в растворе в виде легко летучих соединений типа H_2S или $(NH_4)_2S$.

Несомненно, что все вышеперечисленные формы переноса цинка и серы характеризуются различной подвижностью и устойчивостью в растворах.

Поэтому, хотя во всех опытах, кроме опытов F. G. Smitha, в растворах было стехиометрическое соотношение ионов цинка и серы, в зоне роста взаимодействие их с кристаллами было неодинаковым. В этом случае наибольшую скорость роста имели грани, состоящие из разноименных ионов. В результате кристаллы покрываются медленно растущими гранями {111} и {100}. Появление такого же габитуса кристаллов сфалерита в опытах F. G. Smitha тем более понятно, так как нарушение стехиометрии среди кристаллизации было исходным условием.

Можно также предположить, что ионы серы в гидротермальном растворе связаны в более прочные соединения, чем ионы цинка. Об этом свидетельствует тот факт, что с увеличением в растворе содержания железа у кристаллов постепенно исчезают грани куба и сильнее развиваются грани тетраэдра.

Вышеизложенное, таким образом, показывает, что форма кристаллов сфалерита может быть использована в качестве типоморфного признака весьма ограничено и с большой осторожностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шафрановский И. И. Зап. Всес. Мин. об-ва, ч. 86, № 2, 1957.
2. Михеев В. И. и Шафрановский И. И. Зап. Всес. Мин. об-ва, ч. 77, № 4, 1948.
3. Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львов. гос. ун-та, 1949.
4. Барабанов В. Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Восточного Забайкалья. Изд-во ЛГУ, 1961.
5. Василевский Б. Ф. Труды Узбекск. ун-та, т. 14, 1939.
6. Евзикова Н. З. Зап. Всес. Мин. об-ва, т. 87, № 6, 1958.
7. Строителев С. А. «Геология и геофизика», 1961, № 6.
8. Авдиенко К. И., Румянцев Б. М., Строителев С. А. Известия СО АН СССР, серия химическая, 1967 (в печати).
9. Кузьмина И. П. Геология рудных месторождений, 1961, № 1.
10. Smith F. G. Econ. geol. vol. 35, № 5, 1940.
11. Laudise R. A., Kolb E. D., De Neufville I. R. American mineralogist, vol. 53, № 3 and 4, 1965, 382—391.
12. Laudise R. A. and Ballman A. A. Jour. Phys. Chem. 64(1960), № 5, 688.
13. Gundlach H. Symposium problems of postmagmatic ore deposition, vol. 1, Prague, 1963.

О ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ СИНТЕЗЕ СФАЛЕРИТА

М. Д. БАБАНСКИЙ, А. Д. СТРОИТЕЛЕВ

Попытки многих исследователей вырастить кристаллы кубической модификации ZnS (сфалерита) из расплава и газовой фазы не дают желаемых результатов. Поэтому при решении этого вопроса большие надежды возлагаются на гидротермальный метод, представляющий в какой-то степени модель природного процесса образования сфалерита. Анализ имеющейся литературы показывает, что почти все исследования носят пока поисковый характер.

Так, Е. Т. Allen, I. L. Crenshaw и Н. Е. Merwin получили микрокристаллы сфалерита размером менее 0,1 мм при нагревании аморфного сульфида цинка в водном растворе сульфида натрия до 400°C под давлением (в автоклаве) [13].

F. G. Smith, используя высококонцентрированные растворы Na_2S , а в качестве источника цинка — $ZnCl_2$, получил очень мелкие кристаллы сфалерита [17]. Опыты проводились в стальной бомбе, футерованной графитом, с размерами рабочего пространства 2" × 3". Бомба погружалась в печь и в течение 2-х часов выдерживалась при температуре 400—425°C, а затем за 18—20 часов охлаждалась до 25°C.

В работах И. П. Кузьминой, Л. В. Брятова приводятся данные по перекристаллизации ZnS в водных растворах NH_4Cl , $NaCl$ и $LiCl$ при температуре 300—450°C и величине температурного перепада 7—42° [6,7]. Размеры кристаллов синтезированного сфалерита не превышали 3мм, а цвет менялся от медово-желтого (в растворах $NaCl$ и $LiCl$) до темно-коричневого (в растворах NH_4Cl). Форма кристаллов представлена в основном комбинациями двух тетраэдров. Реже наблюдаются таблитчатые и столбчатые образования.

Авторы приходят к заключению, что растворимость исходной навески ZnS , а также размеры и количество кристаллов зависят от концентрации растворов и температурного режима.

R. A. Laudise, A. A. Ballman, а также R. A. Laudise, E. D. Kolb и J. P. De Neufville получили сравнительно крупные (2—3 см) кристаллы сфалерита тетраэдрического облика. Опыты проводились в концентрированных растворах КОН при 350°C, температурном градиенте 10° и коэффициенте заполнения реакторов 80%. Размеры кристаллов сфалерита, синтезированного из растворов $NaOH$, не превышали 1 мм [16]. Данные авторов показывают, что наилучшим из изученных растворителей (NH_4Cl , $NaOH$, $CsOH$ и KOH) являются растворы KOH , а максимальная скорость роста достигается при концентрации раствора едкого кали 5,4 моль/литр [15].

А. А. Годовиковым и А. Б. Птицыным в автоклавах с плавающим титановым вкладышем изучена кристаллизация сфалерита с разным содержанием железа. Кристаллы имеют размеры 0,1—2 мм. Форма кристаллов представлена комбинациями граней куба и двух тетраэдров. Причем, кристаллы железистого сфалерита представлены комбинацией двух тетраэдров и реже комбинацией куба двух тетраэдров (в последнем случае грани куба выражены слабо). Иногда наблюдаются двойники, игольчатые и пластинчатые образования сфалерита. Появление некоторых реальных форм кристаллов рассмотрено авторами с гидродинамических позиций [4].

Аналогичные исследования по синтезу железистого сфалерита были проведены В. Н. Анфилозовым, Ю. Н. Удодовым и Л. В. Чернышевым. при температуре 400° и давлении 1000 кг/см² производилась перекристаллизация смеси ZnS и FeS в растворах NH₄Cl. На крышках и стенках футеровочных вкладышей происходило образование кристаллов пирротина и сфалерита, обогащенного железом [1].

В данной работе приводятся результаты исследований по гидротермальному синтезу сфалерита в растворах щелочей и хлористого аммония.

Основная часть опытов по гидротермальному синтезу сфалерита проводилась с применением температурного перепада, а несколько опытов было поставлено при постоянной температуре, с локальным отводом тепла от места кристаллизации по способу, предложенному А. Е. Маликовым [12]. В экспериментах с использованием температурного перепада применялись автоклавы из нержавеющей стали (марки Х18Н10Т) с самоуплотняющимся затвором конструкции Института кристаллографии АН СССР. Рабочий объем автоклавов составлял 160 см³, внутренний диаметр — 33 мм, глубина — 260 мм. Автоклавы с тем же внутренним диаметром, но с большей глубиной (объемом до 180 см³) оказались менее пригодными. При наличии температурного перепада вдоль корпуса таких «длинных» автоклавов внутри последних происходило образование двух зон кристаллизации — в середине и в верхней части, вследствие возникновения двух самостоятельных конвективных потоков. По-видимому, соотношение внутреннего диаметра и длины автоклавов имеют большое значение для роста кристаллов — наилучшие результаты достигнуты Р. А. Laudise и др. при использовании реакторов с соотношением диаметра к длине примерно 1:3 [15].

Опыты проводились в шахтных печах различных конструкций (рис. 1). В процессе работы лучшие результаты были получены при использовании печи, нагревательный элемент которой состоял из трех асбоцементных труб с внутренним диаметром 190 мм и толщиной стенок 15—17 мм, внутри каждой из которых вертикально вставлялась нихромовая спираль (рис. 1, в).

Спираль нижней трубы обеспечивала нагрев дна и нижней части печи, средняя и верхняя части печи тоже нагревались соответствующими отдельными спиралями. В печь помещалось сразу три автоклава. Печи, рассчитанные на большее количество автоклавов, видимо, не позволяют создать необходимый тепловой режим, так как большая масса такого количества автоклавов может «сбивать» температурный градиент.

В процессе работы изменялась система регулировки нагрева печи (расположение и количество термопар, источники стабилизированного напряжения и т. д.). Наиболее точная регулировка температуры достигалась в том случае, когда в промежутки между автоклавами вставлялись три хромель-алюмелевые термопары соответственно каждой спира-

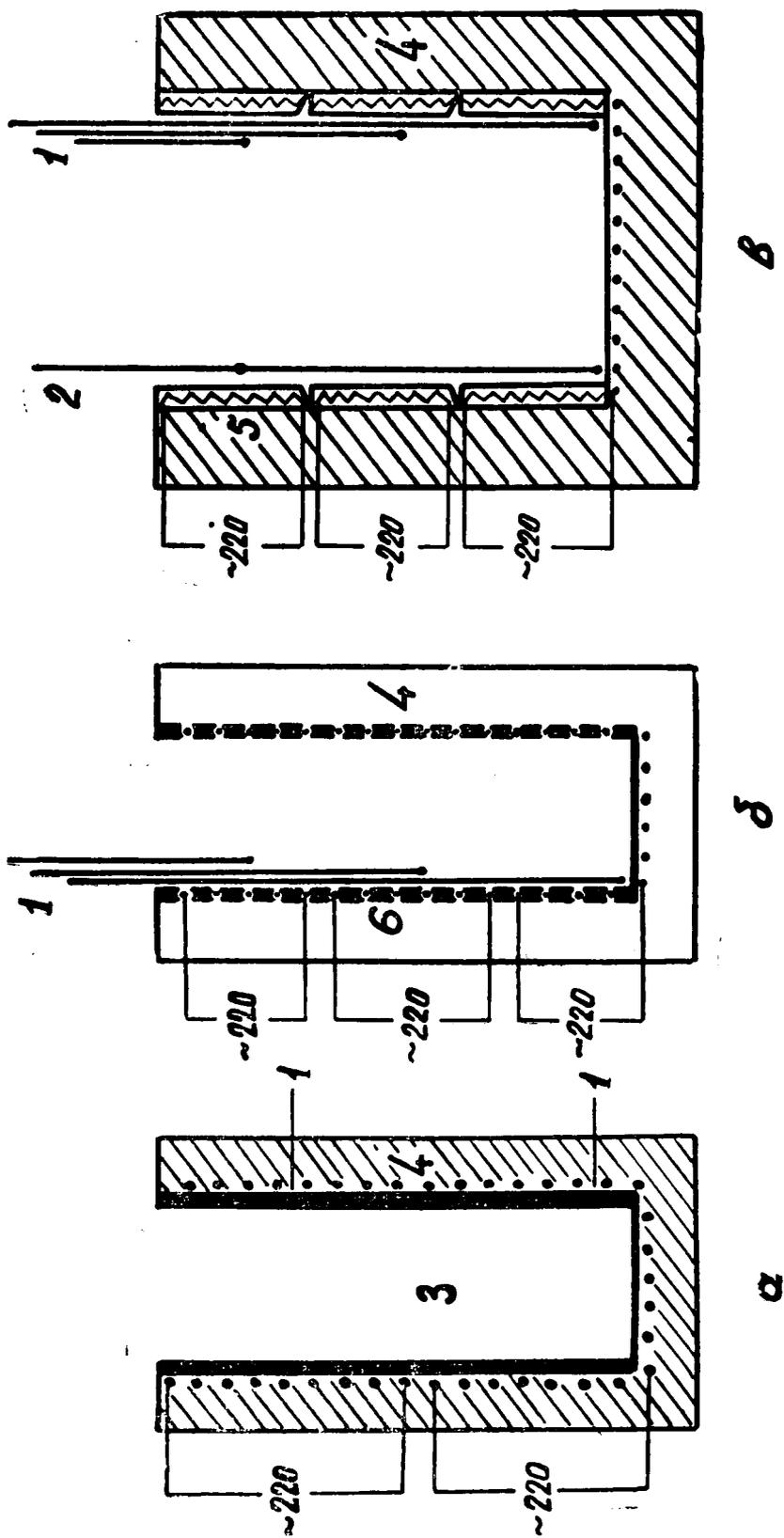


Рис. 1. Принципиальные схемы используемых печей: 1 — термометры хромель-алюмелевые, 2 — термометры хромель-алюмелевые, 3 — стальная труба, 4 — теплоизоляция, 5 — абсоцементные кольца, 6 — абсоцементная труба, 6 — абсоцементная труба, 6 — абсоцементная труба

ли печи. После того, как автоклавы нагревались до заданной температуры, средняя спираль переключалась на питание от стабилизатора.

Величина температурного перепада постоянно замерялась контрольной (хромель-алюмель-хромелевой) термопарой, подключенной к потенциометру типа ПС1-0,1, шкала которого была рассчитана от 0 до 40°C. Точность, достигаемая такой системой регулировки температурного режима печи, вполне удовлетворяла требованиям эксперимента (колебания температуры не превышали 3—5°C от заданной величины).

В автоклав до 70—80% рабочего объема загружались раствор и исходная навеска ZnS. В зависимости от состава растворов применялись футеровочные титановые вкладыши объемом 50—60 см³. Автоклавы помещались в печь и в течение 1—5 суток выдерживались при температуре 400—420°. Давление внутри автоклавов и вкладыша регулировалось степенью заполнения с учетом состава и концентрации растворов.

Ряд опытов по перекристаллизации ZnS был поставлен с использованием теплоотвода в автоклавах объемом 1,5 литра (рис. 2). Автоклав закрывался крышкой (2), которая при помощи 6-и гаек прижимала медное уплотненное кольцо (4). Через крышку внутрь автоклава вводился стальной капилляр с прикрепленными затравками, через который протекала холодная вода. Автоклав с раствором и исходным веществом помещался в печь, обеспечивающую одинаковую температуру по всему объему автоклава.

Все эксперименты, поставленные авторами по синтезу ZnS из водных растворов, разделяются на две группы. В одних опытах в качестве раствора-минерализатора использовались растворы NH₄Cl различной концентрации (8—20%), а во второй группе опытов применялись концентрированные растворы KOH и NaOH (15—33%).

В качестве исходной навески использовался природный сфалерит и химически чистый сульфид цинка («для люминофоров»). Условия проведения и результаты опытов синтеза приведены в табл. 1 и 2.

Сопоставление результатов показывает, что между сфалеритом, синтезированным в растворах NH₄Cl и в растворах щелочей, наблюдаются существенные различия. В опытах с растворами NH₄Cl всегда отмечается меньшее количество кристаллов синтезированного сфалерита, чем в опытах с растворами щелочей. Данные химического анализа сфалерита из опытов с растворами щелочей указывают на ничтожное содержание примесей (в частности, Fe₂O₃ (табл. 2). Даже при использовании в качестве исходного вещества природного сфалерита, содержащего 14,4 вес. % Fe₂O₃, сфалерит, синтезированный в растворах щелочей, содержит только следы железа (эксп. 3).

Сфалерит, синтезированный в растворах NH₄Cl, постоянно содержит значительную примесь железа. В опытах с растворами NH₄Cl и исходной навеской, содержащей лишь 1,4 вес. % железа (природный клейофан), перекристаллизованный сфалерит был гораздо больше обогащен железом (4,8 вес. %, эксп. 52). Даже принимая во внимание нарушение герметичности футеровочного вкладыша, то есть, учитывая привнос в систему железа автоклавов, перекристаллизованный сфалерит был не менее обогащен железом, чем исходный. Изменение свойств синтезированного сфалерита обусловлено в основном колебаниями содержания в нем железа, так как другие примеси присутствуют в небольших количествах (табл. 1, 2).

В зависимости от условий синтеза существенно отличается и морфология кристаллов сфалерита. У кристаллов первой группы опытов (с растворами NH₄Cl) отмечается сравнительно хорошая огранка, представленная в основном комбинацией простых форм (100), (111) и (111).

Реже кристаллы имеют псевдооктаэдрический облик. С увеличением содержания примеси железа кристаллы приобретают более темную окраску, размеры их достигают 3 мм, а морфология их представлена в основ-

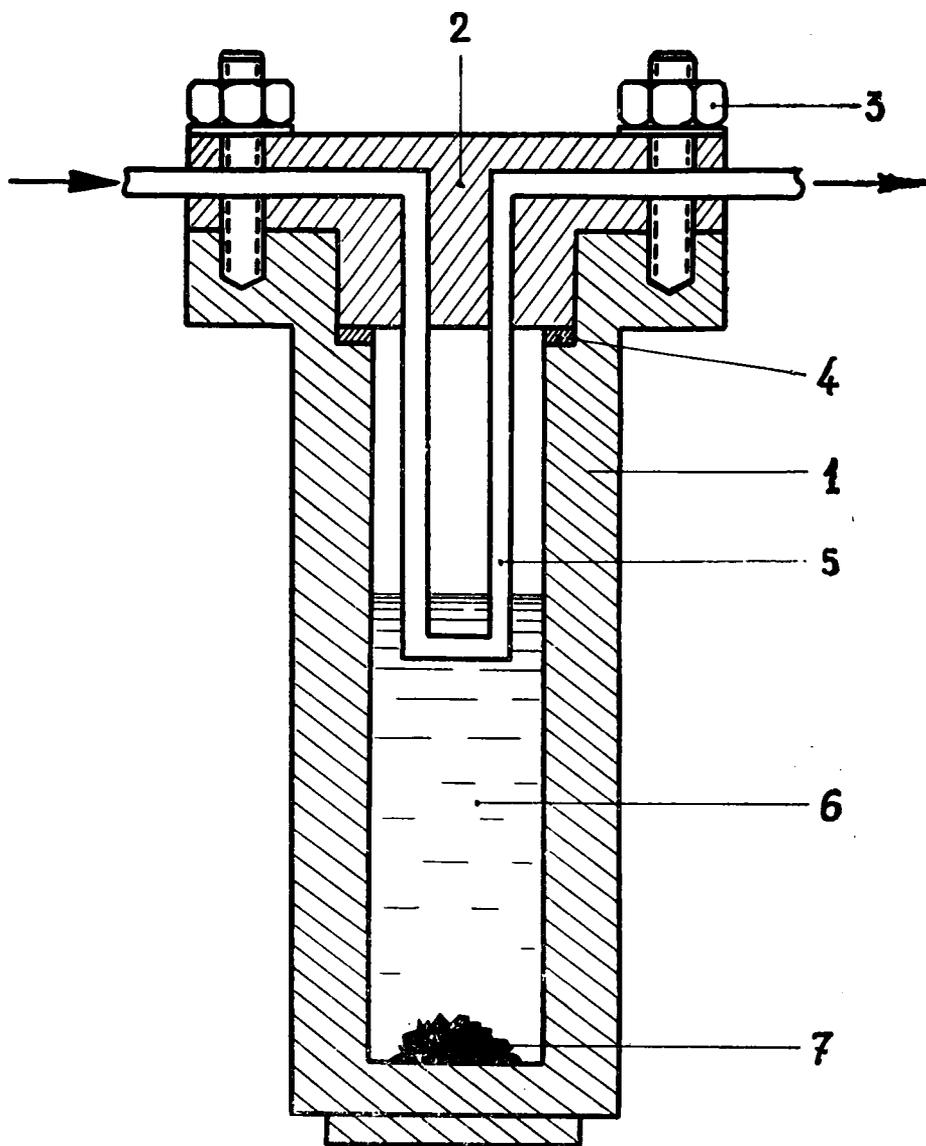


Рис. 2. Разрез автоклава с теплоотводом: 1 — корпус автоклава, 2 — крышка, 3 — гайки, 4 — медное уплотнительное кольцо, 5 — стальной капилляр, 6 — раствор, 7 — исходный сульфид цинка

ном комбинацией двух тетраэдров с преимущественным развитием граней одного из них (рис. 3, а). Грани куба более характерны для мало-железистых разновидностей сфалерита, синтезированного в растворах NH_4Cl . Установленное различие в формах роста кристаллов А. Д. Строителев и Ю. А. Фомин объясняют различным поведением и взаимодей-

Таблица 1

Номер опыта	Т (°С)	ΔТ (°С)	Кэф. заплн. автокл. (%)	Кон-центр. р-ра NH ₄ Cl (%)	Состав исходного в-ва	Продолжител. опытов (в сут-ках)	Свойства кристаллов синтезированного ZnS				морфология
							размеры (в мм)	удельный вес	параметр элемент. ячейки (Å)	цвет	
62	360	40	70	7	х. ч. ZnS порошок	4	0,5—1,0	—	5,405	бледно-желт. желто-корич.	комбинации (111) и (111)
64	370	20	70	7	"	4	0,5—1,0	—	—	светло-коричневый	комбинации (111) и (111)
59	410	25	70	7	"	6	1	—	—	темно-желтый	двойники, сростки комбинации (111) и (111) двойники
34	400	12	70	8	"	2	1,0—1,5	—	—	темно-корич.	"
16	400	20	70	8	"	2,5	1,0	4,0	5,415	бледно-желтый почти бесцв.	комбинации (111) и (111) редко с гранями (100)
35	400	12	70	10	"	2	1,0—1,5	3,9	5,428	светло-корич.	"
66	400	20	70	10	"	4	1,0	—	—	бледно-корич. иногда бесцв.	"
15	400	15	70	10	"	3	1,0—2,0	3,9	5,411	корич. почти черный	комбинации (111) и (111)
67	400	20	70	10	"	4	1,0	—	—	бледно-желт. реже бесцв. коричневый	комбинации (111) и (111)
55	420	10	70	12	"	5	1—3	—	5,440	темно-корич.	комбинации (111) и (111), иногда (100)
52	410	30	70	15	природ. сфалерит (клей-офан) 1,4 вес% Fe ₂ O ₃	3	1,0—2,0	4,06	5,413	темно-корич.	комбинации (111) и (111), двойники

Т а б л и ц а

Номер опыта	Т (°С)	ΔТ (°С)	Кэф. заплн. автокл. (%)	Состав растворов (%)	Кон-центр. р-ров (%)	Исходн. в-во	Про. долж. опытов (сутки)	Свойства кристаллов синтезированного ZnS				морфология
								разм. (мм)	параметр элемент. ячейки (Å)	удельн. вес	содерж. Fe ₂ O ₃ (вес %)	
22	400	20	75	NaOH и NaCl (1:1)	15	ZnS х. ч. (порошок)	2,5	1,0	5,406	3,83	0,04	преимущ. развиты грани (111) и (111) и довольно часто (100), кристаллы плохо огранены, наблюдаются в основном изометрич. или слегка вытянутые, "оплавленные" зерна
29	400	20	75	NaOH и NaCl (1:1)	15 10	..	2	1,0	5,399 ± 0,003	—	—	
5	300	20	80	KOH	33	..	3	0,5	5,401	—	следы	
1	360	20	80	KOH	22	..	3	0,5—1,0	—	—	—	
3 (21)	350	20	75	KOH	22	природный ZnS (марматит) 14,4 вес % Fe ₂ O ₃	4	0,5—1,0	—	—	—	следы
3 (23)	330	20	75	KOH	22	..	4	0,5—0,7	—	—

нием с растущим кристаллом перешедших в раствор ионов цинка, серы и железа [9].

Кристаллы сфалерита, из опытов с растворами щелочей, характеризуются несовершенством огранки—это слегка вытянутые, «оплавленные» зерна, размером до 1 мм, часто сросшиеся в виде щеток или корочек (рис. 3, б). Отмечаются сростки кристаллов, по форме аналогич-

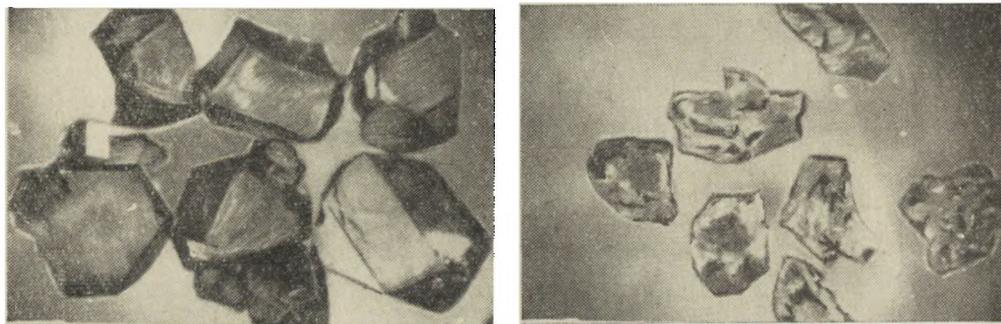


Рис. 3. Форма кристаллов синтезированного сфалерита: а — из растворов NH_4Cl , б — из растворов щелочей

ные тройным сросткам, описанным в работе А. А. Годовикова и А. Б. Птицына [4]. Редко наблюдаются мелкие, почти бесцветные кристаллы, форма которых представлена комбинацией двух тетраэдров, с гранями куба.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод о том, что при гидротермальном синтезе сфалерита в растворах щелочей происходит своеобразная «стерилизация» ZnS при перекристаллизации исходного вещества, даже в том случае, если последнее содержит значительную примесь железа. Растворы NH_4Cl , наоборот, способствуют вхождению железа в кристаллическую решетку синтезированного сфалерита. Последнее подтверждается исследованиями других авторов [1, 3]. Следовательно, в отношении чистоты синтезированного сфалерита более выгодно использование щелочных растворов. В отношении формы кристаллов лучшие результаты дает синтез ZnS в растворах NH_4Cl .

Данные по растворимости сфалерита в водных растворах различной концентрации при высоких температурах и давлении представляют интерес для исследований и по изучению процесса природного и искусственного минералообразования.

Определение растворимости ZnS в растворах NH_4Cl и K_2CO_3 производилось по потере веса исходного образца природного сфалерита, пересчитанной на грамм/литр. В титановый вкладыш (объем 5—7 мм), закрывающийся крышкой на резьбе, заливался исследуемый раствор и опускалась платиновая корзинка с навеской природного сфалерита в виде небольших (3—4 мм) кусочков. В автоклав помещались 4 вкладыша и до определенного коэффициента заполнения (80%) доливалась дистиллированная вода (рис. 4). Автоклав закрывался и погружался в печь с боковым нагревом, что позволяло создать одинаковую температуру по всему объему автоклава. Оптимальная температура (350°C) поддерживалась ровно сутки по достижению равновесия в системе. Затравка, оставшаяся после опыта, промывалась, сушилась и взвешивалась.

При «закалке» автоклавов в растворе происходила кристаллизация какой-то части растворенного вещества, к тому же во взятом в качестве исследуемого вещества природном сфалерите присутствовали примеси, которые могли как-то повлиять на полученные результаты. Поэтому необходимо отметить, что эти предварительные опыты были поставлены с целью определения лишь порядка величины растворимости ZnS в гидротермальных условиях.

Зависимость величины растворимости сфалерита при температуре $350^{\circ}C$ и коэффициенте заполнения автоклавов 80% от состава и концентрации растворов приведена на графике (рис. 5).

Максимальная растворимость в растворах K_2CO_3 (10%-ной концентрации) равна 5,98 г/литр, а в растворах NH_4Cl (при прочих постоянных условиях) даже в 20%-ном растворе достигает лишь 2,88 г/литр. Ясно намечается прямо пропорциональная зависимость величины растворимости от концентрации растворов. Выше было отмечено существенное различие сфалерита в зависимости от условий синтеза и показано, что независимо от состава исходного ZnS сфалерит, синтезированный в растворах щелочей, содержит лишь следы железа. Поэтому необходимо отметить, что методика сфалеритового геотермометра, используемая некоторыми исследователями [8, 14], требует тщательной проверки, и применение ее к объектам гидротермального происхождения без учета особенностей процесса минералообразования недопустимо. Более подробно этот вопрос рассматривается в ряде работ [1, 3, 10].

Гидротермальный синтез сфалерита вследствие низкой температуры кристаллизации обладает рядом преимуществ перед остальными методами получения ZnS (из расплава и газовой фазы). По этому поводу У. Д. Лоусон и С. Нильсон указывают на возможность выращивания гидротермальным методом кристаллов соединений почти стехиометрического состава, благодаря относительно низкой температуре кристаллизации [11].

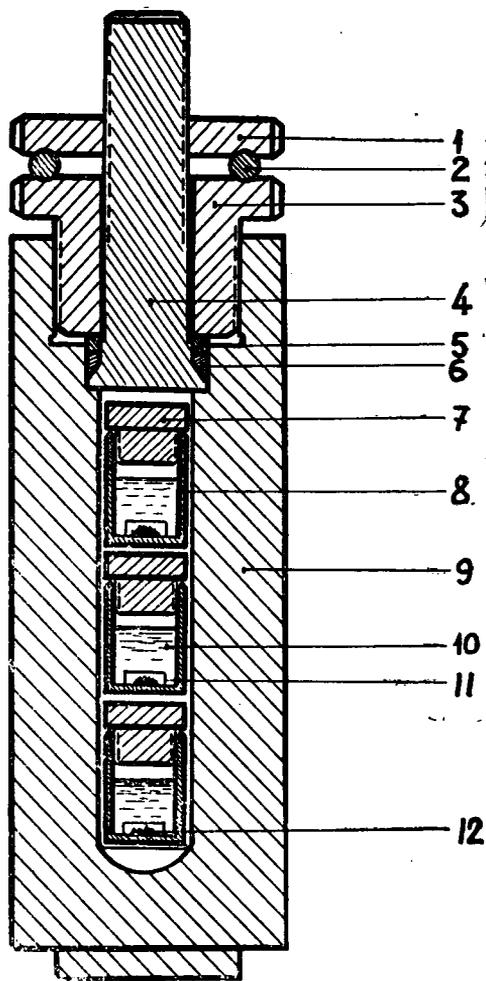


Рис. 4. Разрез автоклава: 1 — гайка проходная, 2 — стальные шарик, 3 — гайка нажимная, 4 — обтюратор, 5 — кольцо нажимное, 6 — кольцо уплотнительное, 7 — пробки вкладышей, 8 — титановый вкладыш, 9 — корпус автоклава, 10 — растворитель, 11 — платиновая корзинка, 12 — навеска сфалерита

Для более успешной постановки экспериментальных работ по гидротермальному синтезу необходимы детальные исследования по выяснению скорости растворения исходного вещества, форм переноса, особенностей транспортировки составных частей и механизма роста кристаллов перекристаллизованного сфалерита. Несомненный интерес в этом отношении представляют работы по изучению направленного

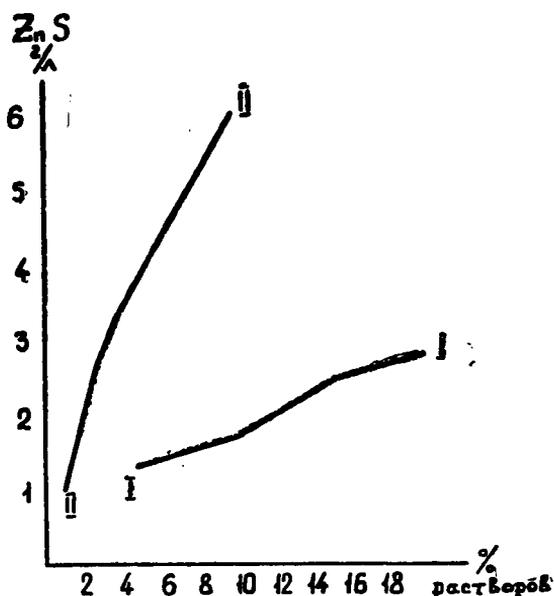


Рис. 5. Кривые растворимости сфалерита в растворах NH_4Cl (I) и K_2CO_3 (II) при 350° и коэффициенте заполнения автоклавов 80%

роста кристаллов в гидротермальных условиях, направления и скорости конвективных потоков внутри автоклава, оптимальных размеров автоклавов и т. п. [2, 4].

При проведении экспериментов по синтезу сфалерита гидротермальным методом остро встает вопрос о материале автоклавов. В наших опытах при использовании растворов NH_4Cl применялись футеровочные титановые вкладыши, что создает известные неудобства при проведении экспериментов, так как малейшее нарушение герметичности затвора вкладыша отрицательно сказывалось на результатах синтеза (резко возрастает содержание железа в перекристаллизованном сфалерите). По отношению к концентрированным растворам щелочей сталь X18H10T, из которой были изготовлены наши автоклавы, видимо вообще не применима. При воздействии этих растворов, в условиях высоких температур и давлений, сталь подвергается интенсивному процессу межкристаллитной коррозии, и срок службы автоклавов сокращается до 2—3-х опытов. Согласно справочным данным, с целью предотвращения коррозии автоклавов в растворы NaOH добавлялся раствор NaCl , но и эта мера оказалась малодейственной [5].

В связи с этим необходимы экспериментальные исследования по подбору материала реакторов для гидротермального синтеза, способного

долгое время выдерживать статическую нагрузку и влияние активных растворов.

В заключение нужно отметить, что в этой работе приведены результаты промежуточного этапа исследований, посвященных гидротермальному синтезу сфалерита, и работы в этом направлении продолжаются.

Авторы очень признательны профессору И. К. Баженову за постоянно оказываемое внимание к этой работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анфилогов В. Н., Удодов Ю. Н., Чернышев Л. В. Проверка геотермометра Г. Куллеруда методом гидротермального синтеза железистого сфалерита. «Геохимия», 1966, № 8.
2. Бадиков В. В., Годовиков А. А. Особенности морфологии кристаллов галенита, полученных в гидротермальных условиях, ЗВМО, вып. 5, 1966.
3. Годовиков А. А., Птицын А. Б. Вхождение железа в сфалерит при гидротермальной перекристаллизации. ДАН СССР, т. 166, № 1, 1966.
4. Годовиков А. А., Птицын А. Б. О морфологии кристаллов искусственного гидротермального сфалерита. Минералогический сборник, № 20, вып. 4, Львовск. ун-т, 1966.
5. Дятлова В. Н. Коррозионная стойкость металлов и сплавов. Справочник. Изд-во «Машиностроение», М., 1964.
6. Кузьмина И. П. Экспериментальное изучение образования ZnS и PbS в водных растворах хлористых солей. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
7. Кузьмина И. П., Брятов Л. В. Кристаллизация сульфидов свинца и цинка из водных растворов хлористых солей. В сб.: «Рост кристаллов», т. III, Изд-во АН СССР, 1961.
8. Радкевич Р. О., Клинцева А. П., Котельникова Л. Л. «Геохимия», 1963, № 5.
9. Строителев А. Д., Фомин Ю. А. Зависимость форм роста кристаллов искусственного сфалерита от состава среды. См. наст. сборник.
10. Строителев А. Д., Бабанский М. Д. К вопросу о возможности использования железистости сфалерита в качестве типоморфного признака. «Геохимия», 1969, № 5.
11. Сборник «Процессы роста и выращивания монокристаллов». ИЛ, М., 1963.
12. Сборник «Кристаллизация и фазовые переходы». Минск, 1962.
13. Allen E. T., Crenshaw I. L. and Merwin H. E. The sulphides of zinc, cadmium and mercury—Amer. Jour. Sci. (4), 34, 341, (1912).
14. Kullerud G. The ZnS—FeS system a geological thermometer. Norsk. geol. tidsskr. v. 32, № 1, (1953).
15. Laudise R. A., Kolb E. D. and I. P. De Neufville. Solubility and growth of sphalerite under hydrothermal conditions. The American mineralogist, v. 50, № 1 и 2, (1965).
16. Laudise R. A., Ballman A. A. Hydrothermal synthesis of zinc sulphide. Jour. Phys. Chem., 64, № 5, 688, (1960).
17. F. G. Smith. Solution and precipitation of lead and zinc sulphides in sodium sulphide solutions. Econ. Geol. and the Bull. of the Soc. of Econ. Geol., v. 35, № 5, (1940).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЯ СТЕПНОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

*А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, В. М. ЧЕКАЛИН, Б. Л. БАЛЬТЕР
А. П. БЕЛЯЕВ*

В последние годы, благодаря работам геологов и геофизиков ЗСГУ, в северо-западной части Рудного Алтая выделен новый Рубцовский рудный район. В пределах этого района в течение 1960—1964 гг. геологами РАЭ открыто Степное месторождение и ряд рудопроявлений полиметаллов.

Учитывая, с одной стороны, перспективность района на полиметаллы, с другой — слабую геологическую изученность его, целесообразно осветить особенности геологического строения и характер оруденения единственного пока выявленного в районе промышленного полиметаллического месторождения.

В настоящей работе сведены данные геологоразведочных работ и результаты исследований авторов, проводимых на месторождении в течение 1962—1965 гг.

Существующие трудности в изучении геологии полностью закрытого района не позволяли некоторое время исследователям с достаточной уверенностью установить геотектоническую позицию рудного поля Степного месторождения.

Так, Н. М. Кужельный, проводя границу между Горным и Рудным Алтаем по Саввушинскому разлому, а не по Северо-Восточной зоне смятия, склонен относить район месторождения к структурам Горного Алтая. Однако большинство геологов РАЭ считают Степное месторождение типичным рудноалтайским, а В. П. Дмитриев даже включил его в Змеиногорский рудный узел [1].

Согласно данным проведенных Е. Ф. Филатовым и В. В. Олейниковым поисково-съёмочных работ, рудное поле месторождения располагается в пределах Рубцовской структурно-фациальной подзоны Рудного Алтая, которая впервые была выделена геологами ЗСГУ. В структурном отношении рудное поле приурочено к Таловской грабен-синклинали, осложняющей в свою очередь юго-восточную часть Рубцовского синклинория.

В пределах рудного поля выделяются два структурных этажа: каледонский и герцинский. Первый, сложенный метаморфическими сланцами нижнего палеозоя и терригенными отложениями суеткинской свиты ордовика, отделен от герцинского этажа перерывом в осадконакоплении и угловым несогласием.

Степное месторождение размещено в структурах герцинского этажа, представленного осадочно-вулканогенными породами среднего и верхнего отделов девона и отложениями нижнего карбона общей мощностью 3,5 км.

В результате детального изучения и сопоставления литологии и стратиграфии разреза этой толщи удалось расчленить ее на отдельные свиты и расшифровать в первом приближении ее структуру.

Непосредственный разрез рудовмещающей толщи месторождения представлен отложениями шипуновской и давидовской свит.

Шипуновская свита по литологическому составу подразделена на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Полный разрез нижнешипуновской подсвиты представлен в опорной структурной скважине, пробуренной в северной части месторождения. Сложена она туффитами, туфопесчаниками и гравелитами, туфами кислого состава, алевролитами. Среди туффитов присутствуют характерные горизонты органогенных известняков с обильной фауной брахиопод, кораллов и мшанок, по которой возраст свиты уверенно датируется как верхний подъярус живетского яруса. Залегающий в основании разреза подсвиты горизонт туффитовых гравелитов и песчаников указывает на перерыв в осадконакоплении на границе эйфельского (березовская свита) и живетского (шипунская свита) ярусов. В верхней части разреза подсвиты преобладают туффиты и туфы кислого состава.

Вернешипуновская подсвита характеризуется преобладанием осадочных пород над туфогенными образованиями. Из выделенных в подсвитех трех пачек верхняя и нижняя являются существенно осадочными. Пирокластические породы (преимущественно кислые туфы и туффиты) присутствуют в виде частых маломощных прослоев. Средняя пачка подсвиты сложена туфами и туффитами смешанного и основного составов с маломощными прослоями миндалекаменных порфиритов и алевролитов. Общая мощность подсвиты не превышает 400 м.

Давидовская свита по фациально-литологическому облику является существенно вулканогенной. Для нее характерно широкое развитие в нижней части кислых туфов, которые кверху по разрезу сменяются постепенно на кислые эффузивы. Нормально-осадочные породы наблюдаются в ней в виде невыдержанных маломощных прослоев и линз, приуроченных к низам разреза и объединяемых в переходную пачку. Видимая мощность свиты колеблется от 50 до 250—300 м.

Одной из особенностей геологического строения месторождения является слабое развитие магматических образований. В пределах самого месторождения обнаружены единичные небольшие тела субвулканических кварцевых порфиров и маломощные дайки диабазовых порфиритов. Наблюдаемые на юго-восточном фланге месторождения взаимоотношения кварцевых порфиров с дайками порфиритов свидетельствуют о более молодом возрасте последних. В то же время интенсивная гидротермальная проработка порфиритов и проявившаяся в них рудная минерализация позволяют считать их дорудными образованиями.

На основании петрографического сходства диабазовых порфиритов с аналогичными породами Змеиногорского района их можно отнести к группе постзмеиногорских даек, по Н. М. Кужельному [2], и к комплексу малых интрузий, по В. Н. Выдрину [3].

Структурное положение зоны рудной минерализации Степного месторождения определяется пространственной связью с одноименной брахиантиклинальной складкой субширотного простирания, осложняющей центральную часть Таловской грабен-синклинали. Брахиантиклиналь, прослеженная по простиранию на 2 км, с размахом крыльев в районе опорного профиля VIII около 1 км осложнена разрывными нарушениями, сопряженными с Таловской зоной разломов, которая пересекает Таловскую грабен-синклиналь в северо-западном направлении. Наиболее крупными из них являются два продольных дизъюнктива — Северный и

Рудный и субмеридиональное восточное нарушение. По характеру их следует отнести к сбросо-сдвигам с амплитудой смещения от 15—20 до 100—150 м.

Северный разлом прослеживается вдоль северо-западного крыла антиклинали с элементами залегания: азимут простирания 250° , угол падения $80\text{--}85^\circ$ на СЗ. Рудный разлом приурочен к осевой части Степной антиклинали и прослежен на 750 м. Простирание его меняется от широтного до СЗ и СВ, а угол падения варьирует от 50 до 80° .

Субмеридиональный Восточный разлом простирается в север—северо-западном направлении с углом падения до 80° на СВ. В районе X и XI профилей он ограничивает Рудный разлом.

На западе в ядерной части складки, по смещению пород шипуновской свиты, установлен Западный взброс, прослеженный на 400 м по простиранию с углами падения $45\text{--}50^\circ$ на ЮЗ. Вертикальная составляющая амплитуды смещения по взбросу достигает 100 м. В районе профилей VI и VII выявлен небольшой субмеридиональный Промежуточный разлом.

Все эти дизъюнктивы являются важными структурными элементами, сыгравшими большую роль в формировании блоковой структуры месторождения и локализации оруденения. По ним проходят границы выделенных на месторождении тектонических блоков: северного, центрального, южного, промежуточного, западного и восточного (рис. 1).

Северный блок расположен к северу от Северного разлома, характеризуется в основном моноклиальным залеганием пород с пологим падением на север—северо-восток. Только в районе IX—X профилей вблизи разлома наблюдается небольшая приразломная складка (рис. 2, 3).

Центральный блок ограничен с юга Рудным разломом, с запада—Западным взбросом, с севера и востока—соответственно Северным и Восточным разломами. В разрезе он имеет клиновидную форму, обусловленную сближением Северного и Рудного разломов на глубине. Большая часть этого блока сложена туфогенными породами давыдовской свиты и только в нижней части его в зоне самого разлома наблюдается переслаивание прослоев туфов, туфопесчаников и алевропелитов.

Промежуточный блок ограниченный Рудным, Западным и Промежуточными разломами, в плане имеет клиновидную форму. Разрез его, так же как и Центрального блока, представлен отложениями давыдовской свиты и переходной пачки, которые слагают северное крыло брахиантиклинали и характеризуются общим моноклиальным залеганием. И только вблизи Рудного разлома выявлена небольшая синклиальная приразломная складка, постепенно затухающая с глубиной. В западном направлении блок испытывает незначительное погружение (рис. 3).

Южный блок является смежным и Центральным блоком располагаясь к югу от Рудного разлома. С запада он ограничен западными и промежуточными, а с востока—восточными разломами. По сравнению с другими блоками он характеризуется более сложной внутренней структурой, обусловленной тем, что в строении его участвуют разные элементы брахиантиклинали, осложненные дополнительными мелкими складками. В пределах разбуренной части блока в строении его принимают участие отложения давыдовской свиты и верхней пачки верхнешипунской подсвиты. В южном направлении наблюдается постепенное наращивание мощности отложений давыдовской свиты (рис. 3).

Строение Восточного и Западного блоков остается во многом неизученным. Установлено лишь, что Западный блок, включающий западную периклиальную часть брахиантиклинали, сложен вулканогенными образованиями давыдовской свиты, а Восточный блок, ограниченный с

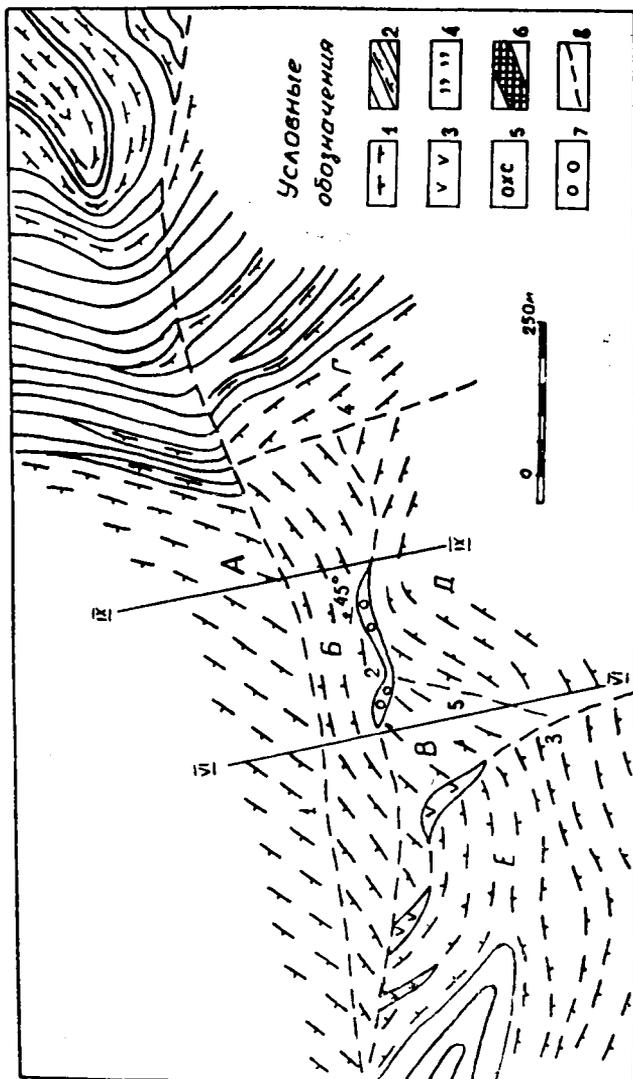


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Степного месторождения: 1 — диоритовая свита, 2 — шпунцовая свита, 3 — диоритовые порфиры, 4 — микрокварциты, 5 — гидротермально-измененные породы кварцево-хлористо-серичитового состава, 6 — по-лиметаллические руды, 7 — зона окисления, 8 — разломы (1 — северный, 2 — рудный, 3 — западный, 4 — восточный, 5 — промежуточный); А — тектонические блоки (А — се-верный, Б — центральный, В — промежуточный, Г — восточный, Д — южный, Е — запад-ный); VI—VI, IX—IX—линии геологических разрезов.

Запада восточным и с Севера — северным разломами, сложен в основном отложениями верхнешипуновской подсвиты, пользующимися широким развитием в восточной части месторождения.

Эпигенетические образования развиты в породах рудовмещающей толщи широко и являются типичными для гидротермальных полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Гидротермальные изменения

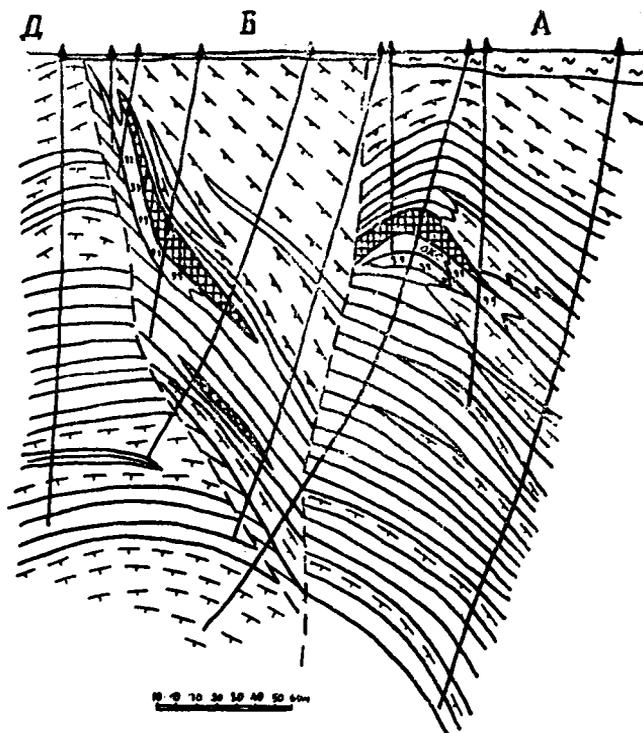


Рис. 2. Геологический разрез по линии IX—IX. Условные обозначения на рис. 1

исходных пород носят сложный характер, ввиду неравномерного проявления процессов окварцевания, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации [4]. Пространственно наиболее мощные ореолы новообразований приурочены к местам локализации оруденения, возникшего на одной из стадий единого процесса гидротермального минералообразования.

Рудная минерализация проявилась на месторождении разнообразно и неравномерно. Наряду с относительно крупными и компактными скоплениями промышленных руд в пределах отдельных блоков пользуется широким распространением рассеянное сульфидное оруденение. Анализ фактического материала в целом по месторождению и сопоставление его со смежным Березовогорским рудным полем дают основание утверждать, что все выявленное оруденение представлено одним генетическим типом, по П. Ф. Иванкину и другим [5], а в пространстве образует единую зону рудной минерализации. С учетом форм проявления, особенностей состава оруденения и характера взаимоотношений его с вмещающими породами в строении зоны выделены следующие морфогенетические типы: рудные залежи, рудные жилы и ореолы рассеянной суль-

фидной минерализации. Кроме того, в Центральном и Промежуточном блоках выявлено вторичное оруденение, которое полностью обязано своим происхождением гипергенному преобразованию первичных руд. Каждый из выделенных типов оруденения отражает особенности развития процесса рудообразования в пространстве и времени.

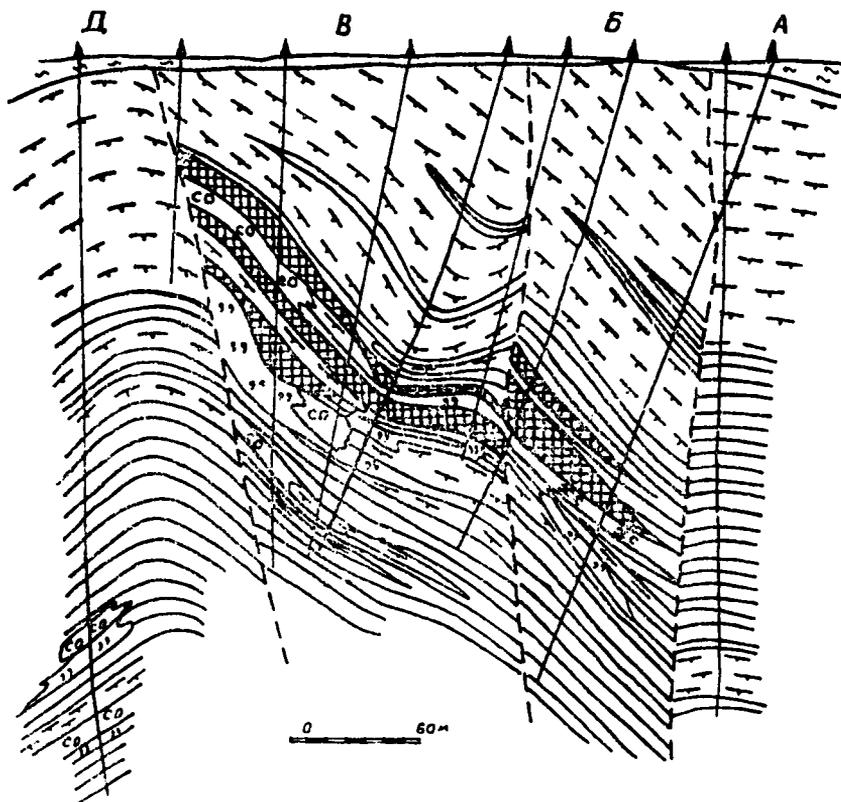


Рис. 3. Геологический разрез по линии VI—VI. Условные обозначения на рис. 1

Рудные залежи представляют собой относительно крупные геологические тела, которые сформировались в местах благоприятного сочетания условий для интенсивного проявления сульфидного метасоматоза. В пределах разведанной части месторождения рудные залежи установлены в Северном, Центральном, Промежуточном и Южном блоках. Все они располагаются в зоне контакта давыдовской и шипуновской свит и залегают согласно с напластованием вмещающих пород. Вместе с тем у залежей отдельных блоков наблюдаются некоторые различия в строении и взаимоотношениях с вмещающими породами и другими морфогенетическими типами оруденения.

Залежь Северного блока размещается целиком в самой верхней части верхнешипунговской подсвиты и структурно приурочена к небольшой приразломной куполовидной складке. На всем протяжении она залегают относительно полого и согласно с вмещающими породами. Максимальная мощность залежи наблюдается в ядре складки, а на крыльях последней она быстро выклинивается, сменяясь ореолами рассеянного ору-

денения. Однако при этом не исключено, что в южном крыле складки залежь не выклинивается, а ограничивается дорудным Северным разломом (рис. 2). Кровля и подошва залежи сложены глинистыми, известково-глинистыми алевропелитами, характеризующимися низкой степенью гидротермальной и тектонической проработки.

Относительно простое внутреннее строение залежи обусловлено тем, что значительная часть ее сложена сплошными и богатыми вкрапленными рудами, среди которых присутствуют небольшие линзы в разной степени измененных вмещающих пород с рассеянной рудной минерализацией.

Небольшая общая мощность залежи, довольно резкие контакты руд с вмещающими алевропелитами указывают на то, что последние подвергались частичному замещению и выполняли роль экрана при формировании залежи. Наиболее интенсивное отложение сульфидов произошло в пределах прослоев туфопесчаников и кислых туфов, присутствующих в алевропелитах, а также вдоль маломощных послонных зон дробления, которые приурочены к местам залегания маломощных прослоев силицитов и дорудных микрокварцитов.

В смежном Центральном блоке, где оруденение проявлялось значительно широко и разнообразно: выделено 11 рудных тел, представляющих разные части одной относительно крупной залежи. По простиранию она прослежена на 650 м, а по падению на 250 м. Несмотря на приуроченность к тектонической зоне Рудного разлома, залежь в целом имеет моноклиналное и согласное залегание со слагающими блок отложениями тектонической проработки последних отдельные части залежи занимают разное положение в разрезе и характеризуются неодинаковым строением и различными взаимоотношениями с вмещающими породами.

На западном фланге блока залежь размещается целиком в породах переходной пачки и залегает согласно с ними. В центральной наиболее тектонически проработанной части блока залежь имеет более крутое падение и на отдельных участках залегает несогласно по отношению к напластованию вмещающих пород. Изменение положения залежи в разрезе обусловлено локальной перестройкой рудовмещающей структуры, связанной с выколаживанием Рудного разлома и более крутым падением пород переходной пачки по сравнению с западным флангом.

В результате такого пространственного совмещения, определяющих структуру элементов на данном участке, наряду с послонными зонами срыва и отслаивания, возникла сложная система дополнительных секущих зон дробления и трещиноватости не только в пределах переходной пачки, но и в перекрывающих ее туфах давыдовской свиты. Находясь в довольно сложных взаимоотношениях с элементами первичной структуры блока, эти зоны осложнили в значительной степени внутреннее строение «рудной ловушки».

К востоку залежь, испытывая небольшое погружение по простиранию и выколаживанию угла падения, залегает почти согласно с вмещающими ее алевролитами. По сравнению с рудной залежью Северного блока эта имеет более сложное строение, обусловленное неравномерным распределением слагающих ее руд. Согласно увязке они образуют систему сближенных мелких тел, характеризующихся линзовидной или жиллообразной формами, частыми взаимопереходами и постепенным выклиниванием по простиранию. Промежутки между ними сложены гидротермально-измененными алевропелитами, реже туфами с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Несмотря на относительно крупные размеры, в строении залежи не наблюдается зональности. Большая часть ее

сложена вкрапленными, прожилково-вкрапленными рудами, среди которых присутствуют небольшие линзы сплошных массивных мелкозернистых руд. Установленные в разных частях залежи руды брекчиевидной и полосчатой текстур еще больше подчеркивают сложность механизма образования этой залежи.

В Промежуточном блоке, так же как и в Центральном блоке, основное оруденение размещается в пределах переходной пачки и в пространстве образует одну рудную залежь, залегающую согласно с напластованием пород и имеющую более пологие углы падения, чем залежь Центрального блока. На всем протяжении в кровле ее прослеживается довольно выдержанный маломощный прослой алевролитов (рис. 3). Лежащий бок залежи сложен гидротермальными микрокварцитами с прожилковым оруденением. В отличие от залежи Центрального блока эта является более компактной по размерам, а внутреннее строение ее унаследует во многом первичную структуру переходной пачки. Входящие в состав ее руды увязываются в три относительно выдержанных рудных тела, разделенных маломощными прослоями измененных вмещающих пород с умеренной вкрапленной и прожилковой минерализацией. Основу этих тел составляют вкрапленные руды, среди которых присутствуют небольшие линзообразные скопления сплошных массивных руд.

В пределах Южного блока, где оруденение проявилось в общем слабо, присутствуют две небольшие залежи метасоматических руд. Одна из них залегает непосредственно в туфах давыдовской свиты, а другая, располагаясь под первой, приурочена к контакту верхнего прослоя алевропелитов переходной пачки с вышележащей туфогенной толщей. Рудные залежи имеют линзовидную форму и сложены целиком вкрапленными рудами, у которых основа представлена интенсивно серицитизированными и окварцованными туфами кварцевых порфиров. Содержание рудных минералов постепенно уменьшается от центра к периферии залежей.

Структурная позиция залежей Южного блока не совсем ясна. Принимая во внимание небольшие размеры, быстрое выклинивание залежей, а также приуроченность их к толще туфов, можно предположить, что они размещаются в небольших зонах трещиноватости, возникших в момент заложения межпластовых зон срывов и дробления в смежных Промежуточном и Центральном блоках.

В целом залежи метасоматических руд являются ведущим морфогенетическим типом оруденения, который отвечает максимуму процесса рудоотложения. В них сосредоточена значительная часть разведанных запасов руд и они составляют основу большинства промышленных рудных тел.

Рудные жилы являются другим морфогенетическим типом зоны рудной минерализации, отражающим особенности процесса рудообразования в условиях открытых полостей относительно крупных размеров. По сравнению с рудными залежами они получили ограниченное и неравномерное развитие в пределах Центрального, Промежуточного Северного блоков. В первых двух блоках рудные жилы размещаются в той же части разреза рудовмещающей толщи, что и залежи метасоматических руд, тогда как в Северном блоке они подсечены на некотором удалении от места залегания рудной залежи. Несмотря на то, что они установлены на разных гипсометрических уровнях, пока не удалось составить общего плана их размещения. Вместе с тем установлено, что наряду с жилами, занимающими секущее положение по отношению к напластованию пород, вмещающих залежи метасоматических руд, на месторождении при-

существуют рудные жилы, которые размещаются в одной «рудной ловушке» с метасоматическим оруденением и имеют с ним постепенные взаимопереходы. Секущие жилы, имеющие резкие и четкие контакты, характеризуются большим разнообразием состава, но относительной простотой внутреннего строения. Слагающие их сульфиды, барит, кварц, реже карбонаты образуют крупнокристаллические мономинеральные выделения в виде отдельных полос, обломков, гнезд и вкрапленности, обуславливающих соответственно полосчатую, брекчиевую и пятнисто-массивную текстуры отдельных частей жил. В последних местах присутствуют остроугольные обломки вмещающих пород и мелкозернистых руд, входящих в состав залежей. В количественном отношении барит и кварц преобладают в целом над сульфидами.

Рудные жилы, залегающие согласно с залежами, являются чисто сульфидными, но имеют более сложное внутреннее строение, выражающееся в том, что в них наблюдается одновременно текстуры и структуры, свойственные как для метасоматических, так и типично жильных образований.

Все эти факты позволяют утверждать, что на месторождении существуют две разновозрастные группы жил: жилы сингенетичные с залежами метасоматических руд и типичные жилы выполнения, сформировавшиеся позднее, после определенной перестройки рудовмещающей структуры.

Ореолы рассеянного оруденения пользуются широким пространственным растространением на месторождении. Как правило, все выявленные рудные залежи сопровождаются ореолами рассеянного оруденения, большая часть которых размещается в лежащем боку и на выклинивании их. Невыдержанные маломощные ореолы рудной минерализации наблюдаются у отдельных рудных жил. Кроме того, в различных частях месторождения на значительном удалении от мест залегания промышленных руд установлены самостоятельные ореолы рассеянного оруденения. Суммарная мощность этих ореолов превышает в несколько раз общую мощность разведенных рудных тел.

Если пространственное размещение и относительно большая мощность ореолов свидетельствует о широте развития рудного процесса, то наблюдаемые различия в строении и взаимоотношениях их с другими образованиями указывают на изменение состава и характера проявления рудной минерализации на разных стадиях становления месторождения. На основании этого выделено три группы ореолов рассеянного оруденения: пиритизации, вкрапленной и прожилковой рудной минерализации.

Ореолы пиритизации получили наиболее широкое пространственное развитие. Они проявились почти повсеместно, где вмещающие породы несут следы гидротермальных изменений, нередко на значительном удалении от мест залегания промышленных руд. В чистом виде, то есть без осложнений, связанных с наложением более позднего оруденения, ореолы пиритизации характеризуются относительно простым внутренним строением. Рудная минерализация представлена в них, главным образом, пиритом, характер проявления и распределения которого определяется во многом составом исходных пород и составом их изменения. В измененных алевропелитах он образует относительно крупные скопления, сложенные хорошо ограненными кристаллами. В измененных туфах и гидротермальных метасоматитах хлорито-карбонато-кварцевого состава пирит проявляется в виде мелких кристаллов. В сильно окварцованных породах и микрокварцитах присутствует тонкая рассеянная сыпь пирита. Однако следует отметить, что наряду с площадной пирит-

тизацией, генетически связанной с дорудным гидротермальным преобразованием вмещающих пород, существуют локальные ореолы пиритизации, являющиеся продуктами начальной стадии проявления собственно рудного процесса. В отличие от дорудной пиритизации эти ореолы занимают вполне определенное положение в разрезе, характеризуются более тесными взаимоотношениями с другими морфогенетическими типами оруденения и по существу являются составной частью ореолов вкрапленного оруденения.

Такие ореолы составляют в большинстве случаев обрамление рудных залежей и могут рассматриваться как переходные зоны между рудными телами и вмещающими породами. Установленные в восточном блоке самостоятельные ореолы вкрапленного оруденения размещаются в той же части разреза рудовмещающей толщи, что и рудные залежи. Основу их составляют в разной степени окварцованные, серицитизированные, хлоритизированные породы переходной пачки, а также новообразования — микрокварциты, серицитолиты. Рудная минерализация, представленная тем же комплексом сульфидов, что и в метасоматических рудах, проявляется в виде рассеянной мономинеральной или сложного состава вкрапленности, реже в виде мелких гнезд и маломощных прожилков. В целом для ореолов вкрапленного оруденения характерно преобладание пирита над другими сульфидами.

П. Ф. Иванкин, рассматривая механизм образования сульфидных залежей, отмечает, что ореолы рассеянного вкрапленного оруденения отвечают начальной стадиям сульфидного метасоматоза, когда происходит общее напитывание пород гидротермальными растворами при отсутствии отводящих каналов [6].

Ореолы прожилкового оруденения при относительно широком пространственном развитии занимают вполне определенное положение в разрезе рудовмещающей толщи. Они тяготеют к тем участкам его, которые сложены жесткими породами, благоприятными для образования зон дробления и трещиноватости при неоднократных внутрирудных тектонических подвижках. Так, в центральном и промежуточном блоках выявленное прожилковое оруденение концентрируется в микрокварцитах и в разной степени окварцованных породах, развитых преимущественно в лежачем боку и на выклинивании рудных залежей. В Северном блоке установленные ореолы располагаются на некотором удалении от залежи и приурочены к прослоям интенсивно окварцованных алевропелитов и туфов. В пределах восточного блока прожилковое оруденение проявилось наиболее интенсивно в кремнисто-глинистых алевропелитах и окварцованных туфах. Как правило, такими ореолами сопровождаются рудные жилы второй группы.

В морфологическом отношении ореолы прожилкового оруденения представляют собой небольшие штокверки. Образующие их прожилки характеризуются неправильной формой, частыми взаимопересечениями и большим разнообразием минералогического состава. Среди них установлены кварцевые с вкрапленностью сульфидов, полисульфидные, кварцево-баритовые с сульфидами, карбонатно-кварцево-баритовые с сульфидами, сфалеритовые, пиритовые, баритовые, реже галенитовые и халькопиритовые. Наиболее сложными по составу являются ореолы, развитые в подошве рудных залежей. Установлено, что в строении этих ореолов участвуют четыре генерации прожилков. Ореолы расположены на удалении от залежей, представлены одной или двумя генерациями прожилков.

Анализируя в целом особенности строения и характер взаимоотношений описанных морфогенетических типов оруденения, можно сделать

следующий вывод, что все они являются продуктами единого непрерывно-прерывистого процесса рудообразования, в ходе которого состав рудоносных растворов менялся мало. Ведущим фактором, определяющим разнообразие типов оруденения, являются геолого-структурные факторы: физико-механические свойства и состав вмещающих пород и неоднократное проявление внутрирудных тектонических подвижек.

Что касается вторичного оруденения, то оно представлено продуктами разных стадий непосредственного окисления гипогенных сульфидных руд и в пространстве образует небольшую зону окисления с отчетливо выраженной вертикальной зональностью (сверху вниз): подзона выщелоченных окисленных руд, подзона богатых окисленных руд, подзона выщелачивания и окисного обогащения и зона вторичного сульфидного обогащения. Общая нижняя граница распространения зоны окисления не превышает 60 м. Однако на отдельных участках вторичная минерализация отмечается среди первичных руд до глубины 100 м вдоль узких зон повышенной трещиноватости, которые, имея выход на эрозионную поверхность локально изменяли общий режим циркуляции грунтовых вод в пределах месторождения. Характер этой минерализации соответствует начальной стадии окисления первичных сульфидов.

По валовому вещественному составу окисленные руды являются медно-свинцовыми, но в количественном отношении они подчинены резко гипогенным сульфидным рудам, по составу которых Степное месторождение следует отнести в соответствии с классификацией Д. И. Горжевского [7] к собственно полиметаллическому типу месторождений Рудного Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дмитриев В. П. Классификация полиметаллических месторождений Зменногорского рудного района. Вестник ЗСГУ и НТГУ, № 2, Новосибирск, 1962.
2. Кужельный Н. М. О комплексе малых интрузий и возрасте полиметаллического оруденения в северо-западной части Рудного Алтая. «Геология и геофизика», 1967, № 5.
3. Выдрин В. Н., Дмитриев В. П. Особенности геологического строения Зменногорского рудного района (Рудный Алтай). «Геология рудных месторождений», 1960, № 6.
4. Строителев А. Д. Карбонатная минерализация Степного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Труды ТГУ, изд-во Томского университета, 1966.
5. Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузельный В. С. Рудные формации Рудного Алтая. Изд-во АН Каз. ССР, 1961.
6. Иванкин П. Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. Изд-во Госгеолтехиздат, М., 1957.
7. Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Труды ВАГТ, вып. 3, 1957.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КРЮЧКОВСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В. П. ДМИТРИЕВ, А. Д. СТРОИТЕЛЕВ, Б. Л. БАЛЬТЕР

В юго-восточной части Золотушинского рудного района при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50000 в 1965 г. открыто новое погребенное Крючковское полиметаллическое месторождение, характеризующееся хорошо развитой зоной окисления и отчетливо проявленной гипогенной зональностью оруденения. Основанием для постановки поисковых работ послужила благоприятная геолого-структурная позиция участка, широкое распространение девонских осадочно-вулканогенных и субвулканических пород, наличие зон интенсивного рассланцевания, сопровождающихся отбеливанием, окварцеванием и обохриванием.

Месторождение расположено на юго-западном крыле Алейского антиклинория в пределах Бондаревской брахисинклинали — изометрической складки девонских пород в поле развития метаморфических сланцев нижнепалеозойского возраста, прорванных интрузиями тельбесского и зменногорского комплексов.

Рудоносный участок локализуется, по данным Б. В. Сорокина, Г. И. Полторакова, А. Ф. Черных, на сопряжении Сибчихинской зоны рассланцевания север — северо-западного простирания с околоширотным Южно-Орловским разломом. В его геологическом строении принимают участие осадочные и кислые пирокластические породы березовской свиты (эйфельский ярус среднего девона), субвулканические кварцевые породы, базокварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры средневерхнедевонского возраста и дайки габбро-диабазов.

Березовская свита представлена верхней подсвитой. По литологическому составу последняя расчленена на три пачки: нижнюю алевролитовую, среднюю туфовую и верхнюю алевролитопесчаниковую. Алевролитовая пачка мощностью более 200 м слагает лежащий бок рудной зоны и развита в восточной части месторождения. В ее составе преобладают серые и зеленовато-серые, местами туфогенные алевролиты с редкими маломощными прослоями туфов кислых эффузивов, туфогенных песчаников и брекчий. Туфовая пачка, являющаяся рудовмещающей, имеет мощность до 125 м и представлена мелко-среднеобломочными туфами кислых эффузивов с прослоями алевролитов и туфогенных брекчий. С гидротермальными изменениями связано образование микрокварцитов, слагающих частые линзовидные тела мощностью до 10—15 м, а также серицит-тальковых, хлорит-серицитовых и хлоритовых пород, имеющих локальное распространение. В верхней части пачки вблизи рудных тел иногда встречаются линзы характерных зернистых кварцитов,

состоящих из зерен кварца размером до 1—2 мм, промежутки между которыми заполнены серицитом. Подобные образования, возникшие, по мнению Э. И. Венцловайте, в результате перекристаллизации микрокварцитов, наблюдались нами на Зареченском барит-полиметаллическом месторождении в Змеиногорском рудном поле. В приповерхностной зоне породы туфовой пачки отбелены, местами превращены в рыхлую каолилитовую массу. Для разреза алевролитово-песчаниковой пачки характерна перемежаемость алевролитов, полимиктовых и туфогенных песчаников различного состава, гравелитов с обломками розоватых яшмовидных пород.

В верхней пачке прослежено несколько вытянутых в север—северо-западном направлении межпластовых залежей, местами переходящих в секущие тела, кварцевых порфиров с крупными фенокристаллами кварца и альбитизированного полевого шпата. По аналогии со Змеиногорским рудным полем, где подобные породы детально изучались В. П. Дмитриевым и В. Н. Выдриным [1], кварцевые порфиры Крючковского участка отнесены к средне-верхнедевонским субвулканическим образованиям. М. С. Шнейдер [2] считает, что сходные с рассматриваемыми породы Ново-Золотушинского месторождения являются интрузивными и имеют послепермский возраст. К субвулканической фации принадлежат, по-видимому, и кварцевые порфириты, переходящие местами в базокварцевые альбитофиры и слагающие прослеженное на контакте туфовой и алевролитово-песчаниковой пачек в юго-восточной половине месторождения линзовидное тело, занимающее в одних случаях согласное, в других секущее положение по отношению к напластованию вмещающих пород. Оно ограничивает Южную рудную залежь со стороны висячего бока и по простиранию в южном направлении.

В осадочно-вулканогенных и субвулканических породах зафиксировано несколько маломощных крутопадающих даек габбро-диабазов субмеридионального направления, относимых нами к верхнепалеозойскому комплексу малых интрузий. С севера рудоносная структура срезана интрузивным массивом тельбесского комплекса, в краевых участках сложенного среднезернистыми диоритами. Вблизи контакта девонские породы интенсивно катаклазированы и эпидотизированы.

Палеозойские образования перекрыты рыхлыми кайнозойскими отложениями (глины, суглинки с прослоями песков) мощностью до 100 м.

По данным предварительной разведки, установлена приуроченность Крючковского месторождения к крылу брахисинклинальной структуры. Моноклиналиное залегание слоев с простиранием ССЗ 330—340° и падением на ЗЮЗ под углом 15—60° осложнено мелкой складчатостью. В пределах рудовмещающей пачки отмечается сланцеватость, ориентированная несколько круче слоистости. Зоны повышенного рассланцевания в туфах и аргиллитах, сопровождающиеся хлоритизацией, серицитизацией и оталькованием, имеют мощность 10—15 м, образуя в совокупности полосу шириной до 200 м. Среди разрывных нарушений намечаются малоамплитудные надвиги и сбросы, а также крупные околоширотные разломы. Надвиги север—северо-западного простирания с амплитудой перемещения блока в метры и первые десятки метров прослежены в лежачем боку рудной зоны и сопровождаются сланцеватой глиной трения мощностью до 1—3 м. Поперечные к напластованию северо-восточные сбросы разделяют месторождение на несколько крупных блоков. В северной части месторождения вблизи контакта среднедевонских пород с тельбесскими диоритами откартирован околоширотный Южно-Орловский разлом, имеющий сложное кулисное строение и сопровождающийся широкой зоной дробления.

Зона рудной минерализации приурочена к туфовой пачке верхнеберезовской подсвиты и верхним интервалам подстилающих алевролитов. Она имеет значительную мощность и представлена:

а) согласными линзовидными рудными залежами в зонах межпластового срыва с отслоениями на контактах пород с различными физико-механическими свойствами;

б) линзовидными и неправильной формы оруденелыми зонами дробления штокверкового типа;

в) сульфидными и кварцево-сульфидными жилами;

г) рассеянной рудной вкрапленностью.

Межпластовые залежи прослеживаются висячем боку туфовой пачки на контактах микрокварцитов и зернистых кварцитов с кварцевыми порфиритами, туфами кислых эффузивов и алевролитами. Они имеют небольшие размеры, залегают на верхних горизонтах и сложены массивными рудами, переходящими со стороны лежащего бока в гнездово-вкрапленные. Рудные зоны штокверкового типа имеют значительно более широкое распространение, преимущественно внутрипластовый характер и приурочены к участкам дробления и тонкой трещиноватости микрокварцитов, мелкообломочных туфов и алевролитов. Представлены они брекчиевидными, прожилковыми и прожилково-вкрапленными рудами. Характерно преобладание в составе относительно пологих рудных зон крутопадающих прожилков — явление, наблюдаемое нами и на ряде других месторождений трещинного типа — Среднем, Майском, Стрижковском. Сульфидные жилы встречаются относительно редко в лежащем боку минерализованной зоны. Они имеют крутое падение, мощность 0,3—0,5 м, халькопирит-сфалерит и халькопирит-кварцевый состав.

Обогащенные рудные участки сопровождаются широкими ореолами рассеянной минерализации, распространяющейся преимущественно в сторону лежащего бока и представленной мелкими вкраплениями, гнездами и просечками сфалерита, халькопирита, пирита, реже галенита и пирротина.

На верхних горизонтах Крючковского месторождения имеет место неширокая, но хорошо развитая зона гипергенных изменений, прослеживаемая до глубины 30—40 м от эрозионного среза палеозойских пород. Установленное в составе ее вторичное оруденение образует в пространстве две расположенные одна на продолжении другой залежи — Южную и Северную.

Изучение их внутреннего строения и состава показало, что они сложены образованиями, характеризующими разные стадии окисления первичных полиметаллических руд. Вертикальные разрезы этих залежей имеют большое сходство, выражающееся в зональном размещении слагающих их образований. Согласно С. С. Смирнова в сводном разрезе зоны вторичного оруденения могут быть выделены следующие подзоны (сверху вниз): подзона полного окисления, подзона окисленных руд, подзона вторичных сульфидных руд и подзона смешанных руд.

Подзона полного окисления пользуется повсеместным развитием на месторождении и представлена ожелезненными вмещающими породами (микрокварцитами, кварцевыми порфирами) с прожилками первичного барита, гнездами и вкрапленностью лимонита, ярозита и плюмбоярозита.

Подзона окисленных руд является наиболее мощной и имеет сложное строение.

Самая верхняя часть ее представлена относительно выдержанным горизонтом баритово-полиметаллических руд, сложенных среднезернист-

тым баритом с пустотами выщелачивания, к которым приурочены гнезда и включения вторичных минералов (церуссита, азурита, малахита, лимонита и плюмбоарозита). С глубиной количество последних возрастает, а содержание барита постепенно уменьшается.

Ниже его прослеживаются богатые окисленные руды, характеризующиеся большим непостоянством агрегатного состояния и вещественного состава. Обычно наблюдается чередование с взаимными переходами сплошных относительно плотных с сухаревидными выщелаченными, пористыми, местами порошокватыми и глиноподобными разностями. По содержанию ведущих минералов можно выделить азуритмалахит-церусситовые, существенно церусситовые и церуссит-язрозитовые руды.

Первая разновидность руд внешне характеризуемая плотной массивной местами тонкобрекчиевидной текстурами. Последняя обусловлена выполнением церусситом, азуритом и малахитом тонких взаимопересекающихся трещин в криптозернистых кремнистых породах зеленоватого цвета. Пятнистая текстура наблюдается в участках, где в сплошной вполне однородном агрегате присутствуют небольшие неправильной формы гнезда и включения азурита и лимонита. При изучении этого агрегата в шлифах установлено, что основа его представлена тонкозернистым кварцем, в котором присутствуют многочисленные мелкие ксеноморфные выделения азурита, церуссита и микроскопические жилки ярозита и лимонита. Как правило, вокруг этих выделений наблюдаются тонкие оторочки гидрослюд, замещающей азурит и церуссит. В незначительных количествах наблюдаются хризоколлы и ангелзит. Последний проявляется в виде мелких друз хорошо ограненных кристаллов в небольших пустотках.

С глубиной эти руды постепенно переходят в существенно церусситовые, агрегатное состояние которых меняется от плотных массивных через пористые сухаревидные до порошокватых глиноподобных масс. Соответственно этому наблюдаются изменения состава. В плотных рудах основным рудообразующим минералом является церуссит, в котором другие минералы (азурит, малахит, смитсонит, гидроокислы железа) образуют редкие небольшие гнезда и вкрапленники. На отдельных интервалах присутствует самородное серебро и медь. Наиболее характерной формой проявления серебра являются мелкие изометричные чешуйки на стенках трещин в церуссите. Медь образует частые просечки, прожилки и мелкую вкрапленность.

Пористые, сухаревидные руды представлены агрегатом ожелезненного церуссита ячеистой текстуры. Большинство пустоток и микроячеек в нем выполнено азуритом, рыхлыми гидроокислами железа и глиноподобным каолиновым материалом. В отдельных пустотках на стенках наблюдаются друзовидные корки из кристалликов каламина и тонкочешуйчатого ярозита. Кроме того, в этих рудах установлены микроскопические жилки церуссита и смитсонита, являющиеся более поздними образованиями по отношению к основной массе руды.

Порошковатые глиноподобные руды сложены рыхлым ржавобурым лимонит-язрозитовым агрегатом с многочисленными мелкими включениями кристаллического церуссита.

Церуссит-язрозитовые руды установлены в пределах Северной залежи. Внешне они представлены плотным тонкозернистым агрегатом ярозита желтовато-коричневого цвета, в котором наблюдается множество маломощных взаимопересекающихся прожилков водяно-прозрачного церуссита и самородной меди. При этом установлено, что основная масса самородной меди пространственно тяготеет к церусситовым прожилкам, а количество ее возрастает с увеличением мощности последних.

Наблюдаемые взаимоотношения между самородной медью и церусситом свидетельствуют о том, что они являются разновозрастными образованиями. В зальбандовых частях церусситовых прожилков присутствует плюмбоярозит.

Подзона вторичного сульфидного обогащения выражена на месторождении очень слабо и прослежена в виде маломощного горизонта в пределах Северной залежи. Пространственно этот горизонт приурочен к основанию горизонта окисленных богатых руд.

В отличие от последних руды этого горизонта являются существенно медными. Из рудообразующих минералов в них присутствуют вторичные сульфиды, главным образом, халькозин, ковеллин, борнит, а также куприт, самородная медь, церуссит и гидроокислы железа.

С глубиной вторичные сульфидные руды постепенно переходят в подзону смешанных руд, которые представлены микрокварцитами, туфами кислого состава с неравномерной вкрапленностью полуокисленных халькопирита, сфалерита, пирита, реже галенита и включениями окисленных минералов.

В пределах Южной залежи подзона смешанных руд прослеживается непосредственно за богатыми окисленными рудами и по своему виду больше напоминает образования подзоны выщелачивания. Количество первичных сульфидов уступает содержанию окисленных минералов, представленных ярозитом, лимонитом, церусситом и смитсонитом, гидрослюдой и опалом.

Появление выщелоченных руд на более глубоких горизонтах можно объяснить циркуляцией трещинных вод вдоль тектонически проработанного канала. В данном случае последний представлен тектонической зоной, проходящей по границе зон окисления и первичных сульфидных руд.

В целом отдельные подзоны характеризуются определенной преемственностью минерального состава и связаны постепенными переходами.

Среднее соотношение содержаний основных металлических компонентов меди и свинца в окисленных рудах равно 1 : 3. Содержания цинка в связи с его миграцией за пределы рудной зоны и рассеиванием незначительные. В верхней части залежей среди окисленных барит-полиметаллических руд, свинцово-медных и свинцовых руд отмечаются высокие концентрации золота и серебра, содержания которых находятся в соотношениях от 1 : 100 до 1 : 300. Нам представляется, что благородные металлы в зоне окисления Крючковского месторождения являются не гипергенными, хотя некоторое обогащение и могло иметь место, а гипогенными, связанными с поздней барит-полиметаллической ассоциацией. По-видимому, золото и серебро присутствовали в достаточных количествах и в первичных рудах, близких по составу к рудам Змеиногорского, Зареченского и других золото-серебро-барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного поля [3]. Случаи преимущественного распространения гипогенного золота в зоне окисления золото-барит-полиметаллических месторождений Казахстана (Майкаин, Джусалы) описаны В. М. Крейтером [4].

Состав первичных руд обычен для алтайских месторождений. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит. Среди нерудных преобладает кварц, иногда отмечается кальцит. Нами выделены три рудообразующие минеральные ассоциации: полиметаллическая, медно-цинковая и медно-колчеданная. Полиметаллические руды характеризуются преобладанием сфалерита и галенита над халькопиритом и пиритом, локализуются в верхней части рудной зоны, преимущественно в микрокварцитах и туфах. Медно-цинковые и медно-колчеданные

руды прослеживаются в низах рудной зоны среди хлоритолитов, хлорит-серицитовых пород, алевролитов. Медно-цинковые руды представлены сфалеритом и халькопиритом, медно-колчеданные — халькопиритом в ассоциации с пиритом и кварцем.

Отчетливо выражена гипогенная зональность оруденения в направлении мощности рудной зоны, заключающаяся в последовательной смене от лежащего бока к висячему медно-колчеданной (медно-цинковой), полиметаллической и золото-серебро-барит- полиметаллической ассоциацией с локализацией на самых верхних горизонтах небольших участков безрудного барита. Подобную зональность, развитую на многих алтайских полиметаллических месторождениях и характеризующуюся закономерным изменением состава руд в одном направлении, мы склонны рассматривать, пользуясь терминологией В. И. Смирнова [5], как фациальную, отражающую непрерывный одностадийный процесс рудоотложения.

Выводы

1. Крючковское полиметаллическое месторождение, локализуемое в среднедевонских вулканогенно-осадочных породах на сопряжении Сибчихинской зоны расланцевания северо — северо-западного простирания с околоширотным Южно-Орловским разломом, относится к типу комбинированных структур и представлено межпластовыми залежами, оруденелыми зонами дробления, жилами, сопровождающимися рассеянной рудной вкрапленностью.

2. По классификации Д. И. Горжевского и Г. Ф. Яковлева [6] оно может быть отнесено к группе собственно полиметаллических месторождений, но в то же время проявляет значительное сходство с золото-серебро-барит полиметаллическими месторождения Змеиногорского рудного поля.

3. Отчетливо проявлены вторичная и первичная зональности оруденения, из которых первая обусловлена действием гипергенных процессов, а вторая является результатом последовательного выделения различных рудообразующих минеральных парагенезисов из гидротермальных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Выдрин В. Н., Дмитриев В. П. Особенности геологического строения Змеиногорского рудного поля (Рудный Алтай). Геол. рудн. м-ний, № 6, 1960.
2. Шнайдер М. С., Астафьев М. П. Магматогенные брекчии Новозолотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. «Сов. геол», 1965, № 11.
3. Дмитриев В. П. Месторождения руд позднего полиметаллического парагенезиса Змеиногорского района на Алтае. «Сов. геол.», 1960, № 12.
4. Крейтер В. М. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. Госгеолтехиздат, 1958.
5. Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. Конф. пробл. постмагмат. рудообраз. с особым вним. к геохимии рудных жил, т. 2, Прага, Чехословакск. АН, 1965.
6. Горжевский Д. И., Яковлев Г. Ф. Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Труды ВАГТа, вып. 3, 1957.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ СТРОЕНИЯ, СОСТАВА И ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ ЧАДОБЕЦКОГО ПОДНЯТИЯ

В. И. СТРЕЛЯЕВ

Описываемое месторождение расположено на западном крыле Чадобецкого поднятия — структуры первого порядка юго—запада Сибирской платформы.

Общие сведения о бокситоносности данного района имеются в работах К. В. Боголепова (1961), А. С. Аладышкина (1962), Е. Т. Боброва (1962), Е. П. Бессолицына, Г. Х. Файнштейна (1963).

Постановка вопроса

Поскольку предыдущие исследования, проводимые на месторождении, касались изучения вещественного состава бокситовых пород, главным образом на основании химических анализов, а древние и вмещающие отложения почти не исследовались, перед нами прежде всего возникли вопросы о том, каков состав древних образований и степень их выветрелости, каковы особенности строения и состава рыхлых переотложенных толщ, отмечаются ли закономерности в распределении минеральных комплексов, возможно ли использование литологических данных для расчленения пестроцветных пелитоморфных континентальных серий, каковы источники бокситообразования и т. п.

В настоящей работе изложены основные результаты литологического изучения района месторождения, проведенного в 1966 г. Так как исследования бокситоносных отложений этого интересного в геологическом отношении региона окончательно не завершены, то автор не претендует на исчерпывающую полноту освещения всех вышепоставленных вопросов.

Геологическая обстановка района месторождения

Месторождение приурочено к полосе выходов ниже-среднекембрийских карбонатных образований пунской и огонской свит, сложенных известняками и доломитами с линзами и прослоями кремнистых пород, контактирующих с силловыми интрузиями трапповой формации триаса (рис. 1).

Рыхлые отложения, вмещающие залежи бокситов, относятся к верхнему мелу—палеогену. Возрастной их диапазон определяется по спорнопыльцевым комплексам, установленным Г. Е. Байкаловой (Центральная лаборатория Красноярского геологического управления) и Л. Г. Марко-

вой (СНИИГГИМС). Эти отложения имеют резкие контакты с подстилающими породами протерозойского фундамента и перекрывающими их четвертичными образованиями.

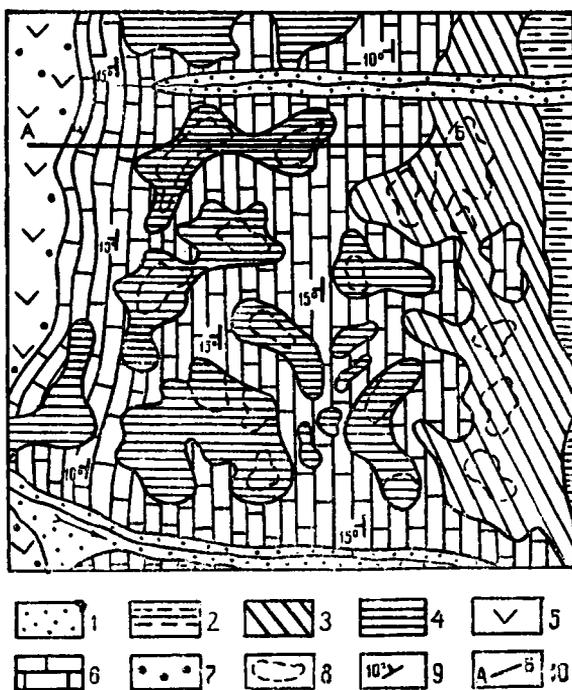


Рис. 1.

Схематическая геологическая карта района месторождения: 1. Современные аллювиальные отложения. 2. Отложения древней речной долины. 3. Бокситоносные отложения зоны поля. 4. Бокситоносные отложения зоны воронок и «карманов». 5. Выходы долеритов. 6. Известняки и доломиты пунской и огонской свит. 7. Кора выветривания на долеритах. 8. Контур верхнего бокситового горизонта. 9. Элементы залегания пород. 10. Линия фациального профиля (АВ)

Дорудный рельеф

Продуктивные отложения, как правило, располагаются в приконтактной полосе карбонатных образований на расстоянии от 0,3 до 2,5 км от контакта с долеритами, выполняя воронки, «карманы» и углубления польевого типа. В границах месторождения можно выделить две зоны накопления продуктивных осадков:

1. Зону воронок и «карманов» в известняках и доломитах, приуроченную к гребневой части водораздела рр. Пуни и Огонь.

2. Зону полей, тяготеющую к восточному склону водораздела.

Обычно воронки и «карманы» располагаются в виде цепочки вдоль контакта или находятся на удалении 1—1,5 км от него. Они характеризуются сглаженным, несложным рельефом дниц с почти симметричными бортами. Максимальные абсолютные отметки дниц воронок имеют величины 170—190 м. В южной части зоны они колеблются от 240 до 260 м.

Зона полей в общем плане представляет собой крупную вытянутую в меридиональном направлении отрицательную форму с довольно слож-

ным рельефом дна. Причем заметно погружение древней поверхности в южном направлении. Борты бокситоносного поля асимметричны, с углами наклона от 35 до 65°. Для поля характерным является понижение абсолютных отметок депрессии от 230—240 м в северной части до 140—170 м в южной. В поперечных разрезах облик погребенного рельефа также постепенно меняется в южном направлении: на севере он почти горизонтален, к югу — в сторону погружения фундамент осложняется дополнительными впадинами, поэтому выглядит расчлененным и крутым.

Еще восточнее зоны полей, непосредственно на фундаменте, залегают отложения, приуроченные к ложу древней речной долины.

Кора выветривания

Остаточная кора выветривания в данном районе развивается на любых породах протерозоя и палеозоя и относится к площадному типу. В пределах месторождения она по морфологии более простая. Здесь кора выветривания образует сравнительно ровный покров, причем на западном склоне поднятия ее мощность нигде не превышает 20 м и колеблется от 6 до 13 м.

На основании изучения по горным выработкам и поисковым скважинам, минералогических и термографических исследований остаточная кора по долеритам имеет следующий сводный профиль:

- | | |
|-----------------------------------|------------|
| 1. Зона дезинтеграции | 0,5—3,0 м. |
| 2. Монтмориллонито-гидрослюдистая | 3,5—4,5 м. |
| 3. Каолинистая | 2,5—5,5 м. |

Зона дезинтеграции представлена раздробленными, интенсивно трещиноватыми разностями долеритов и элювиальными скоплениями глыб и щебня. В шлифах порода состоит из оливина (05—12%), пироксенов (34—46%), измененных плагиоклазов (до 38%), титаномагнетита и ильменита (6—8%), мезостазиса (до 10%). Из вторичных минералов в ее составе отмечаются иддингсит, тальк, хлорит, кальцит и цеолиты, а из аксессуарных — апатит, сфен, рутил и гранат.

Монтмориллонито-гидрослюдистая зона сложена жирной глинистой массой темно-зеленой и зеленовато-серой окраски. На основании литолого-минералогических и термографических методов изучения установлено, что минеральный состав зоны представлен гидробиотитом, монтмориллонитом и гидрохлоритом. Кроме них в составе принимают участие каолинит, кальцит, гетит, гидрогематит и лимонит (в качестве примесей).

Каолинистая зона представляет собой горизонт пестроокрашенных разностей глин с реликтовыми структурами, состав которых отвечает главным образом каолиниту. Среди прочих минералов отмечаются скопления кварца, гидрохлорита, гидрослюд, лимонита, гетита и гидрогематита. В самых верхних горизонтах в виде линзочек фиксируются кирпично-красные глины, вероятно, являющиеся продуктами перемыва железисто-глиноземистой зоны. Они сложены каолинитом, нонtronитом, галлуазитом, лимонитом, гематитом, гетитом и чешуйками гиббсита.

В поле развития карбонатных пород остаточная кора выветривания устанавливается почти повсеместно. С наибольшим развитием профиля она характерна для западного склона Чадобецкого поднятия, в районе описываемого месторождения. По данным изучения нерастворимых остатков и термографии (по 7 скважинам), устанавливается следующее строение и состав остаточной коры выветривания карбонатных пород:

- | | |
|------------------------------|---------|
| 1. Зона дезинтеграции | 1—2 м |
| 2. Гидрослюдисто-каолинистая | 2—12 м. |

Зона дезинтеграции слагается обломочными продуктами малоизмененных светло-серых, серых известняков и доломитов. Количество нерастворимого остатка колеблется от 0,52 до 0,76%. Он сложен мелкими угловатыми зернами кварца, халцедона, серицита, турмалина, рутила и магнетита. Химический состав нерастворимого остатка следующий (в %): SiO_2 —95,32, Al_2O_3 —3,04, Fe_2O_3 —0,20, TiO_2 —0,06; п. п. п.—0,66.

Гидрослюдисто-каолининовая зона сложена зеленовато-серыми и серыми продуктами химической переработки нерастворимого остатка, содержание которого увеличивается до 2,54—4,73%. По данным минералогических и термографических исследований нерастворимого остатка карбонатных пород данной зоны ее состав отвечает присутствию каолинита и гидрослюды. В качестве минералов-примесей фиксируются угловатые зерна кварца, циркона, турмалина, магнетита, гетита и лимонита. Химический состав нерастворимого остатка следующий (в %): SiO_2 —82,16, Al_2O_3 —10,20, Fe_2O_3 —0,80, TiO_2 —0,49; п. п. п.—4,94.

Строение разрезов продуктивных отложений

Особенности геологического строения, спокойный ритм тектонической жизни региона в меловое время, субтропический климат, наличие поверхностного стока и др. факторы предопределили развитие мощной коры выветривания на долеритах, а в пределах карбонатных образований — различных рудовмещающих полостей, обусловив, таким образом, различие в характере разрезов зон воронок и польев.

Так, по скважинам 845—850 и др., пройденным в пределах зоны воронок, сводный разрез (с использованием гранулометрических анализов) имеет следующее строение (рис. 2,А).

На неровной поверхности известнякового ложа снизу вверх залегают:

1. Слой дресвы известняков с примесью «муки» аналогичного состава. 0,5—2 м
2. Розовато-коричневые песчанистые алевриты, вверх по разрезу переходящие в грязно-серые песчанистые глины и глинистые пески. Отложения содержат обломки сильно латеритизированных долеритов 9—11 м
3. Бурые угли, содержащие остатки древесины и растительный детрит (мутту). Угли содержат линзы и тонкие прослойки каолининового и известковистого состава. По простиранию быстро выклиниваются, замещаясь пестроокрашенными глинисто-алевритовыми неслоистыми породами. В углях отмечаются споры и пыльца семейств и родов: *Sphagnum*, *Schizaceae*, *Pelletieria*, *Gleicheniaceae*, *Platanus*, *Salix*, *Ericaceae*, *Gothanipollis*, *Sporopollis*, *Azonia* и др. бобовин от 5 до 13 мм 8—10 м
4. Пестроокрашенные сухарные глины с примесью алевритового материала, содержащие каменистые разнобобовые бокситы с размерами железистых образований радиально-концентрического сложения 10,5—16 м
5. Слой грубообломочных пород из дресвы каменистых бокситов и 0,5—1 м
6. Бордовые, с желтоватым и розоватым оттенком, песчанистые глины с прослоями и линзами алевритов (3—5 мм) 4,6—6,5 м.
7. Красновато-бурые плотные полупластичные алевриты и глинистые алевриты пизолитового сложения. Породы содержат линзы лигнита и тела каменистых бокситов, между которыми взаимопереходы не ясны. Лигниты содержат следующий набор спор и пыльцы: *Gleicheniaceae*,

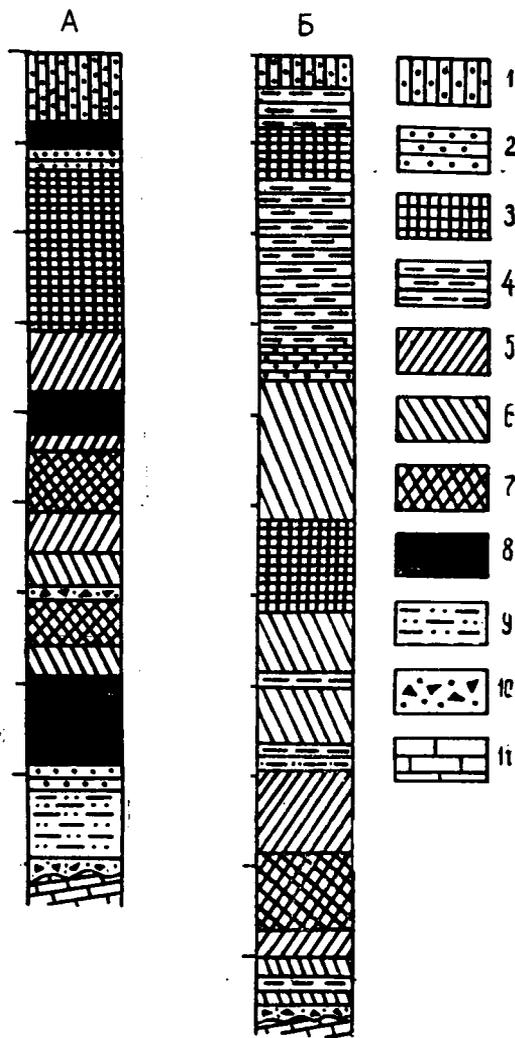


Рис. 2.

Сводные разрезы бокситоносных отложений: *А* — для зоны воронок и «карманов», *Б* — для зоны поля. 1. Субалевриты и хлоридолиты. 2. Пески и их разности. 3. Рыхлые бокситы с обломками каменных бокситов. 4. Глины. 5. Глины алевритовые. 6. Глины песчаные. 7. Преимущественно каменные бокситы. 8. Бурые угли и лигниты. 9. Алевриты и их разности. 10. Дресва и щебень. 11. Коренные породы

Gingulatisporites, Podocarpaceae, Taxodiaceae, Castanea, Proteaceae, Frigiprjectus и др. 8,3—11 м

8. Красноовато-бурые пластичные глины с пятноподобными гнездами белого чистого каолинита 14,2—17,5 м

9. Буровато-коричневые песчано-глинистые алевроиты и песчаные глины с гнездами охристого лимонита. Тела рыхлых и рыхло-каменистых бокситов залегают в форме линз внутри пород слоя 8,5—11 м

10. Темно-серые алевроитовые глины, содержащие споры и пыльцу: Polypodiaceae, Pelletieria, Pinaceae, Myrica, Comptonia, Quercus, Extratriporopollenites, Gothanipollis, Gothanipollites, Sphaqnum и др. 0,8—1,5 м

11. Коричневые, буровато-коричневые глинистые алевроиты и глины, содержащие прослой и линзы глинистого песка, глин, обломки кремнистых железистых пород и каменистых бокситов 3,5—14 м

Покровные буровато-коричневые суглинки, содержащие до 30% обломков долеритов, известняков, кремнистых и сланцевых пород (четвертичные образования) 5—10 м

Суммарная мощность рыхлых отложений зоны воронок равна 65—100 м.

Совершенно иного характера наблюдается разрез продуктивных образований в зоне польев (рис. 2, Б). По скважинам 828, 829, 992, 994, 1002 и др. он выглядит снизу вверх так:

Слой дресвяных отложений из известняков и доломитов, сцементированных известково-глинистой мучнистой массой 1—2 м

2. Пестроокрашенные комковатые песчаные алевролиты с прослоями светло-коричневых глин, участками с зеленоватым оттенком, подстилающие буровато-желтые и серые рыхло-каменистые бокситы пизолитового сложения. Размеры пизолитов колеблются от 3 до 10 мм. Содержание их по отношению к цементу 20%, местами до 50% 20—26 м

3. Пятнистые светло-серые с зеленоватым оттенком сухаристые песчано-глинистые алевроиты и алевроитовые глины с прослоями и линзочками чистого алевролита 1,5—2 м

4. Пестроокрашенные (в яркие фиолетовые, красные, желтые, белые и др. тона) глины, в средней части с прослоями чистых алевролитов, а в основании с линзами грубозернистых песчаных пород. Глины разбиты трещинками, выполненными белым каолинитом. К данным отложениям приурочена залежь рыхлых с обломками каменистых бокситов 26—30 м

5. Ржаво-коричневые, желтовато-коричневые песчаные алевроиты и пески с обломками лимонита и гетита 1—2 м

6. Зеленоовато-серые, зеленые пластичные алевроитовые глины и глины, содержащие линзы рыхлых бокситов оолитового сложения 15—20 м

Буровато-коричневые покровные суглинки, содержащие щебенку известняков, кремнистых пород и каменистых бокситов (четвертичные образования) 2,5—10 м

Суммарная мощность рыхлых образований польев колеблется от 63 до 80 м, а местами более 100 м.

В восточном направлении, в сторону древней долины, происходит фациальное замещение продуктивных отложений ржаво-бурыми, зеленоовато-серыми илистыми осадками, с линзами и прослоями гравелитов, гнездами вишневых глин, чистых кварцевых песков и т. п. Мощность древних аллювиальных образований по скважинам 48—56 до 15—20 м.

Литолого-минералогическая характеристика бокситоносных толщ

Алевриты и глины — наиболее распространенные породы рыхлой продуктивной толщи. Они резко преобладают над субалевритами, хлидолитами, дресвой, песками и т. п. грубообломочными породами. По 80 пробам установлено, что для отложений зоны воронок содержание песчаных частиц равно в среднем (%) 10, алевритовых — 27,5 и глинистых — 62,5. Для польевых образований содержание песчаных частиц повышается до 15, а алевритовых — до 35,5, при уменьшении содержания глинистых частиц до 49,5. Отмечается, что с севера на юг количество песчаного материала снижается до 0, зато содержание глинистой фракции в породах увеличивается до 72%. Форма обломков угловатая.

Как видно из описания разрезов, для отложений характерна красновато-бурая или пестроцветная окраска. Более редко наблюдаются желтые, зеленые и темные по окраске породы.

Характеристика отложений зоны воронок

Литологическое изучение показало, что минералогический состав пород, относящихся к слоям 1—4 (по 7 пробам), отличается своей специфичностью в составе обломочной и глинистой частей и соотношении отдельных минеральных компонентов.

Для данной части разреза состав и содержание главных компонентов легкой и тяжелой фракций следующий (значения средние, в %): кварца — 62, плагиоклазов — 37, мусковита — 1, магнетита — 49, лейкоксена — 30, анатаза — 7, эпидота — 4,6, турмалина — 4,4 барита — 2,7, циркона — 0,7, роговой обманки — 0,7 и рутила — 0,1.

Изучение монофракций из глинистых частиц показало, что их состав существенно каолинитовый или каолиново-гидрослюдистый. В качестве минералов-примесей присутствуют монтмориллонит, гидрохлорит и тальк. Состав надбуроугольных пород отличается присутствием новых компонентов, таких как пироксены, брукит, корунд, апатит и гранаты в количестве от 0,1 до 0,6%. Средний химический состав пород (по 5 анализам в%) следующий: SiO_2 —30,12, Al_2O_3 —24,24, Fe_2O_3 —19,91, TiO_2 —3,70; п. п. п. — 10,54.

Несколько иной набор и содержание минеральных компонентов отмечается для слоев 5—8 (по 12 пробам). Отложения характеризуются почти полным отсутствием магнетита, циркона, роговой обманки, анатаза и рутила. В составе легкой фракции отмечаются (значения средние, в %): кварц — 3, каолинит — 88, гиббсит — 2, тальк — 2, хлорит — 1, кальцит и плагиоклазы — доли %. Минералы тяжелой фракции содержатся в следующих количествах: ильменита — 92, лейкоксена — 2,2, турмалина, сфена и гранатов — по 0,5—0,8.

Глинистая фракция состоит также из каолинита с примесью нонтронита, гидрослюды, гиббсита, гетита и лимонита. Средний химический состав отложений слоев 5—8 следующий (по 3 анализам, в%) : SiO_2 —22,21, Al_2O_3 —30,0, Fe_2O_3 —28,12, TiO_2 —4,54; п. п. п. — 14,90.

Слои 9—11 завершают разрез бокситоносной толщи зоны воронок. Литолого-минералогический состав отложений данной части разреза весьма отличен. В составе легкой фракции по 15 пробам установлены следующие минералы (содержание, средние в %): кварц — 79, зеленые слюды — 17, мусковит — 3, эпидот — 0,8, пироксены — 0,2, каолинит и гиббсит — доли %. Резко отличается минеральный состав тяже-

лой фракции. Минералы группы титана (ильменит, сфен, анатаз, рутил и лейкоксен) составляют 100%, причем на долю лейкоксена приходится 2,5%. В пробах отмечаются отдельные зерна апатита, циркона и турмалина.

Минеральный состав глинистой фракции также весьма своеобразен. По данным термографических и электронномикроскопических исследований, она состоит в основном из бейделлита, монтмориллонита, галлуазита, гидрослюд и каолинита. Средний химический состав пород этой части сводного разреза по 4 пробам следующий (значения средние, в %): SiO_2 —17,68, Al_2O_3 —34,02, Fe_2O_3 —23,92, TiO_2 —5,28; п. п. п. — 20,08.

Аутигенные минералы для всей бокситоносной толщи зоны воронок и «карманов» представлены псиломеланом, гематитом, гетитом, лимонитом, сидеритом, а также каолинитом и гиббситом.

Характеристика отложений зоны польев

Весьма разнообразным составом отличаются слои 1—2 (по 8 пробам). Минеральный состав легкой фракции характеризуется присутствием (значения средние, в %): кварца — 73, талька — 23, плагиоклазов — 3, бесцветных слюд — 1. В составе тяжелой фракции присутствует магнетит — 90 и ильменит — 10. Анатаз, рутил и эпидот фиксируются в единичных знаках.

Состав глинистой фракции каолинит-гидрослюдистый. Средний химический состав отложений данной части разреза следующий (по 3 пробам, в %): SiO_2 —25,44, Al_2O_3 —32,14, Fe_2O_3 —8,65, TiO_2 —6,44; п. п. п. — 14,58.

Иной минеральный набор установлен в отложениях слоев 3—4 (по 17 пробам). В этой части разреза в составе легкой фракции резко преобладает кварц (до 98%), остальную часть слагают плагиоклазы. В составе тяжелой фракции наибольшее содержание падает на лейкоксен (до 51%), остальную часть составляют турмалин — 12, магнетит — 11, анатаз — 8, эпидот — 5,7, рутил — 2, циркон — 1, 2, кальцит — 0,5.

Состав глинистой фракции каолинит-гидрослюдисто-гиббситовый. Средний химический состав пород слоев 3—4 следующий (по 8 пробам, в %): SiO_2 —22,36, Al_2O_3 —30,74, Fe_2O_3 —25,24, TiO_2 —8,65; п. п. п. — 16,01.

Слои 5—6, завершающие разрез польевых продуктивных отложений, характеризуются ярко выраженным полимиктовым составом легкой фракции. Он сложен кварцем — 43, плагиоклазом — 17, гидрослюдами — 16, гиббситом — 11, тальком — 5, кальцитом — 1 (значения средние по 18 пробам, в %). Из минеральных компонентов, слагающих тяжелую фракцию, отмечаются: ильменит — 69,3, пироксены — 26, апатит — 2,4, лейкоксен — 0,5, гранат — 0,5, турмалин — 0,4, анатаз — 0,2 и циркон — 0,2%. Отмечаются в количестве долей процента эпидот, зеленые слюды и хлорит.

Состав глинистых фракций монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовый. Средний химический состав пород слоев 5—6 следующий (по 4 пробам, в %): SiO_2 —18,56, Al_2O_3 —32,01, Fe_2O_3 —24,27, TiO_2 —8,32, п. п. п. — 16,04.

Аутигенные минералы польевых образований представлены гидрогематитом, сидеритом, гетитом, лимонитом, халцедоном, каолинитом и гиббситом.

При сопоставлении результатов изучения отложений зон воронок и польев выяснено, что отличительными особенностями последних явля-

ются значительные различия в содержаниях таких минеральных компонентов, как пироксены, роговая обманка, слюды, тальк, плагиоклазы, лейкоксен и анатаз в сторону их резкого повышения, а из химических компонентов отмечается повышенное содержание Al_2O_3 и TiO_2 при относительно пониженных количествах кремнезема и окислов железа.

Все вышезложенное указывает на то, что бокситоносные отложения зоны воронок и польев отличаются по вещественному составу и что отдельные части продуктивной серии соответствуют завуалированным наложенными процессами (каолинизация, ожелезнение, омарганцевание, окварцевание и др.) местным стратиграфическим подразделениям. В бокситоносных образованиях, таким образом, можно выделить три толщи с условными названиями: нижнюю, среднюю и верхнюю. Эти толщи предварительно могут быть сопоставлены так: базальная и реперная толщи с герфедской в окрестностях прииска Партизанского, имеющей верхнемеловой возраст, а толща с мурожнинской свитой палеоцен-эоцена (К. В. Боголепов, 1961).

О составе и закономерностях размещения бокситовых залежей

Состав бокситов изучался в шлифах, аншлифах и иммерсионным методом. Он характеризуется присутствием гиббсита, гидрогематита, гетита и каолинита. Из минералов-примесей отмечаются гетит, ильменит, магнетит и анатаз. При центрофугировании в тяжелых жидкостях устанавливается тонкообломочный корунд. В бокситах зоны воронок количество гиббсита в рудах достигает (в %) 40, гидрогематита и гетита — до 37, каолинита — до 20. В рудах польевой зоны устанавливается гиббсита в количестве 50—65, гематита — 25 и каолинита — 10—15. В виде волосовидных прожилков отмечается вторичный габбсит. Кроме вышеуказанных минералов в форме мелких зерен видны рутил и сидерит. Текстура бокситов — бобовая, оалитовая и пизолитовая. Структура — коллоидная, каллоидная, сгустковая и т. п.

По данным многочисленных химических анализов, бокситы подразделяются на нормальные, высокожелезистые и высококремнистые. Для нормальных разностей руд среднее содержание кремнезема (по 50 пробам) составляет около 5%, Fe_2O_3 —28%; содержание глинозема колеблется от 28 до 50%. Из прочих компонентов в среднем содержится (в %): TiO_2 —6,9; P_2O_5 —0,55; п. п. п. — 19,2. В высокожелезистых бокситах среднее содержание железа (в виде окислов) достигает 46, иногда 58%; среднее содержание остальных компонентов следующее (в %): SiO_2 —4; Al_2O_3 —25; TiO_2 —9,8; P_2O_5 —0,7; п. п. п. — 14,4.

В высококремнистых бокситах содержание SiO_2 поднимается до 12—13%, а среднее содержание остальных компонентов характеризуется следующими цифрами (в %): Al_2O_3 —33; Fe_2O_3 —29; TiO_2 —8; P_2O_5 —0,5; п. п. п. — 16,7.

В пределах одного рудного тела в распределении литологических разностей бокситов наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Так, от центра рудных залежей к их периферии каменистые и рыхлые бокситы постепенно сменяются глинистыми разностями и бокситовыми глинами. Бокситовые глины, в свою очередь, постепенно сменяются каолинистыми и каолинит-гетитовыми глинами светло-желтой окраски. В то же время отмечается, что основная масса рыхло-каменистых и каменистых бокситов тяготеет к верхней половине бокситоносной серии (средняя и верхняя толщи), а с глубиной количество их значи-

тельно уменьшается в пользу глинистых разновидностей (нижняя толща).

Буроугольные залежи и лигнитовые глины тяготеют ко всем бокситоносным толщам (рис. 2—3).

Условия формирования продуктивных образований

Формирование мощных толщ рыхлых бокситоносных отложений в значительной степени обусловлено палеогеографической обстановкой, господствовавшей в «добокситовое» время, которая нам представляется так. В юрский период район Чадобецкой структуры был приподнятой страной с расчлененным рельефом и служил питающей провинцией для формирования юрских толщ Чадобецко-Кодинского прогиба. По данным К. В. Боголепова (1961), аридный климат юры и неокома мало способствовал развитию процессов корообразования. В конце неокома (начале апта) происходят существенные перестройки в рельефе и изменения в климате в сторону влажного, близкого к субтропическому (В. А. Вахрамеев, 1957). Эти условия создали благоприятную обстановку для формирования широкого профиля коры выветривания. В зависимости от состава коренных пород, гипсометрических, тектонических и гидрогеологических условий они достигают конечной (латеритной) или сиаллитовой стадии выветривания. Образование латеритной коры выветривания происходило главным образом по долеритам и траппам, о чем говорит наличие сильно латеритизированных обломков долеритов, близкий вещественный состав всех толщ к составу долеритов и траппов, повышенное содержание минералов группы титана, приуроченность к контактовой полосе и т. д.

Огромных масштабов достигают и процессы карстообразования. Карстовые депрессии являлись «ловушками» для продуктов переотложенной коры выветривания. Этапов коро-и карстообразования было несколько, что связано с неоднократными оживлениями колебательных движений и климатических процессов. Это подтверждается наличием в разрезах продуктивной серии нескольких горизонтов бокситовых и буроугольных залежей, высоким содержанием малоустойчивых минералов.

Вероятней всего, что область сноса обломочного материала находилась к запад — северо-западу от описываемой площади, на расстоянии, не превышающем 13—18 км. На это указывает фациальное выклинивание рудных залежей и глин в северном направлении и увеличение размерности обломочного материала. Кроме того, преобладание в составе кластогенного материала зерен с реликтовой угловатой формой свидетельствует также о близости источников питания.

Осадконакопление происходило в субаэральной среде в неглубоких старично-болотных впадинах и проточных озерах (полевая зона). Гидродинамический режим бассейнов менялся во времени и пространстве, о чем свидетельствует уменьшение снизу вверх песчаной фракции и дифференциация глинистого вещества: гиббсит-гидрохлоритово-тальковый состав на определенных уровнях меняется на каолинит-гидрослюдистый, по-видимому, за счет размыва сиаллитовой коры выветривания карбонатных образований.

Естественно, что продукты переотложения латеритной коры выветривания по составу и структурно-текстурным особенностям существенно отличались от наблюдаемых в настоящее время. Кроме того, их химический состав изменялся в результате перемыва и переотложения, а рудные залежи подверглись последующим сложным эпигенетическим преобразо-

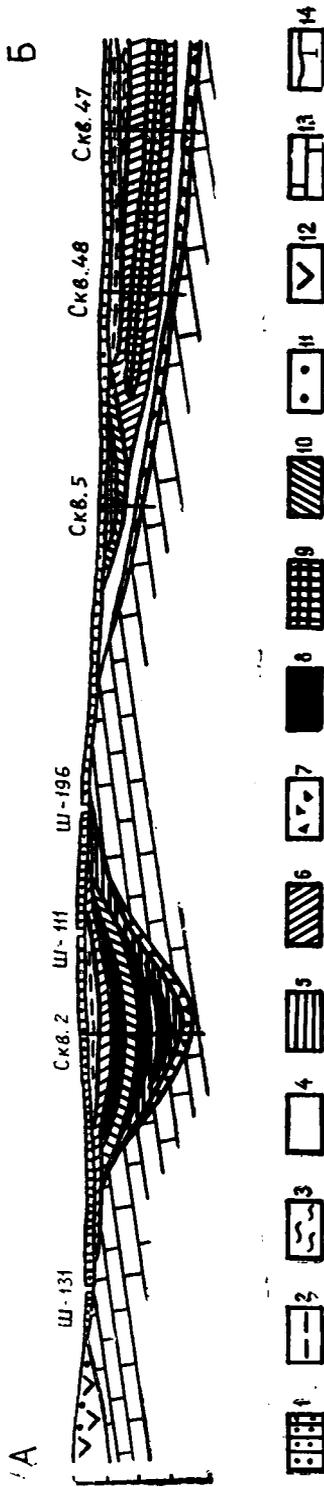


Рис. 3.

Фациальный профиль АВ одного из участков месторождения:

1. Суглинок.
2. Болотные глины.
3. Отложения древней долины.
4. Глинистые отложения зоны полев.
5. Глинистые отложения зоны воронок и «карманов».
6. Глины бокситовые.
7. Дресва и щебень.
8. Каменистые бокситы.
9. Рыхлые бокситы.
10. Глинистые бокситы.
11. Кора выветривания долеритов.
12. Долериты.
13. Скважины понскового бурения.

ваниям (сидеритизации, омарганцеванию, окварцеванию, лимонитизации, каолинизации, кальцитизации и др.).

Обломочная структура бокситов и повышенное содержание титана в них указывает на то, что бокситовый материал переносился как в грубых, так и тонких взвесах из латеритной коры выветривания долеритов, траппов и сиаллитовой коры выветривания карбонатных пород пунской и огонской свит.

В постэоценовое время вследствие понижения базиса эрозии ожилилась деятельность древних речных потоков. Такое оживление привело к частичному размыву отложений верхней толщи продуктивной серии и формированию в русловых углублениях на восточных участках песчано-илистых аллювиальных образований небольшой мощности.

ЛИТЕРАТУРА

Аладышкин А. С. Новые данные по некоторым видам минерального сырья Красноярского края. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярское книжное изд-во, 1962.

Бессолицын Е. П., Файнштейн Г. Х. Некоторые данные о корях выветривания юга Сибирской платформы в границах Иркутской области. Региональное развитие коры выветривания в СССР. Сб. «Кора выветривания», вып. 6, М., 1963.

Бобров Е. Т. Связь коры выветривания на траппах с бокситообразованием. В сб.: «Кора выветривания», вып. 4, М., 1962.

Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского края. Госгеолтехиздат, 1961.

Бушинский Г. И. Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Докл. советских геологов. Латериты. «Недра», 1964.

Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1957.

О ТИПАХ РУД, СВЯЗАННЫХ С ДРЕВНЕЙ КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ БЕЛИНИНСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

М. П. ИВАНОВ

Белининский гипербазитовый массив расположен в юго-западной части Салаира в пределах северо-восточной части Алтайского края.

Впервые на наличие древней коры выветривания в данном районе было указано геологом ЗСГУ Н. И. Парвицкой (1943). Последующие специальные исследования, связанные с корой выветривания гипербазитов и проводимые по результатам работ Н. И. Парвицкой геологами ЗСГУ З. Н. Валуховой, Д. А. Суловым, Б. Н. Валуховым, М. П. Черенковым, О. К. Замаараевой, положительных результатов, не дали.

Лишь в 1960 г. геологами Северо-Алтайской экспедиции ЗСГУ в данном районе при оценочных работах на магнетиты были попутно детально опробованы и верхние горизонты древней коры выветривания. Анализы показали положительные результаты по рудоносности древней коры выветривания.

Белининский гипербазитовый массив прорывает эффузивно-осадочные толщи среднего кембрия и протягивается в виде узкой полосы в субмеридиональном направлении на расстояние 25 км при ширине от 1,5 до 5 км.

Гипербазиты перидотито-дунитового состава интенсивно серпентинизированы. Среди них встречаются дайки порфиритов и габбро-диоритов, останцы вмещающих пород: алевролитов, сланцев, эффузивов и их туфов.

По серпентинитам массива развита древняя кора выветривания ($Cr - Tr$), перекрытая рыхлыми отложениями ($Tg - Q$), мощностью до 70 м. Непосредственно с корой выветривания ультраосновных пород Белининского массива связаны кобальт-никелевые силикатные руды.

На месторождении наиболее широко представлена элювиальная кора выветривания площадного типа. Значительно развита кора выветривания линейного типа и смешанная кора. Карстовая кора выветривания представлена слабо.

Площадная кора выветривания представлена следующими горизонтами (сверху вниз) (рис. 1, а): — 1 горизонт охр; 2—горизонт нонtronитов и нонtronитизированных серпентинитов; 3—горизонт выщелоченных серпентинитов; 4—горизонт карбонатизированных серпентинитов.

Горизонт охр вследствие размыва обычно отсутствует. Рудные тела ¹⁾, приуроченные к площадной коре выветривания, простые по фор-

¹⁾ Под рудным телом понимается скопление руды любой формы, включающее в себя балансовые руды.

ме и образуют преимущественно плащеобразные залежи. В плане они имеют сложные очертания с раздувами, пережимами, с расщеплением на отдельные рудные полосы и с окнами вмещающих пород. В разрезе они хорошо выдерживаются и имеют плавные очертания. Вкост простираия они выклиниваются постепенно. Подстилаются они, как правило, бедными рудами, последние, хотя и редко, но могут встречаться и над балансовыми рудами и даже внутри их.

Линейная кора выветривания представлена следующими зонами (рис. 1, б): 1—зона охр; 2—зона охристо-кремнистых образований; 3—зона монокристаллических кремней; 4—зона обохренных силицифицированных выщелоченных серпентинитов.

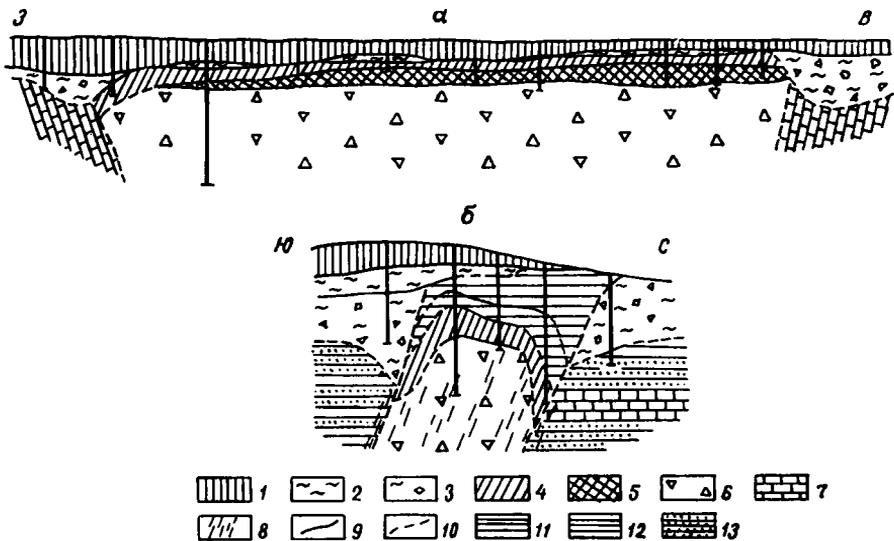


Рис. 1. Схематические профили Белнинского гипербазитового массива: а) — для площадной коры выветривания: 1 — покровные суглинки; 2 — пестроцветные глины; 3 — пестроцветные глины с обломками контактирующих пород; 4 — нонтрониты и нонтронитизированные серпентиниты; 5 — выщелоченные карбонатизированные серпентиниты; 6 — серпентиниты; 7 — известняки; б) — для линейной коры выветривания: 4 — обохренные силицифицированные серпентиниты; 8 — зона трещиноватости; 9 — прослеженные границы; 10 — предполагаемые границы; 11 — охры; 12 — охристо-кремнистые образования; 13 — алевролиты, туфы, глинистые сланцы

Рудные тела, связанные с линейной корой выветривания, в плане представляют собой вытянутые по простираию тектонических зон тела, имеющие неровные ступенчатые границы, пережимы и раздувы. Такое, явно боковое, строение их обусловлено разрывной тектоникой, дифференцированными движениями отдельных блоков и последующей эррозией приподнятых участков. Еще более усложняется конфигурация рудных тел наличием тектонических клиньев вмещающих пород. В разрезе рудные тела имеют форму клина, часто усложненную наличием карманов и апофиз.

Оруденения в рудных телах неравномерны. Рудные интервалы разделяются безрудными породами или бедными рудами. Часто в разрезе устанавливается расщепление рудного тела на несколько полос, кото-

рые в свою очередь могут расщепляться на более мелкие прослойки и содержать в себе линзы пустых пород.

Для смешанной коры выветривания характерно площадное распространение на поверхности и наличие карманов и апофиз, идущих на глубину. Последние приурочены к местам тектонических нарушений, к контактам с вмещающими породами и с дайками. Смешанная кора является комбинацией первых двух вышеописанных типов кор и объединяет в себе как вещественный состав, так и морфологические черты, характерные для них. То же можно сказать и о рудных телах смешанного типа.

О форме рудных тел, связанных с карстовой корой, говорить пока не приходится в связи с отсутствием достаточного материала.

Несколько замечаний о геохимии никеля. Порядковый номер никеля равен 28, атомный вес—58,71, $R_i=0,74$, \AA валентность—2, средний кларк никеля в земной коре равен 0,008%. В ультраосновных породах он поднимается до $2 \cdot 10^{-1}$ (по Виноградову). Близость радиусов Ni^{2+} с ионами Mg^{2+} , Fe^{2+} , Co^{2+} ведет к изоморфизму этих элементов. Но в связи с тем, что никель является халькофильным элементом, а Mg—литофильным, изоморфизм между этими элементами имеет сложный характер.

Количественное соотношение Ni и Co в ультраосновных породах составляет 6:1, а в кислых оно снижается до 2:1 и даже до 1:1.

Содержание Ni и Co в гипербазитах Белининского массива следующее: дуниты серпентинизированные

Ni—0,16—0,30%; Co—0,009—0,010%;

аподунитовые серпентиниты

Ni—0,14—0,47%; Co—0,01—0,015%.

Из данных анализов видно, что источником никеля для образования силикатных месторождений никелевых руд из коры выветривания являются ультраосновные породы (дуниты и перидотиты) и возникшие из них серпентиниты.

В поверхностной зоне (зоне выветривания) Ni совместно с Co и Fe, а также Mg, Ca, Mn, SiO_2 извлекаются из решеток силикатов, переводятся в форму бикарбонатов, растворимую в воде, и в этой форме мигрирует. Осаждение его происходит в благоприятных условиях в форме новых устойчивых в гипергенных условиях минералов; в основном это гидросиликаты, гидроокислы и окислы.

В связи с тем, что растворимость природных соединений увеличивается с увеличением радиусов ионов при одновременном уменьшении валентности их и уменьшении энергии кристаллической решетки, из водных растворов в первую очередь выпадают трехвалентные ионы, а затем двухвалентные ионы, в том числе и Ni. Наряду с этим при осаждении большую роль играют величины pH растворов. В форме гидрата окиси Ni выпадает при $\text{pH} = 6,7$; Fe^{3+} при $\text{pH} = 2,8$; Mg при $\text{pH} \approx 10$. Осаждение происходит в условиях избытка уголекислоты и повышения pH путем гидролиза бикарбонатов и образования гидрата закиси. Например: $\text{Ni}(\text{HCO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{Ni}^{++} + 2\text{HCO}_3^-$; $\text{Ni}^{++} + 2\text{OH}^- + n\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ni}(\text{OH})_2$.

Нельзя не отметить того, что при pH, равном 4, начинается выпадение кремнезема SiO_2 , которое продолжается в зависимости от присутствия в растворе Al_2O_3 , Fe_2O_3 , NiO до pH, равном 6 и выше, при этом создаются благоприятные условия для вхождения никеля на вновь образующиеся водные силикаты.

Значение кислородного потенциала состоит в том, что при наличии свободного кислорода Fe^{++} и Mn^{2+} переводятся в зоны более высокой

Таблица I
Химический состав основных типов руд месторождений, приуроченных к коре выветривания серпентинитов (по А. А. Глазковскому)

Компо- ненты	Типы руд и содержание основных компонентов														
	железистые руды			железисто-кремнистые руды			железисто-магнезиальные руды			магнезиальные руды			глиноземистые руды		
	от	до	сред.	от	до	сред.	от	до	сред.	от	до	сред.	от	до	сред.
SiO ₂	7,21	16,43	12,93	25,27	44,34	31,07	26,90	57,61	40,46	63,32	49,30	37,0	28,90	50,30	
Al ₂ O ₃	3,50	7,60	5,82	3,48	5,50	4,40	2,96	8,60	5,30	4,00	2,55	0,60	8,30	15,20	
Cr ₂ O ₃	1,20	3,16	2,19	0,85	3,31	1,87	1,16	2,25	1,74	0,36	1,27	0,36	-	-	
Fe ₂ O ₃	58,61	73,10	62,80	37,98	53,73	46,80	20,71	35,09	29,62	10,80	16,62	10,80	9,00	35,60	
CaO	0,15	1,06	0,57	0,20	1,39	0,73	0,55	1,64	1,07	0,74	3,70	0,74	0,31	0,31	
MgO	0,52	1,89	1,37	0,70	3,95	2,10	6,40	7,80	7,15	11,34	18,00	11,34	2,07	16,00	
MnO	0,55	3,72	1,72	0,54	1,11	0,89	0,50	0,68	0,67	0,14	0,57	0,14	0,40	0,85	
NiO	0,56	1,45	-	0,77	1,40	-	1,51	2,02	-	1,10	1,34	1,10	1,88	-	
CoO	0,09	0,21	-	0,08	0,18	-	0,07	0,10	-	0,03	0,07	0,03	0,03	-	

валентности и в связи с этим они будут выпадать при более низком pH. Следовательно, в разрезе в верхних частях будут накапливаться ионы с более высокой валентностью (горизонт охр и нонтронитов), в нижних — с низкой валентностью (горизонт нонтронитизированных выщелоченных серпентинитов).

При выделении типов руд была принята классификация А. А. Глазковского (1963) по выделению основных типов руд месторождений, приуроченных к коре выветривания серпентинитов (табл. 1).

По содержанию полезных и шлакообразующих компонентов на месторождении выделяются 5 технологических типов руд: 1 — железистый, 2 — железисто-кремнистый, 3 — железисто-магнезиальный, 4 — магнезиальный и 5 — глиноземистый.

Химическая характеристика выделенных типов руд Белининского месторождения приводится в табл. 2. Эти данные получены в результате обработки групповых проб.

Из 427 анализов были выделены пробы, удовлетворяющие условному бортовому содержанию никеля условного, равного $Ni + 6Co \geq 1,30\%$, которые затем были разбиты по типам руд. На основании табл. 1 и 2 построены графики содержания элементов и их окислов в различных типах руд. (рис. 2а до 2е).

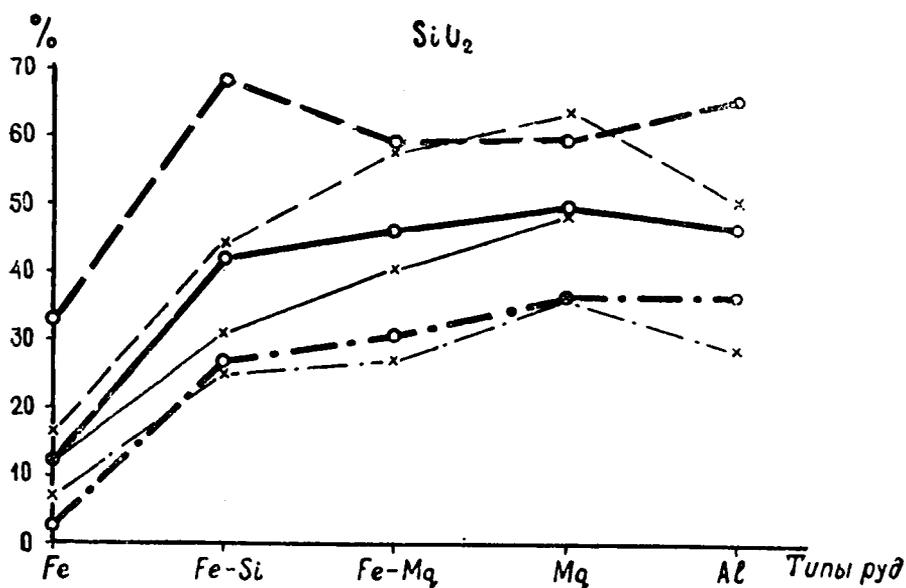


Рис. 2а. Графики содержания окислов в различных типах руд. Содержание SiO_2 в различных типах руд.

Условные обозначения для Белининского месторождения:

- 1 — максимальное содержание окислов,
- 2 — среднее содержание окислов,
- 3 — минимальное содержание окислов, по данным А. А. Глазковского,
- 4 — максимальное содержание окислов,
- 5 — среднее содержание окислов,
- 6 — минимальное содержание окислов.

Из сравнения табл. 1 и 2, а также из графиков видно, что выделенные типы по содержанию основных химических компонентов отвечают предъявленным к ним требованиям.

Промышленное значение на данный момент изученности месторождения могут иметь первые четыре типа руд, что же касается глиноземис-

того типа руд, то он имеет пока в связи с незначительной его распространенностью лишь теоретический интерес.

Железистый тип руд представлен охрами желто-бурого, красно-бурого до черного и зеленовато-бурого цветов полосчатой или пятнистой текстуры, землистой или сажистой структуры. В их состав входят гидроокислы железа, реликты нонтронита, редкие зернышки хромита, сыпь маггемита и кремнезем.

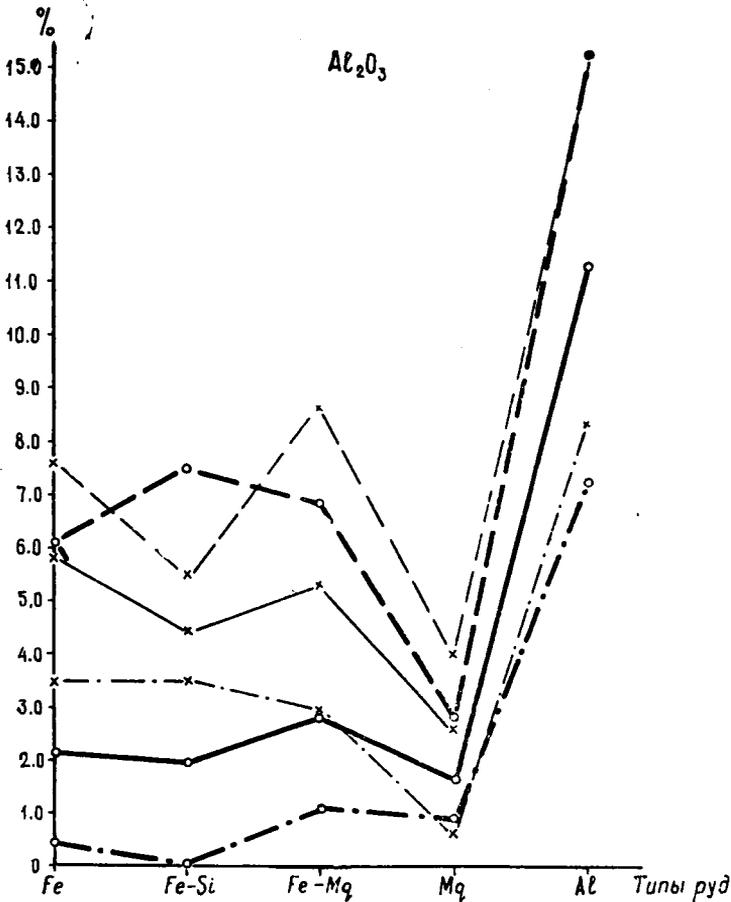


Рис. 26. Содержание Al_2O_3 в различных типах руд. Условные обозначения см. рис. 2а

В отличие от данных А. А. Глазковского руды Белининского месторождения имеют более низкое содержание Al_2O_3 —2,13 (5,82 по Глазковскому), Cr_2O_3 —0,97 (2,19)², CaO —0,18 (0,57), MgO —0,51 (1,37), но более высокое содержание Fe_2O_3 —72,85 (62,80).

К железисто-кремнистому типу руд относятся охристо-кремнистые образования, по минералогическому составу сходные с вышеописанными рудами, но здесь более существенную роль играют окислы кремния.

Химический состав руд Белининского месторождения отличается от данных А. А. Глазковского следующим: повышенным содержанием

²) В скобках даны результаты анализов по А. А. Глазковскому.

SiO_2 —40,20 (31,07), но пониженным содержанием Al_2O_3 —1,94 (4,40); CaO —0,37 (0,73).

Железисто-магнезиальные руды макроскопически представляют собой глинообразную породу от светлого до темно-зеленого цвета с бурым оттенком различной интенсивности и состоят из нонtronита (70—80%), серпентина, окислов и гидроокислов железа и гидроокислов марганца. В рудах встречаются кремнезем и гидросиликаты Ni.

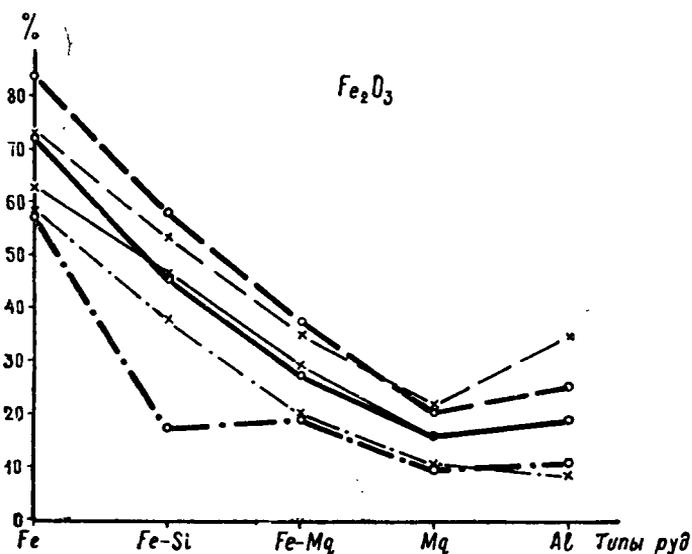
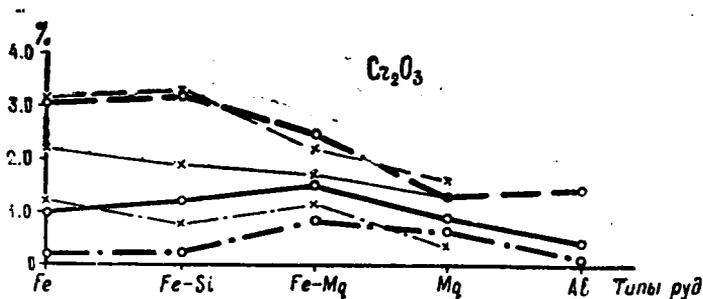


Рис. 2 в. Содержание Cr_2O_3 , Fe_2O_3 в различных типах руд. Условные обозначения те же

В отличие от данных А. А. Глазковского руды Белининского месторождения более бедны Al_2O_3 —2,83 (5,30) и MgO —6,07 (7,15).

Магнезиальные руды макроскопически отличаются от железисто-магнезиальных более светлой зеленоватой окраской и более рыхлым состоянием. Руды представлены главным образом нонtronитизированными серпентинитами. Минеральный состав руд: серпентин, нонtronит, присутствуют маггемит, ферригаллуазит, окислы и гидроокислы Fe и Mn.

По сравнению с данными А. А. Глазковского в описываемых рудах Белнинского месторождения имеется отличие лишь в содержании Al_2O_3 . Среднее содержание его по месторождению равняется 1,62 (по А. А. Глазковскому 2,55).

Глиноземистые руды представлены никельсодержащими порфиритами и образованиями карстовой коры выветривания, состоящими из обломков кварца, порфиритов, в пелитоморфной массе желто-красно-бурого цвета с прожилками, мелкими гнездышками и вкрапленниками непуита.

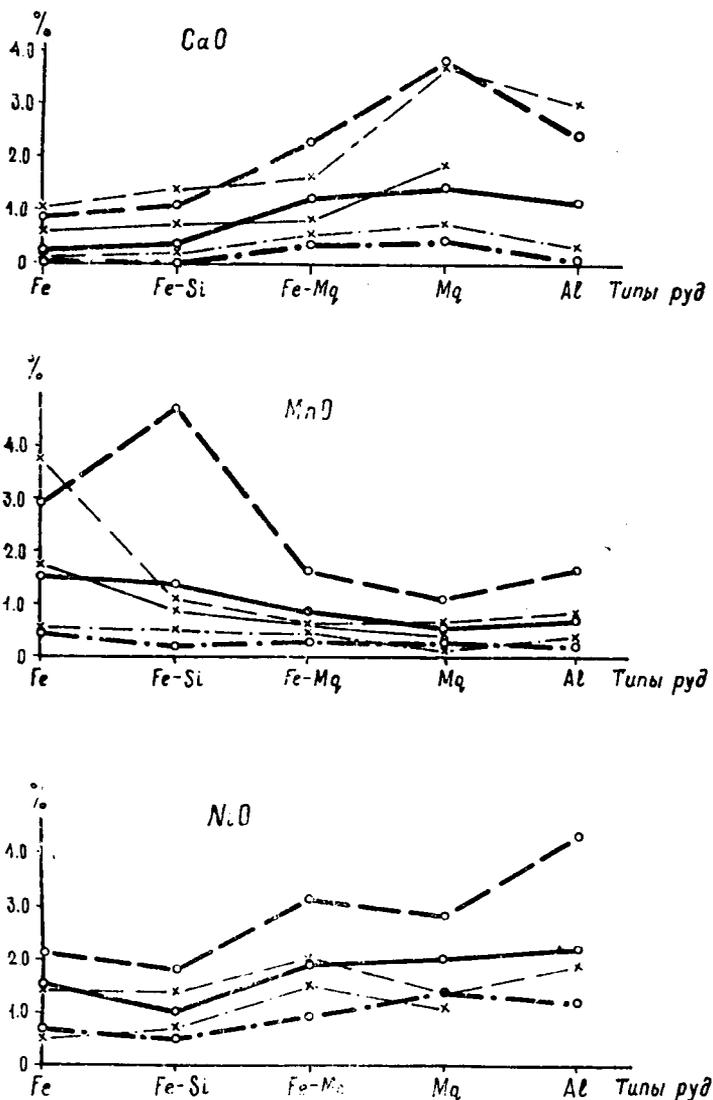


Рис. 2г. Содержание CaO , MnO , NiO в различных типах руд.
Условные обозначения те же

Никельность этих руд обусловлена привнесом полезного компонента за счет инфильтрации сверху или с боков из коры выветривания серпентинитов.

На основании вышесказанного в целях экономии средств и времени, уходящих на полный анализ, можно относить руды к тому или к тому или другому типу и по рядовым пробам, т. е. по содержанию Ni, Co и Fe (в).

К железистому типу руд относятся железистые охры с содержанием Fe (в) $\geq 41,5\%$. Содержания никеля и кобальта здесь колеблются: Ni — от 0,53 до 1,66, Co — от 0,053 до 0,610.

К железисто-кремнистому типу руд относятся кремнистые охры, охристые, кавернозные и монолитные кремни с содержанием Fe (в) $< 41,5$. Содержание никеля и кобальта колеблется: Ni — от 0,39 до 1,40, Co — от 0,024 до 0,402.

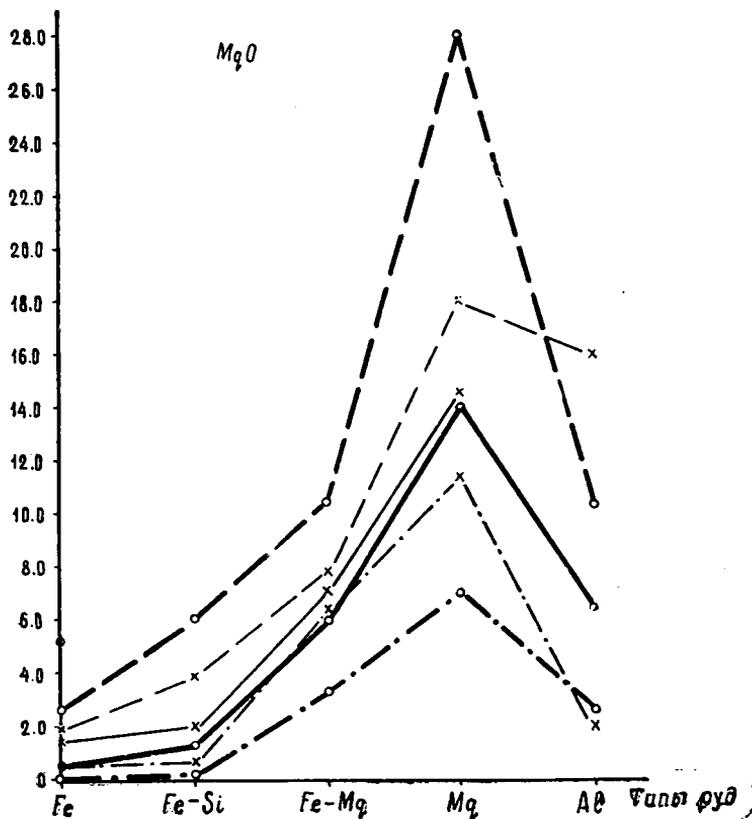


Рис. 2д. Содержание MgO в различных типах руд.
Условные обозначения те же

К железисто-магнезиальному типу руд относятся обохренные нонтрониты, нонтрониты с содержанием Fe (в) $\geq 15\%$ и частично нонтронитизированные и даже глинизированные серпентиниты; содержание Fe (в) в этих породах должно быть не менее 17%.

Такие границы в содержании Fe (в) объясняются различием в содержании MgO в этих рудах. Как правило, среднее содержание MgO в обохренных нонтронитах и нонтронитах равно 7%, тогда как в серпентинитах оно составляет 14%.

Содержания никеля и кобальта в данном типе руд колеблются: Ni — от 0,72 до 2,45, Co — от 0,027 до 0,175.

К магнезиальному типу руд относятся ионтронитизированные, глинизированные и выщелоченные серпентиниты с содержанием Fe (в) $< 17\%$, а также нонтрониты при содержании Fe (в) $< 15\%$.

К глиноземистому типу руд относятся карстовые алевриты, кора выветривания по порфирирам. Содержание компонентов в данном типе таково: Fe (в) — от 9,30 до 20,10, Ni — от 0,95 до 3,40, Co — от 0,004 до 0,192.

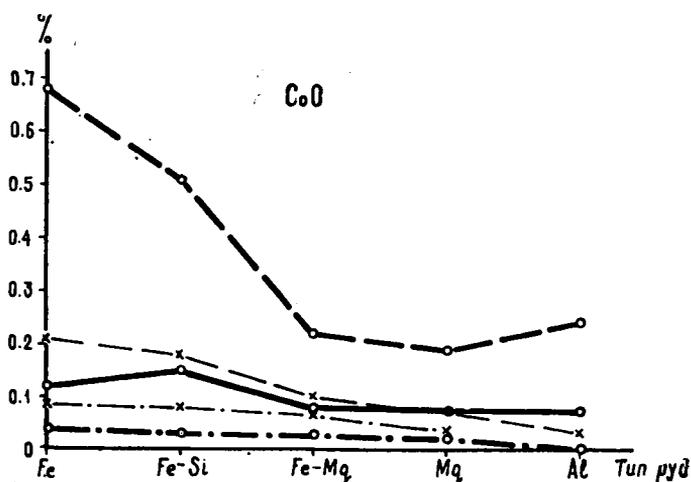


Рис. 2е. Содержание CoO в различных типах руд.
Условные обозначения те же

Нередко в приконтактных частях, в апофизах, при наличии тектонических клиньев образуется сложная по составу кора выветривания, испытывавшая в ходе выветривания влияние соседних пород. Эта кора обычно имеет вид обохренного глинистого материала с реликтами первичных пород — «глинистая охра». Эти охры содержат часто промышленные концентрации полезных компонентов. При отнесении их к тому или иному типу руд здесь необходимо учитывать положение их в разрезе и содержание Fe (в). При этом возможны три случая:

1) «глинистые охры» являются корой выветривания по серпентинитам, тогда при содержании Fe (в) $> 25\%$ их следует относить к железисто-кремнистому типу и лишь в исключительных случаях при содержании Fe (в) $> 41,5\%$ к железистому;

2) при содержании в них Fe (в) $\leq 25\%$ их можно относить к железисто-магнезиальному типу;

3) «глинистые охры», являющиеся корой выветривания по вмещающим породам, следует относить к глиноземистому типу руд.

Технологическим испытаниям подвергались железистые и железисто-кремнистые руды. Проведены они были институтом «Гипроникель». Химический состав отобранных проб по содержанию полезных и шлакообразующих компонентов соответствует среднему составу руд данного типа.

Проведенные лабораторные технологические испытания показали, что руды могут эффективно перерабатываться гидрометаллургическими методами аммиачного выщелачивания (максимальное извлечение Ni = 80,6—90,2%, Co = 47,0—50,4%; теоретически возможное извлечение

Ni=92,3%, Co=54,1%) и автоклавного сернокислотного выщелачивания (извлечение Ni = 94,5%, Co = 79%), а также методом стадийной электроплавки (извлечение Ni в ферроникль составляет 94,5%, Co—83,8%, Fe в стальной полуфабрикат — 68,4%).

О результатах технологических испытаний железисто-магнезиальных и магнезиальных руд автору пока не известно, но по аналогии с аналогичными рудами из уральских и казахстанских месторождений, сходных с Белининскими как по химическому составу, так и по физико-механическим свойствам, они также могут перерабатываться промышленными методами.

Кроме того, Центральной лабораторией ЗСГУ были проведены опыты по обогащению руд, которые показали, что железистые и железисто-кремнистые руды могут хорошо обогащаться обжигмагнитным методом по схеме:

восстановительный обжиг руды,
↓
доизмельчение обожженной руды,
↓
магнитная сепарация.

При этом из руд, содержащих Ni=0,37%, Co=0,17%, Fe (в)=16,2%, получается концентрат, который содержит Ni=1%, Co=0,42%, Fe (в)=53,4%. Извлечение полезных компонентов составило соответственно 78,8; 80,9; 79,9%.

Для более богатых руд из вышеописанной схемы исключается стадия доизмельчения руды.

Полученные результаты позволяют сократить мощность забалансовых руд, увеличить объем рудных залежей и таким образом вовлечь в эксплуатацию более бедные железисто-кремнистые образования и снизить потери богатых руд, которые были бы неизбежны в связи с частым чередованием между богатыми и бедными рудами. Пробный подсчет запасов без бортовых лемитов позволил примерно удвоить запасы.

Те же исследования показали, что при добавлении к железисто-магнезиальным рудам концентратов обогащения железисто-кремнистых руд, повышает их аггломерационные свойства.

Выводы

1. Морфология рудных тел, приуроченных к площадной коре выветривания Белининского гипербазитового массива, сравнительно простая. Они образуют плащеобразные залежи. Рудные тела, связанные с трещинной корой выветривания, вытянуты вдоль тектонических зон, имеют сложные ступенчатые границы и клиновидную форму в разрезе.

2. Оруденение залежей неравномерное. Рудные интервалы нередко разделены бедными рудами или даже безрудными породами.

3. Источником никеля для образования силикатных месторождений никелевых руд являются ультраосновные породы.

4. По содержанию полезных и шлакообразующих компонентов на месторождении выделено 5 типов руд: железистые, железисто-кремнистые, железисто-магнезиальные, магнезиальные и глиноземистые. Последние представляют лишь минералогический интерес.

5. Проведенные работы позволяют произвести определение типа руд по рядовым пробам.

6. Технологические испытания и исследования по обогащению руд дали эффективные результаты. Последнее обстоятельство позволит значительно увеличить запасы руд и облегчит обработку месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

- В. Н. Бесходарнов, Н. С. Коржнев. Новые данные о коре выветривания на ультраосновных породах Алтайского края. Кора выветривания, вып. 5. Изд. АН СССР, М., 1962.
- В. Г. Бетехтин. Минералогия. М., 1956.
- А. А. Глазковский. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 2. М., 1963.
- Д. Г. Григорьев. Основы конституции минералов. Изд. «Недра». М., 1966.
- Требование промышленности к качеству минерального сырья. (Справочник для геологов). Вып. 26, Никель, Госгеолтехиздат, 1961.
-

О ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМИРОВАННЫХ ОЛИВИНАХ ИЗ ГИПЕРБАЗИТОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

А. И. ГОНЧАРЕНКО

В пределах гипербазитового пояса Кузнецкого Алатау нами установлен весьма разнообразный спектр микроструктур дунитов и гарцбургитов, связанных с проявлением различных пластических и механических деформаций оливина.

В массивах, локализованных среди пород докембрийского метаморфического комплекса (массивы гор Северной — Зеленой, Заячий голец и др.), региональным развитием пользуются оливины с облачным погасанием и механическим двойникованием зерен. Среди последних локально распространены полосы пород с катаклазированными и раздробленными индивидами оливина, а также участки гипербазитов гранобластовой и мостовой структуры.

Особый интерес среди изученных гипербазитов представляют оливины с совершенной спайностью, которые являются довольно редкими образованиями и в настоящее время известны лишь в нескольких точках земного шара. Они установлены в дунитах Калифорнии [11] и Японии [12], в кимберлитах Южной Америки [13] и в метеоритах ахондритового ряда [2]. В Советском Союзе такие оливины описаны на Северном Урале [3] и Чукотке [1].

По вопросу о происхождении оливинов с совершенной спайностью существует два противоположных взгляда. Согласно представлениям Y. Kigoda и S. Shimoda [12], оливины с совершенной спайностью являются «своего рода полиморфными разностями обычных оливинов». Точка зрения японских ученых о первичной природе оливинов со спайностью и метаморфическом генезисе обычных оливинов не разделяется другими исследователями [1], которые считают оливины со спайностью типичными тектонитами, возникшими после становления интрузии под действием стрессовых напряжений.

Нами оливины с совершенной спайностью обнаружены в дунитах и гарцбургитах ряда гипербазитовых массивов Кузнецкого Алатау (Бархатный, гор Северной-Зеленой и др.). Наиболее широко оливины со спайностью развиты в дунитах массива гор Северной—Зеленой [4], где они отмечаются в виде обособленных линейно-вытянутых полос среди пород, сложенных оливинами без спайности. В последних отчетливо проявляются признаки деформации, выраженные в катаклазе и механических дислокациях. Ширина полос колеблется от 10—20 до 200 м, в их простирание совпадает с направлением вытянутости массива или составляет с ним угол 30—40°.

В отличие от «вмещающих» свежих дунитов породы, содержащие оливин со спайностью, серпентинизированы. Причем степень серпентини-

зации пород увеличивается от периферии к центру полос, вплоть до образования на их месте мономинеральных антигоритовых серпентинитов. Есть все основания полагать, что формирование линейно-вытянутых тел серпентинитов связано с циркуляцией водных растворов по открытым трещинам в дунитах, сложенных оливинами со спайностью.

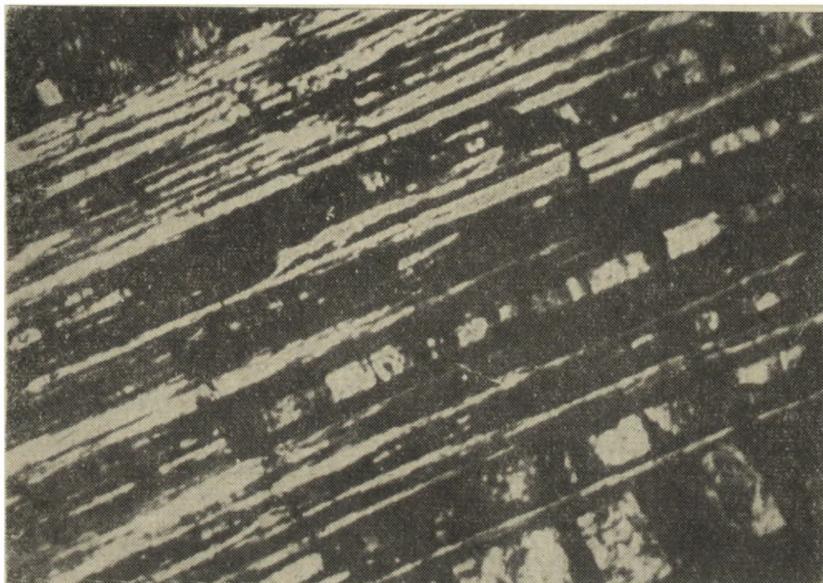


Рис. 1. Оливин с совершенной спайностью по (010). По трещинкам спайности развит антигорит. Николи X, увеличение 140

Спайность в оливине проявляется по двум направлениям — (100) и (001), изредка по (100). Вдоль трещинок спайности постоянно фиксируются тонкие пластинки антигорита (рис. 1). Возникающая при этом серия параллельных пластинок серпентина имеет одинаковую оптическую ориентировку и реагирует на поляризованный свет как монокристалл.

В иной геологической обстановке отмечаются породы, сложенные оливинами с наиболее развитой спайностью по (100) и (010). Эти оливины, в отличие от описанных выше, характеризуются исключительной свежестью и слагают жилообразные тела дунитов мощностью 5—10 м, ориентированные перпендикулярно к направлению вытянутости гипербазитового массива.

По оптическим и химическим свойствам оливины со спайностью ничем не отличаются от оливинов без спайности (табл. 1).

Рентгеновское исследование оливинов из различных структурных разновидностей гипербазитов позволило выявить ряд особенностей проявления на дифрактограмме характерных рефлексов отражения 020, 130, 131, 112. По величине отношения интенсивностей пика 020 к величине других характерных пиков решетки минералов изученные нами оливины объединяются в ряд обособленных групп (табл. 2).

Весьма показательным в приведенной таблице является сопоставление интенсивностей пика 020 для оливинов каждой из выделяемых групп. Согласно данным И. Куроды и С. Шимоды [6], различия в интенсивности отражения 020 обусловлены различиями в структуре оли-

винов, которые могут быть ионно-ковалентным переходом связи Mg — O. Этот вывод согласуется с представлениями В. А. Магницкого [7] о том, что Mg — O связь в структуре оливина может постепенно изменяться от более ионной к более ковалентной с увеличением глубины.

Таблица 1

Компоненты	Содержание в %		Оптические свойства и параметру элементарной ячейки (Å) оливина	
	1	2	1	2
SiO ₂	40,25	39,44		
TiO ₂	0,04	0,04		
Al ₂ O ₃	0,86	0,72		
Cr ₂ O ₃	0,01	0,05	Ng=1,681	Ng=1,686
Fl ₂ O ₃	1,04	1,46	Np=1,647	Np=1,650
FeO	6,04	6,33	Δ=0,034	Δ=0,036
MnO	0,12	0,17	2V=+86°	2V=+88°
MgO	48,71	47,95		
CaO	0,05	0,03	a ₀ =4,752	a ₀ =4,768
ИтО	0,36	0,33	b ₀ =10,146	b ₀ =10,407
Na ₂ O	0,10	0,08	c ₀ =5,980	c ₀ =6,020
K ₂ O	0,02	—		
п.п.п.	2,02	2,94		
Сумма	99,62	99,54		

Примечание. 1 — оливин без спайности; 2 — оливин с совершенной спайностью.

Таблица 2

Номер групп оливинов	Число анализов	Отношения интенсивностей		
		020/130	020/131	020/112
I	4	0,428	0,741	0,825
II	4	0,604	0,345	0,604
III	6	0,929	0,913	0,495
IV а)	4	2,849	3,096	3,193
б)	3	1,642	1,542	1,819
в)	4	0,984	1,275	1,241

Примечание. Съемка производилась на дифрактометре УРС-50 ИМ в рентгеноструктурной лаборатории кафедры минералогии и кристаллографии ТГУ ст. инженером Л. Н. Коллеговым.

Устанавливаемые рентгенографически структурные изменения оливинов из гипербазитов Кузнецкого Алатау связаны с проявлением разнообразных механических и пластических деформаций, которые выявляются при микроскопическом исследовании. Минимальное значение

интенсивности пика 020 устанавливается для катаклазированных и раздробленных оливинов (табл. 2, группа I). Незначительно отличаются по интенсивности 020 от них оливины с облачным погасанием и механическим двойникованием зерен (группа II). Существенное увеличение интенсивности 020 отмечается для оливинов из перекристаллизованных пород, обладающих гранобластовыми и мостовыми микроструктурами (группа III).

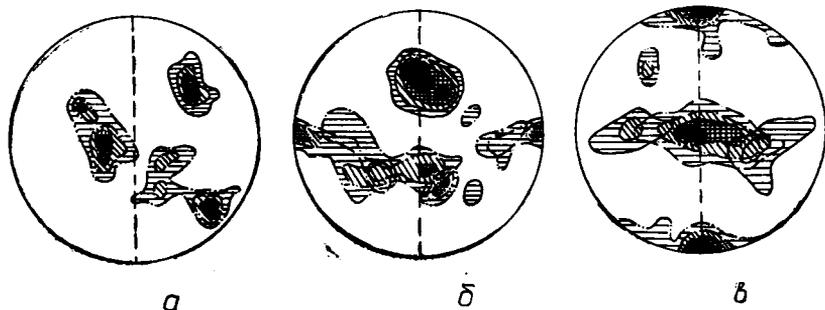


Рис. 2. Микроструктурные диаграммы ориентировки оливина (массив гор Северной-Зеленой): а) оливин без спайности, обр. 5107, 80 замеров; б) оливин с совершенной спайностью, обр. 89, 100 замеров; в) оливин с совершенной спайностью, обр. 90, 100 замеров. Изолинии — 5—7—9—12%. — Ng; — Nm; — Np. Пунктирные линии указывают направление вытянутости массива

Максимальное значение интенсивности 020 характерно для оливинов с резко выраженной спайностью по (100) и (010) (группа IV, а), что подчеркивали и другие исследователи [1, 12]. В оливинах с хорошо развитым кливажом по (001), (010) и (100) отмечается некоторое ослабление интенсивности рефлекса 020 (группа IV, б). Эта тенденция сохраняется также для перекристаллизованного спайного и кливажированного оливина (группа IV, в).

Проведенный нами впервые микроструктурный анализ ориентированных образцов оливина с совершенной спайностью и сравнение его с данными ориентировки «вмещающих» оливинов (рис. 2) показывает, что: 1) оливины с совершенной спайностью относятся к R-тектонитам (рис. 2, б); 2) оливины без спайности имеют ортогональный тип ориентировки по форме кристаллов в плоскости падения гипербазитового массива (рис. 2, а).

Различия в ориентировке оптических индикатрис серпентизированных и свежих разновидностей оливинов со спайностью обусловлены различиями в механизме их деформации после кристаллизации.

Возникновение первого типа ориентировки (рис. 2, б) связано с вращением кристаллов оливина вокруг оси Ng, реализуемым в условиях активных зон, механизм образования которых носил характер растяжения. Силы, создающие вращающий момент вокруг Ng, возникают, согласно теоретическим расчетам, в условиях неоднородно-напряженного состояния [10] и приводят к развитию деформации растяжением вдоль направления наиболее слабых связей в элементарной ячейке (параметр « b_0 »). Вследствие этого происходит увеличение размера « b_0 » (в среднем на 2,5%), что сопровождается возникновением спайности по (010). Связанные с деформацией растяжения стрессовые напряжения скальвания способствуют развитию спайности по направлению (001), вдоль которого в кристаллах оливина осуществляется трансляционное скольжение. Возможность возникновения спайности при дефор-

магии растяжением показана в опытах с металлами [16], в которых при растяжении в 5% отмечалось появление тонких штрихов и следов трансляционного скольжения.

Второй тип ориентировки оливина со спайностью (рис. 2, в) возникает в результате воздействия на породы с оливином без спайности деформации сжатием, которая сопровождалась вращением вокруг N_p . Распределение напряжений при таком механизме деформации оливина соответствует направлениям спайности по (100) и (010), при этом отмечается проявление системы трещинок по (110). Аналогичная схема распределения напряжений установлена для хрупко разрушающихся тел в условиях плоского напряженного состояния, создаваемого совместным действием кручения и сжатия [8].

Приведенные данные позволяют связывать возникновение спайности в оливинах из гипербазитов Кузнецкого Алатау с механизмом пластических деформаций, которые проявились в тектонически активных зонах, создаваемых при подъеме гипербазитовых тел на современный уровень эрозии в твердом состоянии. Гипотеза о вторжении гипербазитов в твердом состоянии развивается рядом исследователей [5, 9, 15].

Пластическое течение оливина, согласно экспериментам [14], при давлении более 5 кбар и температуре ниже 1000° происходит с преимущественным скольжением по [001]. С увеличением температуры до 1000° и уменьшением скорости деформации ведущим направлением скольжения в оливине становится [100].

Результаты экспериментальных данных [14] позволяют достаточно определенно судить о термодинамических условиях возникновения природно деформированных оливинов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Велинский В. В., Пинус Г. В. Оливины с совершенной спайностью в гипербазитах Чукотки. ДАН СССР, т. 185, № 4, 1969.
2. Виноградов А. П., Вдовыкин Г. П. Алмазы в каменных метеоритах. «Геохимия», 1963, № 8.
3. Виноградская Г. М. О генезисе некоторых оливиновых пород. ДАН СССР, т. 87, № 5, 1952.
4. Гончаренко А. И. Гипербазиты северной части Кузнецкого Алатау. Диссертация на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Томск, 1969.
5. Книппер А. Л. Породы мантии на поверхности Земли. Природа, № 7, 1969.
6. И. Курода, С. Шимода. Предварительное изучение ковалентно-ионной модели структуры оливина. В сб.: «Очерки физико-химической петрологии», т. 1, М., «Наука», 1969.
7. Магницкий В. А. О природе переходного слоя в оболочке Земли на глубине 400—900 км. Известия АН СССР, сер. геофизическая, № 6, 1956.
8. Марков А. И., Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. Критерии прочности хрупко разрушающихся тел в условиях кручения-растяжения и кручения-сжатия. ДАН СССР, т. 185, № 4, 1969.
9. Москалева С. В. О тектоническом положении и возрасте гипербазитов Салатимского пояса (Северный Урал). В сб.: «Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1969.
10. Най Дж. Физические свойства кристаллов, «Мир», 1967, стр. 108—111.
11. Hawkes N. E. Olivine from northern California showing perfect cleavages. Amer. Mineral., v. 37, 1946.
12. Kuroda Y., Shimoda S. Olivine with well-developed cleavages. J. Geol. Soc. Jap., v. 73, № 8, 1967.
13. Nixon P. H., Knorring O., Rooke J. M. Kimberlites and associated inclusions of Basutoland. Amer. Mineral., v. 48, 1963.
14. Raleigh C. B. Mechanisms of plastic deformation of olivine. J. Geophys. Res., № 16, 73, 1968.
15. Regan D. M. Emplacement of the Twin Sisters dunite. Washington. Am. Journ. Science, v. 261, № 6, 1963.
16. Wood W. A., Soruttan R. F. Mechanism of primary creep in metals. J. Inst. Metals., Juli, 1950.

СОДЕРЖАНИЕ

И. А. Вылцан. О классификации типов и подтипов элементарных ритмов в терригенных формациях Горного Алтая	3
И. А. Вылцан. Основные черты строения и состава многоэпиклиналиного ряда осадочных формаций палеозоя Горного Алтая	9
Ю. С. Нахабцев. Формации и их место в ряду других геологических тел В. П. Парначев. О строении разреза быскарской серии по левому берегу реки Енисей (Северо-Минусинская впадина)	16
Ю. С. Нахабцев. К классификации локальных положительных структур территории Западно-Вилуйской поперечной краевой системы	24
А. И. Афонин. Палеогеография северной части Горного Алтая во время формирования нижней толщи баратальской серии	29
И. П. Адамчук. К петрохимии Кийского габбро-сиенитового магматического комплекса (Кузнецкий Алатау)	46
В. В. Хахлов. Сравнительное статистическое изучение химического состава континентальных глинистых пород верхнего мела и олигоцена северной окраины Кольвань-Томской складчатой зоны	49
Ю. В. Индукаев, Г. С. Кравцов. Определение показателей преломления минералов по промежуточным показателям, измеренным на плоскостях спайности	60
В. К. Чистяков, И. П. Ивонин. Элементы-примеси в аксессуарном магнетите ультраосновных, основных и щелочных пород некоторых интрузивных комплексов Алтае-Саянской области	73
Л. Н. Коллегов. К использованию геохимических особенностей магнетита с целью формационно-комплексной корреляции интрузий (на примере района Березовского месторождения в Восточном Саяне)	85
В. К. Чистяков. К вопросу об использовании элементов-примесей в магнетите как критерия минералого-геохимической связи месторождений с интрузиями	96
Ю. В. Индукаев. Минералогическая характеристика парагенетической ассоциации магнетита и гастингита в рудах Инского железорудного месторождения в Горном Алтае	106
Г. Б. Князев. Скаполит и пренит Табратского железорудного месторождения	119
Ю. В. Индукаев. Особенности минералогического состава амфиболскаполитмагнетитовых руд Хайлеолского месторождения (Кузнецкий Алатау)	131
Г. Б. Князев. О некоторых особенностях скарнирования изверженных пород основного состава на Табратском магнетитовом месторождении	137
А. И. Летувинкас. Гранаты метаморфических и метасоматических пород Ташелгинского района	146
А. И. Летувинкас. Особенности состава роговых обманок основных метаморфических пород Ташелги (Горная Шория)	153
А. В. Манаева. Никелевые минералы коры выветривания серпентинитов Тягун-Таловского массива (Салаир)	158
А. Д. Стронтелев, Ю. А. Фомин. К вопросу о возможности использования кристаллов сфалерита в качестве типоморфного признака	166
М. Д. Бабанский, А. Д. Стронтелев. О гидротермальном синтезе сфалерита	179
	183

1-117258

Цена 1 руб. 92 коп.

Томский госуниверситет 1878



Печать библиотека 00579292