

**МОРФОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС  
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ  
МИНЕРАЛЬНЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ**

**Алтае-Саянской  
складчатой области  
и Сибирской  
платформы**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

МОРФОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС  
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ  
РАЗМЕЩЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ  
ОБРАЗОВАНИЙ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ  
СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Ответственные редакторы  
д-р геол.-мин. наук Ю.П. Казанский,  
канд. геол.-мин. наук В.Г. Корель



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985



4349

Морфология, генезис и закономерности размещения минеральных образований Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1985.

В сборнике освещаются закономерности размещения, состав, морфологические черты и генетические особенности железо- и золоторудных, полиметаллических, молибденовых и других месторождений; проблемы рудно-магматической зональности; возможный механизм распределения петро- и рудогенных элементов в эндогенных геологических телах различной морфологии. Описываются нефелиновые породы Кузнецкого Алатау, стратифицированные метаморфические толщи рифея Енисейского кряжа, осадочные и вулканогенно-осадочные отложения фанерозоя Сибирской платформы. Сообщается о находках дистен-силлиманит-кварцевых пород в Западном Саяне и шалантина в Наманском проявлении алломинита.

Для геологов, занимающихся изучением и поисками месторождений минерального сырья.

Рецензенты В.И. Синяков, В.И. Будников

Редакционная коллегия:

д-р геол.-мин. наук Н.Н. Амшинский (гл. редактор), канд. геол.-мин. наук А.В. Ван, д-р геол.-мин. наук А.А. Годовиков, д-р геол.-мин. наук Ю.П. Казанский, канд. геол.-мин. наук В.Г. Корель (зам. гл. редактора), канд. геол.-мин. наук И.В. Мариич, канд. геол.-мин. наук Н.В. Перфильева (отв. секретарь), д-р геол.-мин. наук Н.А. Росляков (зам. гл. редактора), канд. геол.-мин. наук В.И. Сотников, д-р геол.-мин. наук Ю.Г. Шербаков

М  $\frac{1904010000 - 752}{042(02) - 85}$  145-85-I

© Издательство "Наука", 1985 г.

А.Н. Кононов

## БЕЛОРЕЦКО-ХОЛЗУНСКАЯ ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПОЛОСА АЛТАЯ

До недавнего времени перспективы железоруднения на Алтае оценивались весьма низко /Васильев, 1934; Усов, 1934/. Позднее, однако, был обнаружен ряд месторождений, что дало основания для более оптимистической оценки /Железорудные..., 1959/. В настоящее время наиболее крупные в районе железорудные месторождения (Белорецкое, Инское, Тимофеевское, Коргонское, Коксинское, Холзунское) известны на западе Горного Алтая. Они образуют дугообразную Белорецко-Холзунскую железорудную полосу, обращенную выпуклостью на северо-восток (см. рисунок).

Расшифровка тектонического положения и геологического строения железорудных месторождений Белорецко-Холзунской полосы, установление особенностей формы и состава рудных тел позволяют оценить перспективы не только данного района, но и сопредельных территорий, а также сделать некоторые выводы об их генезисе.

В тектоническом отношении Белорецко-Холзунская полоса расположена в краевой части Чарышко-Теректинской /Кузнецов, 1963/, или Коргонской /Нехорошев, 1966/, структурно-формационной зоны. Она находится вблизи региональных разломов и зон смятия - Чарышского разлома (Инское и Тимофеевское месторождения), Северо-Восточной зоны смятия (Белорецкое месторождение) и крупных дизъюнктивных нарушений, сопряженных с региональными разломами (Коргонское, Коксинское и Холзунское месторождения).

Месторождения и рудопроявления железа сосредоточены в верхнем структурном этаже, резко несогласно налегающем на подстилающие образования. Нижний структурный этаж представлен выходящими на дневную поверхность на юго-востоке метаморфизованными сланцами протерозойской теректинской свиты; на востоке, северо-востоке и севере - флишоидами кембро-ордовикской горноалтайской серии; на северо-западе - хемогенно-терригенными отложениями ордовика и силура. В толщах нижнего этажа наблюдается складчатость нескольких порядков, вплоть до микроскладчатости, а также огромное количество разрывных нарушений (до волосовидной трещиноватости).

Верхний структурный этаж сложен в основном среднедевонскими терригенно-вулканогенными толщами. В них заключены практически все месторождения и рудопроявления железа. Резко подчиненное значение имеют осадки раннего и позднего девона. Для этажа характерно присутствие среди линейных складок брахантиклиналей и брахисинклиналей. Дополнительные складки встречаются редко и не выше второго порядка. Разрывные нарушения в нем преимущественно небольшой амплитуды и в значительной мере являются оперяющими для региональных разломов, ограничивающих структурно-формационную зону, а также крупных разрывных нарушений, пронизывающих все структурные этажи.

Породы этажей резко отличаются общим химическим составом и физико-механическими свойствами. Между ними установлены поверхности отслоения.



Схема геологического строения Бело-  
речко-Холзунской железорудной полосы  
Алтая. Составлена по материалам ПГО  
"Запсибгеология" и данным автора.

1 - триасовые монзониты, сиени-  
ты, лейкократовые и щелочные грани-  
ты; 2 - пермские порфировидные грани-  
ты; 3 - магнетитовые (а - Белорец-  
кое, б - Инское, в - Тимофеевское, д -  
Верхнекоргонское, м - Холзунское),  
магнетит-гематитовые (г - Коргонское,  
е - Верхнекедровское, ж - Среднекедровское, и - Коксинское-I, к - Кок-  
синское-II, л - Кульдинское) и родохрозит-магнетит-гематитовые (з - Ноч-  
нококсинское) месторождения и перспективные рудопоявления; 4,5 - позд-  
недевон-раннекарбоновые гранитоиды (4) и диорит-плагιοгранитовые тела  
(5); 6 - живецкие и живец-франские терригенные, реже терригенно-хемо-  
генные и вулканогенно-терригенные отложения; 7 - эйфельские терригенно-  
эффузивные толщи с горизонтами вулканогенно-осадочных железных руд; 8 -  
среднедевонские хемогенно-терригенные толщи с горизонтами вулканитов;  
9 - кембро-ордовикские, ордовикские и силурийские терригенно-хемогенные  
отложения; 10 - протерозойские метаморфические сланцы; 11 - разрывные  
нарушения; 12 - рекомендуемые для оценки магнетитового оруденения  
участки.

Руды и вмещающие породы в одинаковой мере испытали региональный  
метаморфизм фации зеленых сланцев, что нашло отражение в образовании  
гематита (а иногда и магнетита по гематиту), хлорита, серицита и актино-  
лита, а также претерпели различные локальные изменения. Наиболее сущест-  
венные отличия в структуре рудного поля связаны с тем, насколько оно на-  
сыщено телами глубинных пород (табл. 1).

На Коргонском и находящихся рядом Верхнекедровском, Среднекедров-  
ском и Ночнококсинском месторождениях гематитовые руды и вмещающие

породы залегают согласно, иногда на разных крыльях антиклинали (Среднекедровское месторождение). В приконтактных участках даек и штоков порфиритов и порфиров (комагматов среднедевонских вулканитов) по гематиту развивается магнетит. На Холзунском месторождении рудоносный горизонт и гранитоиды Хайдунского и подобных диорит-плагиогранитовых массивов находятся в единой зоне роговиков и ороговикованных пород и залегают согласно с общим направлением простираения и падения вмещающих толщ. Они создают единые складчатые и разрывные структуры. Магнетитовые руды в нем иногда локализованы в дизъюнктивных нарушениях, но в пределах рудоносного горизонта.

Магнетитовые руды, роговики и гранитоиды Хайдунского массива изменены под действием Малотургусунского интрузива гранитов. На Белорецком, Инском и Тимофеевском месторождениях руды, скарны, роговики (мраморы) и диорит-плагиогранитовые тела образуют единую полосу, согласную с общим простираением и падением окружающих толщ. Однако при общем сохранении единства контуров с вмещающими породами рудные тела нередко имеют сложную конфигурацию за счет ответвлений, жил, прожилков и штоков, особенно вблизи интрузивов гранитов.

Для геологического строения Белорецко-Холзунской железорудной полосы характерна приуроченность месторождений к среднедевонской терригенно-вулканогенной толще. Различная насыщенность ее дайками, штоками и плутонами гранитоидов создает отличительные особенности месторождений полосы. Неоднократное проявление глубинного магматизма значительно усложняет строение рудного поля, размер рудных тел и состав руд. Особенно хорошо это видно при сопоставлении Коргонского, Холзунского, Белорецкого (Инского) месторождений (см. табл. 1).

Рудные тела этих месторождений образуют горизонт, приуроченный к середине терригенно-вулканогенной среднедевонской толщи. В наиболее слабо измененных участках Коргонского месторождения видно, что руды располагаются в местах смены потоков (покровов) или грубообломочных туфов и туфолов тонкообломочными с примесью карбонатного материала. От гематитовых рудных тел к магнетитовым уменьшается соотношение длины к ширине как рудоносных горизонтов, так и особенно (более чем в 2 раза) рудных тел, причем пластовая форма их сменяется линзообразной с меньшим отношением длинной оси к короткой (см. табл. 1).

Если на Коргонском месторождении рудоносный горизонт протягивается на 6250 м при мощности 5-50 м, то на Холзунском - на 9000 м при мощности на северо-западе 10-80 м (менее изменен в результате локального метаморфизма) и на юго-востоке 320-350 м, а на Инском месторождении - на 4700 м при ширине 86-200 м. На Коргонском месторождении рудные тела имеют форму пластов и плоских линз длиной 60-500 м, а основное рудное тело - 3250 м при ширине 1-5 м и реже до 17-19 м; на Холзунском месторождении мощность линз- и пластобразных залежей 15-52 м при протяженности 1400-2600 м; на Белорецком и Инском месторождениях рудные тела в виде плоских линз вытянуты на 180-1400 м при мощности 8-32 м.

От гематитовых к магнетитовым рудам наблюдается усложнение соотношений оруденения с магматическими и метасоматическими породами (см. табл. 1). Это затушевывает положение и особенности строения рудных тел и связи их с окружающими породами. На всех месторождениях руды находятся среди липаритовых, трахиандезитовых и андезитовых лав и туфов с горизонтами песчаников, сланцев и известняков, однако на Коргонском месторождении рудоносный горизонт сложен рудными телами, нерудная часть

Таблица 1

Главные геологические особенности месторождений Белорецко-Холзунской

Месторождение	Структурная позиция	Стратиграфическое положение
1	2	3
Коргонское, Верхнекедровское, Среднекедровское, Ночнококсинское	Руды и вмещающие породы залегают согласно, иногда (Среднекедровское месторождение) на разных крыльях антиклинальной складки. Они метаморфизованы в одинаковой степени, обычны пары: гематит - хлорит (серицит); магнетит - амфибол (биотит)	Рудоносный горизонт приурочен к середине терригенно-вулканогенной среднедевонской толщи. Руды обычно располагаются в местах смены потоков (покровов) грубообломочных туфов тонкообломочными породами с примесью карбонатного материала
Холзунское, Коксинское I, II, III	Рудоносный горизонт залегает согласно с общим направлением простирания и падения вмещающих толщ. Они создают единые складчатые и разрывные структуры. Магнетитовые руды иногда локализованы в дизъюнктивных нарушениях, но в пределах рудоносного горизонта	Руды находятся в середине терригенно-вулканогенной среднедевонской толщи
Белорецкое, Инское, Тимофеевское	Рудоносная полоса располагается согласно с генеральным простиранием и падением вмещающих толщ. При общем сохранении единства контуров с вмещающими породами рудные тела	Руды находятся в среднедевонской терригенно-вулканогенной толще, иногда (часть Белорецкого месторождения) - в карбонатных отложениях

полосы

Соотношение оруденения с магматическими и метасоматическими породами	Форма и размер рудных тел
4	5
Руды находятся среди трахиандезитовых, липаритовых, андезитовых лав и туфов с горизонтами песчаников, сланцев, конгломератов, известняков. Они слоистые, нередко ритмично-слоистые, обычно четко ограничены от кровли и подошвы, но постепенно переходят по простиранию и падению в гематитсодержащие глинисто-кремнисто-песчаные или песчано-(конгломерато-)глинисто-кремнистые породы, иногда преобразованные в хлоритовые и серицитовые сланцы. Руды и вулканиты прорваны дайками и штоками порфиров и порфиритов - коагматов среднедевонских эффузивов	Пласты и плоские линзы (соотношение осей 1:75 - 1:145) мощностью 1-5 м, реже 17-19 м, протягиваются на 60-500 м и редко на Коргонском месторождении на 3200 м. Около контактов даек и штоков с гематитовой рудой по гематиту развивается магнетит и присутствуют прожилки магнетита. Рудоносный горизонт Коргонского месторождения прослежен на 6250 м
Рудоносный горизонт и гранитоиды Хайдунского и подобных диорит-плагиогранитовых массивов находятся в единой зоне роговиков и ороговикованных пород, представленных туфогенными карбонатсодержащими алевролитами, сланцами и песчаниками между горизонтами вулканитов липаритового и трахиандезитового состава. Руды иногда слоистые, с реликтами ритмичной слоистости, по простиранию и падению переходят в оруденелые роговики, обогащенные серицитом, хлоритом, актинолитом, биотитом и роговой обманкой. Они изменены под действием интрузивов гранитов	Линзы и пластообразные залежи (отношение ширины к длине 1:50 - 1:120) имеют мощность 15-52 м при протяженности 2400 - 2600 м. Около интрузива гранитов обычны маломощные жилы и штоки магнетита. Рудоносный горизонт Холзунского месторождения прослежен на 9000 м при мощности на северо-западе 10-80 м, а на юго-востоке (вблизи Таловотургусунского массива гранитов) на 320-350 м
Руды, скарны, роговики, мраморы и диорит-плагиогранитовые тела образуют единую полосу. Выше рудного горизонта залегают роговики, ороговикованные вулканиты кислого и среднего состава с горизонтами песчаников, алевролитов, сланцев и известняков, а ниже - роговики, амфиболовые и пироксеновые метасоматиты и тела диорит-плагио-	Плоские линзы, вытянутые на 180-1100 м при мощности 8-32 м. На месторождении Белорецкое-I рудное тело вытянуто на 1480 м, Белорецкое-II - на

1	2	3
	нередко имеют сложную конфигурацию за счет ответвлений, жил, прожилков и штокверка	

которых и прилегающие вмещающие породы обогащены слюдой или превращены в хлоритовые и серицитовые сланцы; на Холзунском месторождении он представлен рудными телами, массивами диорит-плагиогранитового состава и объединяющими их роговиками и ороговикованными породами, тогда как на Инском месторождении роговиками соединены рудные тела, массивы диорит-плагиогранитового состава и скарны. Руды и сопряженные с ними образования рудоносного горизонта прорваны магматическими телами, причем особенности изменения структуры рудного поля в значительной степени зависят от их количества. Если на Коргонском месторождении около даек и штоков порфириров и порфириров по гематиту развивается магнетит, то на Инском месторождении в эндоконтактной полосе Тегирекского интрузива гранитов произошла перекристаллизация магнетитовых руд с частичным их перерождением.

Установлено закономерное изменение как минерального, так и химического состава руд; особенно отчетливо выявляется оно при сравнении Коргонского, Холзунского и Белорецкого (Инского) месторождений.

Для минерального состава руд примечательна закономерная смена одних минералов другими и количественное увеличение их (табл. 2). Главный рудный минерал в Коргонском месторождении - гематит, в Белорецком - мушкетовит, в Инском - магнетит. Соответственно обратную роль они играют среди второстепенных рудных минералов, наименьшее количество которых вообще установлено на Коргонском месторождении, а наибольшее на Белорецком и Инском.

Среди нерудных минералов главными в гематитовых рудах выступают кварц, полевые шпаты и слюды; в мушкетовитовых - слюды, полевые шпаты, кварц, амфиболы; в магнетитовых - амфиболы, гранаты и пироксены. Второстепенные нерудные минералы довольно многочисленны во всех рудах.

Сопоставление рудообразующих окислов показывает, что количество некоторых из них закономерно увеличивается или уменьшается, а для некоторых остается постоянным; дисперсия уменьшается от гематитовых руд к магнетитовым (табл. 3). Гематитовые руды содержат примерно в 1,5 раза меньше общего железа, нежели магнетитовые. Характерно присутствие среди них разновидностей, богатых марганцем, среди мушкетовитовых - фосфором и бором, среди магнетитовых - серой. В очень небольших и всегда одинаковых концентрациях в рудах находятся титан и ванадий. Руды Коргонского месторождения по сравнению с рудами Белорецкого месторождения содержат меньше кремнезема и глинозема, но больше магнезии и извести.

Приведенные материалы позволяют сделать определенные выводы о происхождении железных руд и дать рекомендации, которые могут облегчить их поиск.

гранитового состава. Руды нередко полосчатые, обычны четкая граница в кровле и подошве и постепенные переходы по простиранию и падению. Интрузивы гранитов рассекают и вызывают перекристаллизацию руд, скарнов, диоритов и плагиогранитов

1100 м при мощности их 25-27 и 17-30 м (отношение ширины к длине 1:67 - 1:48). Рудные горизонты протягиваются на 1400 (Белорецкое месторождение) - 4700 м (Инское месторождение) при ширине 86-200 м

Собранные нами материалы вполне определенно свидетельствуют, что формирование руд происходило в течение длительного времени, причем отложившиеся в результате вулканизма первичные руды неоднократно преобразовывались в результате метаморфизма. О вулканогенно-осадочном происхождении первичных железных руд Коргонского месторождения /Зимин, 1959/ свидетельствуют: залегание руд в середине среднедевонской терригенно-вулканогенной толщи, причем в местах смены потоков (покровов) или грубообломочных туфов тонкообломочными породами с примесью карбонатного материала; участие руд совместно с вмещающими породами в образовании пликвативных и дизъюнктивных структур; слоистый и особенно ритмично-слоистый характер сложения руд с приуроченностью рудного вещества к верхнему наиболее тонкозернистому ингредиенту; постоянные переходы руд во вмещающие породы и присутствие тонкораспыленного рудного вещества в них.

В результате регионального метаморфизма начальной стадии зеленых сланцев и локального метаморфизма в рудоносном горизонте образовались редкие и мелкие зерна магнетита по гематиту с возникновением в нерудной части хлорита и серицита. В узком экзоконтакте даек и штоков, коагматов среднедевонских эффузивов, в рудах по гематиту развивается магнетит.

Рудоносный горизонт Холзунского месторождения находится в середине терригенно-вулканогенной толщи. Северо-западная часть его по особенностям геологического строения подобна Коргонскому месторождению, однако руды здесь существенно магнетитовые при небольшом количестве гематит-магнетитовых /Кассандров, 1974; Кассандров, Иванов, 1979/. В рудах отчетливо видна слоистость, в том числе и ритмичная; наблюдаются постепенные переходы руды во вмещающие породы. В нерудной части магнетитовых скоплений широко распространен актинолит при подчиненной роли хлорита и серицита. В юго-восточной части рудоносного горизонта Холзунского месторождения магнетитовые руды имеют примесь сульфидов. Нерудная часть в них представлена в основном альбитом, актинолитом и апатитом. Изредка встречаются пироксены и гранаты.

О вулканогенно-осадочном происхождении руд Холзунского месторождения можно говорить применительно к источнику первичного рудного вещества, которое было преобразовано в результате метаморфизма, вызванного, однако, не внедрением Хайдунского массива /Калугин А.С., 1959, 1970; Кассандров, 1974; Попов, 1967/ или развитием зоны смятия /Калугин И.А., 1976/, а воздействием потоков глубинных растворов, обусловивших одновременное преобразование в полосе роговиков первичной железорудной залежи в магнетитовые руды и формирование на месте магматического расплава,

Таблица 2

Минеральный состав руд месторождений Белорезко-Холзунской

Месторождение	Рудные минералы	
	главные	второстепенные
Коргонское, Верхнекедровское, Среднекедровское, Ночнококсинское	Гематит	Магнетит, родохрозит, пирит, пирротин, сидерит
Холзунское, Коксинское I, II, III	Магнетит	Гематит, маггемит, пирит, пирротин, борнит, халькопирит, галенит, сфалерит, ильменит
Белорезкое, Инское, Тимофеевское	Магнетит, мушкетовит	Пирит, пирротин, халькопирит, гематит, ильменит, борнит, лодвигит, кубанит, галенит, арсенопирит

Таблица 3

Химический состав руд месторождений Белорезко-Холзунской железорудной

Месторождение	Минеральный тип руды	Fe вал	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>
Коргонское, Верхнекедровское, Среднекедровское, Ночнококсинское	Гематитовый	23,3-44,1	36,6-55,8	3,6-7,3	0,4-0,6
	Магнетит-гематитовый	30,7-49,8	51,8-68,8	4,8-11,6	0,6-0,9
	Родохрозит-магнетит-гематитовый	11,5-48,6	62,2-80,6	2,9-13,7	0,1-0,2
Холзунское, Коксинское I, II, III	Гематит-магнетитовый	-	69,5	5,5	0,3
	Гидросиликат-магнетитовый	21,1-28,8	18,5-20,9	11,0-11,7	0,4-0,5
	Альбит-магнетитовый	30,2-33,5	27,1-29,9	14,1-15,9	0,5-0,6
	Апатит-магнетитовый	31,3-36,8	29,0-35,1	14,3-16,8	0,5-0,6
Белорезкое, Инское, Тимофеевское	Мушкетовитовый	18,5-60,3	14,3-35,3	1,2-22,2	0,1-0,8
	Магнетитовый	22,9-68,3	9,3-63,7	10,8-25,9	0,01-0,5

Примечание. Тире - нет данных.

давшего диорит-плагиогранитовые тела типа Хайдунского /Кононов, 1982/. Под действием Таловотургусунского интрузива гранитов магнетитовые руды испытали перекристаллизацию, но за пределами рудоносной полосы в экзо-

железорудной полосы

Нерудные минералы	
главные	второстепенные
Кварц, полевые шпаты, хлорит, серицит	Железистые карбонаты, слюды, амфиболы, апатит, циркон, турмалин, гранаты, спессартин, берцеллит, барит
Полевые шпаты, кварц, амфиболы, биотит, апатит, хлорит, серицит	Слюды, эпидот, железистые карбонаты, циркон, турмалин, барит, гранаты, пироксены, кальцит, рутил
Амфиболы, гранаты, пироксены, эпидот, кальцит, биотит, кордиерит	Кварц, полевые шпаты, хлорит, турмалин, апатит, рутил, флогопит, серпентин, скаполит, фаялит

полосы, вес. %

V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO
0,01-1	0-0,1	0,1-0,2	0,1	30,7-47,7	3,0-11,5	0,2-0,6	0,3-0,8
0,01-1	0-0,1	0,1-0,2	0,1	23,5-48,5	2,5-4,1	0,1-0,5	0,2-0,4
0,1	0,1-56,4	0,1-0,2	0,01-0,5	7,7-32,4	1,4-6,1	-	0,2-0,4
-	0,1	0,2	0,1	19,6	1,7	6,5	1,3
0,08-0,1	0,2-0,3	0,5-1,0	0,6-1,2	36,6-41,1	7,6-9,4	3,5-5,1	2,9-7,9
0,01-0,1	0,2-0,3	0,5-1,6	0,4-2,1	30,3-34,3	6,5-7,5	4,6-5,1	2,1-5,8
0,1-0,2	0,01-0,2	1,5-5,8	0,4-2,6	12,4-30,7	4,7-7,0	4,2-4,8	5,3-8,9
-	0,1-0,5	0-0,6	0-5,4	12,5-38,8	0,1-7,7	1,4-6,1	8,5-18,6
0,01	0,01-0,1	0,01-0,02	0-0,5	6,8-34,9	0,1-9,6	1,1-7,0	1,2-13,5

контактной зоне его имеются вулканиты с гематитом. Таким образом, контактное воздействие интрузивов на железные руды на Алтае, как и в других регионах /Дымкин, 1974; Мазуров и др., 1974/, незначительное.

Железные руды Белорецкого, Инского и Тимофеевского месторождений, так же как Коргонского и Холзунского, образуют горизонты в среднедевонской терригенно-вулканогенной толще. Они располагаются согласно с генеральным простиранием и падением вмещающих толщ, но имеют довольно сложную конфигурацию за счет ответвлений, жил и прожилков /Вахрушев, 1960; Индукаев, 1970; Попов, 1967/. На них, как и на Холзунском, руды и тела диорит-плагиогранитового состава залегают в полосе роговиков. Однако если на Холзунском месторождении в магнетитовых рудах широко распространен актинолит, то в них это роговая обманка, пироксены и гранаты, а в участках сохранившихся останцов доломитов развиты людовигит и минералы магнезиальных скарнов. С юго-восточной частью Холзунского месторождения Белорецкое и Инское месторождения сближает еще и то, что руды их также метаморфизованы под действием интрузива гранитов. Сходство Белорецкого, Инского и Тимофеевского месторождений с юго-западной частью Холзунского месторождения по геологическому строению, форме и составу рудных тел позволяет полагать, что условия их формирования были одинаковыми. Первичные вулканогенно-осадочные руды под действием на них глубинных растворов преобразовались в магнетитовые, которые затем перекристаллизовались под действием интрузива гранитов.

Выявленные особенности генезиса железоруднения позволяют дать некоторые рекомендации, необходимые для поиска магнетитовых руд. Основные особенности локализации руд состоят в том, что:

первичные вулканогенно-осадочные руды располагаются в зонах крупных разрывных нарушений, являющихся местами интенсивной и длительной эффузивной деятельности. В результате ее формируются сравнительно выдержанные стратиграфические горизонты, в которых наиболее крупные и богатые концентрации железа приурочены к смене лавовых излияний тонкой кластикой с примесью карбонатного материала;

в рудоносных горизонтах магнетитовые руды пространственно сопряжены с телами диорит-плагиогранитового состава и располагаются вместе с ними в полосах роговиков или скарнов;

более поздние интрузивы гранитов метаморфизуют магнетитовые руды и диорит-плагиограниты.

Наиболее благоприятны для поисков магнетитовых руд в Белорецко-Холзунской железорудной полосе участки, где уже найдены обломки магнетита. На некоторых (Коксинские рудопроявления, Коргонское месторождение) участках ПГО "Запсибгеология" уже проводит поисково-оценочные работы, однако многие перспективные объекты еще ждут своей очереди. Заслуживают первоочередной постановки оценочных работ участки в районе Тимофеевского месторождения, в верховьях рек Иня, Коргона и Ночная Коксу. В районе Тимофеевского месторождения в последние годы ПГО "Запсибгеология" проведены поисковые работы, но представляется, что его нужно еще раз переоценить с учетом того, что оно по геологической обстановке подобно Инскому, особенно если учесть, что полоса измененных пород протягивается от собственно Тимофеевского месторождения на северо-запад почти на 5 км и в ней имеются выходы магнетитовых руд.

Определенный интерес представляет и юго-восточное продолжение полосы измененных пород, отходящей от Тимофеевского месторождения, где магнетитовые руды тесно ассоциируют с телами диорит-плагиогранитового состава. В данном случае не должно смущать то, что они нерезко выступают на геофизических планах, поскольку скрытое магнетитовое оруднение (слепые рудные тела) всегда дает сравнительно слабые аномалии (Таштагольское месторождение). Повышение концентрации магнетита в экзо- и эндоконтакте пестрых по составу гранитовых тел и особенно наличие кусков магнетита в

гранитоидах определенно свидетельствуют о невыходящих на поверхность рудных телах (Инское месторождение). В верховьях р. Коргона имеются рудопроявления Верхнекоргонское и Викторов Лог, р. Иня – Кристальное рудопроявление, р. Ночная Коксу – Становое рудопроявление. Коренные выходы магнетитовых руд находятся среди девонских терригенно-вулканогенных отложений, обогащенных гематитом и содержащих диорит-плагиогранитовые тела. Нужно провести поисковые работы в краевых участках Шебнихинского, Коргонского, Сибириновского, Костоменокского, а также безымянных тел диорит-плагиогранитового состава, расположенных в девонских терригенно-вулканогенных толщах, пропыленных гематитом.

Установленные закономерности локализации магнетитовых руд в Белорецко-Холзунской железорудной полосе носят региональный характер и позволяют дать рекомендации для поисков в более широком плане и, в частности, в Коргонской и Уйменско-Лебедской структурно-формационных зонах.

Белорецко-Холзунская железорудная полоса является составной частью Коргонской структурно-формационной зоны и пространственно тяготеет к северо-восточной ее части. На юго-западе Коргонской зоны имеются среднедевонские терригенно-вулканогенные толщи, подобные по геологическому строению, составу пород (в частности, обогащенностью гематитом) и тектоническому положению толщам Белорецко-Холзунской железорудной полосы. В этой полосе уже известны магнетит-гематитовые (Польновское) и магнетитовые (Теремковское) рудопроявления на северо-западе и магнетитовое (Барсучье) рудопроявление на юго-востоке. Между ними в девонской терригенно-вулканогенной толще находятся тела диорит-плагиогранитового состава в полосах измененных пород, представляющих благоприятные участки для преобразования первичных вулканогенно-осадочных скоплений железа в магнетит. Коровихинский интрузив гранитов подобен Тегирекскому, вблизи которого в девонских толщах находятся Белорецкое и Инское месторождения. Он прорывает не только девонские толщи, но и заключенные в них диорит-плагиогранитовые тела и полосы измененных пород. В северо-западном и юго-восточном экзоконтактах его обнаружены обломки магнетита. Эти участки рекомендуются для постановки поисковых работ.

Уйменско-Лебедская структурно-формационная зона по особенностям геолого-тектонического развития аналогична Коргонской зоне /Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966/. В настоящее время в ней не обнаружены ни месторождение железа, ни даже сколько-нибудь значимое рудопроявление. Наиболее благоприятна для поисков западная окраина зоны. По границе Уйменско-Лебедской и Бийско-Катунской структурно-формационных зон проходит региональный разлом, ветви которого заходят и в Уйменско-Лебедскую зону. В них и около них развиты полосы измененных пород, среди которых находятся тела диорит-плагиогранитового состава. В качестве первоочередного объекта рекомендуется проведение поисковых работ в районе горы Аккая, где в девонских терригенно-вулканогенных толщах проходит полоса измененных пород, включающая массив диорит-плагиогранитового состава. Около него уже известны выходы магнетитовых руд. Заслуживают внимания и другие безымянные диорит-плагиогранитовые тела в полосах измененных девонских вулканитов.

Большое количество рудопроявлений магнетита установлено в экзоконтакте Саркокинского диорит-плагиогранитового массива и тяготеющих к нему мелких тел гранитоидов. Вместе с тем вряд ли можно надеяться на обнаружение здесь крупных скоплений магнетита, скорее всего они будут до 50 млн. т, т.е. такие же, какие известны на Синюхинском месторождении.

Восточная окраина Уйменско-Лебедской структурно-формационной зоны представляется менее благоприятной для поисков магнетитовых руд. Вместе

с тем здесь определенный интерес вызывают скопления магнетита в метаморфических сланцах, равно как и наличие титаномагнетитовых руд.

## Литература

- Васильев А.А. Железные руды Западной Сибири. — В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Т. I. Новосибирск: ОГИЗ, 1934, с. 10–56.
- Вахрушев В.А. Минералогия и генезис железных руд Белорецкого месторождения на Алтае. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. 94 с.
- Дымкин А.М. Региональный метаморфизм и железоруденение в Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 122–127.
- Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 602 с.
- Зимин С.С. К вопросу о генезисе железных руд коргонского типа на Алтае. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 38–47.
- Индукеев Ю.В. Генетические особенности Инского железорудного месторождения (Горный Алтай). — В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Новосибирск: изд. НТО горное, 1970, с. 67–71.
- Калугин А.С. О генезисе осадочно-метаморфогенных железорудных месторождений Алтая. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I, кн. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 47–50.
- Калугин А.С. Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. Л.: Недра, 1970. 173 с.
- Калугин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976. 102 с.
- Кассандров Э.Г. Взаимоотношения и условия образования апатит-магнетит-гематитовых руд Коксинско-Холзунской железорудной зоны Алтая. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч.2. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 63–71.
- Кассандров Э.Г., Иванов В.И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая. М.: Недра, 1979. 136 с.
- Кононов А.Н. Геологические критерии одновременности образования гранитоидов и магнетитовых руд в терригенно-вулканогенных толщах Горного Алтая. — В кн.: Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1982, с. 28–32.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 7–68.
- Мазуров М.П., Шарапов В.Н., Лапин С.С. Контактный метаморфизм и ассимиляция железных руд. — В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч.1. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 128–144.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
- Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л.: Недра, 1967. 149 с.

Усов М.А. Железные руды. - В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Т.1. Новосибирск: ОГИЗ, 1934, с. 6-9.

Яковлев Б.Г. К вопросу о генезисе плагиогранитов Инского магнетитового месторождения. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 52-55.

Б.Н. Лузгин

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ  
ПРОДУКТИВНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ  
МАРГАНЦЕВО-ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КОРГОНСКОГО ПРОГИБА

На юго-западе Коргонского прогиба Горного Алтая, в пограничных с Рудным Алтаем структурах выделяется группа железорудных месторождений, вулканогенно-осадочный генезис которых в настоящее время широко признан. Они залегают в мощных вулканогенных толщах эйфеля, где рудные концентрации образуют ряд уровней. Наиболее крупное магнетитовое месторождение района - Холзунское - некоторые исследователи относят к метаморфизованным вулканогенным месторождениям, вмещаемым лептит-порфировой (кератофировой) формацией, а самое крупное гематитовое месторождение - Коргонское - к неметаморфизованным той же исходной формации. Здесь же известен ряд многоярусных марганцево-рудных проявлений, некоторые из них сопоставляются с месторождениями марганца атасуйского типа или отдаленной кремнистой формации второго рода по Н.С. Шатскому.

Поскольку оруденение размещается в различных по петрографическому составу вулканитах, то совершенно очевидно, что рудообразование и железа и марганца связано со всем сложным литологическим комплексом, зафиксированным в формировании единой вулканической формации. В связи с этим ее формационные особенности представляют существенный теоретический и практический интерес.

В породах толщ проявлены региональные метаморфические преобразования зеленосланцевой ступени и отчетливый динамометаморфизм вблизи зоны смятия.

У исследователей нет единого мнения относительно принадлежности вулканогенных толщ эйфеля этого района к определенному формационному типу. Они описываются как образования кварц-кератофировой, риолитокератофировой, порфирокератофировой, метапорфировой и порфировой формаций, что само по себе свидетельствует о спорности их классификационных признаков.

Так, Б.Н. Лапин /1963/ приходит к выводу о невозможности сопоставления девонских вулканогенных пород Горного Алтая со спилитокератофировой формацией, так как здесь отсутствуют типичные спилиты, а преобладают породы риолитодацитового (порфирового) комплекса. В связи с этим он относит кислые вулканогенные породы, развитые по рекам Кумир, Коргон и Ночная Коксу, к порфировой формации (с подчиненными ей гематитовыми и гематитомангнетитовыми метаморфизованными месторождениями эффузивно-осадочного и гидротермального типа). Ю.А. Кузнецов /1964/, напротив, считал среднедевонские вулканические породы западной части Горного Алтая хорошим примером кварц-кератофировой формации, оговаривая, правда, что в

Коргонском и Холзунском хребтах в вулканогенно-осадочной свите эйфеля полностью отсутствуют основные эффузивы. В.Е. Попов, отнеся к спилитам этого района маломощные (0,5-1,0 м) эффузивные слои, отмечал их ничтожный объем, но считал, что "... их наличие указывает на отклонение состава вулканогенных пород к кератофировому ряду и подчеркивает необходимость определения состава рудовмещающей толщи как кварц-кератофирс-вой (а не просто липаритовой) формации" /Попов, 1967, с. 53/.

Уникальность этой вулканической формации как рудоносного комплекса позволила А.С. Калугину настаивать на "... необходимости выделения особой риолитокератофировой существенно туфовой железоносной формации, в отличие от преимущественно спилито- или диабазокератофировых железоносных девонских отложений Рейнских Сланцевых гор или Гарца с месторождениями типа Лан-Дилль, а также докембрийских формаций с железистыми кварцитами типа Верхнего Озера" /Калугин, 1968, с. 62/.

И.В. Лучицкий /1971/ отмечал, что металипаритовые (кварц-кератофировые) формации в некоторых случаях можно рассматривать в качестве заместителей морских спилит-диабазовых формаций. Подчеркивая, что одна из главных отличительных черт этой формации - ее преимущественно морское происхождение, он вынужден был оговориться, что алтайская девонская металипаритовая формация совершенно самостоятельна и на территории Алтая с зеленокаменными спилит-диабазовыми или более сложными по составу формациями непосредственными переходами не связана. На основании того же тезиса о самостоятельном положении обсуждаемой формации В.И. Чернов /1974/ относит указанные вулканогенные толщи со стороны Рудного Алтая к "базальто-липаритовой терригенно-морской контрастного типа" формации. Наконец, В.С. Кузубный /1975/, подчеркивая, что вещественный состав вулканитов девона этого района и соотношения различных по составу пород однозначно указывают на принадлежность их к кварц-кератофировой формации Ю.А. Кузнецова, в то же время отмечает определенную самостоятельность вулканического пояса Белоубинско-Южноалтайской зоны, включающей упоминавшиеся железо-марганцево-рудные районы, в отличие от Рудноалтайской зоны и Северо-Восточной подзоны Иртышской зоны.

Мы специально так подробно остановились на отношении разных исследователей к принадлежности кислых вулканогенных толщ эйфеля юго-запада Горного Алтая к той или иной формации, чтобы показать, что даже несмотря на кажущуюся категоричность выводов, все они вынуждены отметить определенную или совершенную самостоятельность этих образований в отношении их состава, структурной позиции и металлогении. А это свидетельствует о недостаточной изученности данного вопроса.

На наш взгляд, несмотря на некоторые отличительные особенности исследуемых вулканогенных толщ эйфеля, представляется более обоснованным отнести их к группе липаритовых формаций.

Петрографическое изучение слагающих формацию пород свидетельствует об отсутствии здесь спилитов и о подчиненном развитии типичных кератофиров. Преобладают породы липаритового, липаритодацитового, менее дацитового и редко андезитового состава. Рассчитанный средний состав пород близок к липарит-дациту /Кузубный, 1975/. Для большей группы пород характерен трахитоидный уклон, что в целом не свойственно породам кварц-кератофировой формации. В ассоциирующих с вулканитами осадочных слоях, как и в вулканогенных, практически отсутствуют обычные для кварц-кератофировых формаций яшмы.

К петрохимическим особенностям пород формации нужно отнести повышенную щелочность при незначительной, но довольно устойчивой роли поле-

вошпатовой извести. Причем в большом объеме вулканических пород, в частности в Холзунском рудном поле, калий резко преобладает над натрием, в противоположность типичным кератофирам. Повышенную роль калия для рассматриваемых пород различных участков района подчеркивали многие исследователи, однако объясняли ее различными причинами.

Одни видят в этом первичную обогащенность магмы щелочами и, в частности, калием. Так, Е.Н. Горюк /1979/ отмечает, например, что в составе липаритовой формации Юго-Западного Алтая породы с повышенным содержанием калия присущи в основном раннему этапу ее формирования. Э.Г. Кассандров и В.И. Иванов /1979/ описывают в районе Холзунского месторождения в подрудной части разреза породы натриевой и калиевой ветвей, причем вверх по разрезу резко увеличивается роль существенно калиевых пород. Здесь следует лишь дополнить, что аналогичный состав пород наблюдается и в надрудной (по отношению к холзунскому горизонту, вмещающему одноименное месторождение) части разреза. Первичное обогащение пород калиевым полевым шпатом (наряду с гематитом) лежит и в основе доказательств образования рудных порфиров Холзунского месторождения как продуктов кристаллизации рудной магмы /Долгушин, 1979/.

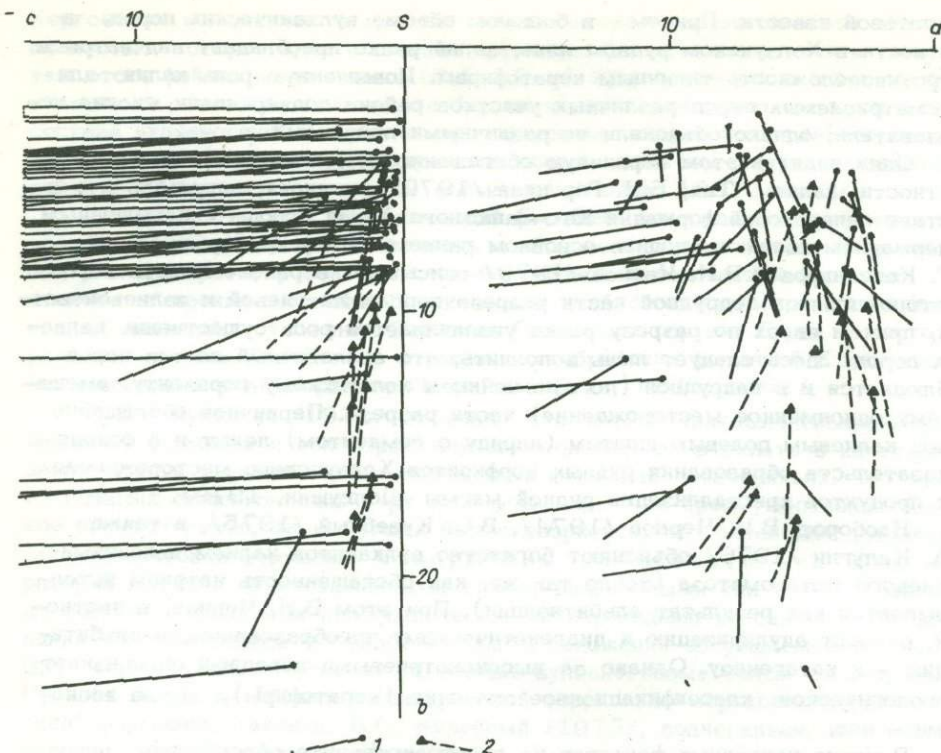
Наоборот, В.И. Чернов /1974/, В.С. Кузбный /1975/, а также И.А. Калугин /1976/ объясняют богатство вулканитов калием явлениями калиевого метасоматоза (точно так же, как обогащенность натрием истолковывается как результат альбитизации). При этом В.И. Чернов, в частности, относит адуляризацию к диагенетическому преобразованию, а альбитизацию — к катагенезу. Однако за высоконатриевыми породами он признает петрологическое классификационное значение (кератофиры), а за калиевыми — нет.

Влияние первичных факторов на пространственное обособление пород различной щелочности, на наш взгляд, вполне определено. Обогащенные калием породы достаточно четко обособлены. Это пачки и серии горизонтов пород различной мощности то с резким преобладанием калия в сумме щелочей, то с примерно равным их соотношением с натрием, реже с преобладанием последнего. Выделяются небольшие интрузивные тела отчетливо калиевого уклона на фоне натриевых вмещающих пород, и наоборот. Так, в рудном поле Холзунского месторождения субсогласная средне (?) — позднедевонская Хайдунская интрузия, прорывающая вмещающие вулканогенные толщи, имеет отчетливо натровый уклон и, находясь в той же структурно-тектонической позиции, не содержит "калишпатизированных" разностей. Наоборот, мелкие гранит-порфировые интрузии, комагматичные калиевым разностям вулканитов, не содержат в своем составе пород с резко выраженным натровым уклоном. Иначе говоря, здесь существуют обособленные и достаточно крупные геологические тела типа Хайдунской интрузии, которые, несмотря на относительную близость формирования к вмещающим вулканогенным толщам, не подверглись ни "региональной альбитизации", ни площадной "калишпатизации".

На вероятно первичный характер калиевого полевого шпата вулканогенных толщ указывают: нахождение в туфах его многочисленных обломков, наряду с обломками плагиоклаза; сохранность даже мельчайших деталей строения "калишпатизированных" пород, включая ликвидационные структуры; наличие слабо индивидуализированных кварц-калишпатовых агрегатов со сферолитами и т.п. Обращает на себя внимание состав калиевых полевых шпатов со степенью упорядоченности от ортоклаза 0,51-0,53 до промежуточного микроклина 0,70-0,80.

Петрохимическая характеристика толщ калиевых липаритов (см. рисунок) четко отличается от регионально развитых в Западном Алтае существ-





Петрохимическая диаграмма вулканогенных пород эйфеля (1) и Хайдунской интрузии (2) Холзунского железорудного поля (по А.Н. Заваришкому).

венно кератофировых образований, отражая в то же время общую для Горного Алтая тенденцию кислых вулканических пород девона к пресыщению глиноземом и крайне низкому содержанию полевошпатовой извести.

Вулканогенная эйфельская толща представлена в районе преимущественно пирокластическими образованиями, причем характерным членом разреза являются игнимбриты с высокой газовой составляющей, о чем свидетельствует зараженность пород флюоритом. Характерна и определенная ритмичность строения толщи.

Значительные мощности рассматриваемых отложений (до 5–6 км), отличные от типичных проявлений липаритовых формаций, можно объяснить их формированием в чрезвычайно мобильной зоне вдоль структур типа глубинных разломов, в нашем случае на стыке каледонид Горного и герцинид Рудного Алтая. Поэтому весьма специфичная геотектоническая особенность района – широкое развитие долгоживущих глубинных разломов при подчиненном проявлении складчатости. Вероятно, возникновение мощных вулканогенных толщ связано с явлениями активизации в консолидировавшейся области каледонид, вызванной тектогенезом соседней герцинской геосинклинали.

Не совсем ясен морфологический характер проявления вулканизма, в частности степени развития вулканов центрального типа. Во всяком случае, в Коксинско–Холзунском рудном районе пока не зафиксировано ни одного достоверного кратера или кальдеры. И это при хорошей обнаженности территории и очень крутом падении толщ, где скрываются в плане разрезы вулканических ассоциаций.

Палеогеографический анализ района показывает, что отложение указанных вулканогенных толщ происходило в континентальных (наличие в отдельных пунктах псилофитовой флоры) и мелководно-морских (присутствие горизонтов известняков с фауной) условиях. Здесь и кроется значительное своеобразие рассматриваемой вулканогенной ассоциации, поскольку спилит-кератофировые формации обычны для подводных морских излияний, а липаритовые — для континентальных.

Однако, как видим, в целом отличия в образовании вулканогенных толщ района от условий формирования липаритовых формаций менее существенны, чем кератофировых, и возможно, что здесь мы имеем дело со своеобразной субщелочной реликтовой формацией, предварительно намеченной Ю.А. Кузнецовым /1964/ и достаточно близко отвечающей трахилипаритовой формации /Горейская, 1979/. Данные свидетельствуют о значительном отличии марганцево-железородных месторождений этого района как от железородных месторождений типа Кируны, так и от марганцево-рудных проявлений атасуйского типа /Формозова, 1968/. Вероятно, вулканогенные отложения Алтайского рудного района можно рассматривать как своеобразную дифференцированную серию пород от кератофиров до высококальциевых липаритов, сформировавшихся из исходной магмы андезитового ряда, в отличие от спилит-кератофировых серий, образованных за счет исходной базальтоидной магмы.

Необходимо дальнейшее тщательное изучение особенностей состава и строения этой чрезвычайно интересной в металлогеническом отношении вулканогенной формации.

## Литература

- Горейская Е.Н. Трахилипаритовая формация. — В кн.: Магматические формации СССР. Т.2. М.: Недра, 1979, с. 113–116.
- Демидова Т.Я. Формация натриевых липаритов. — В кн.: Магматические формации СССР. Т.2. М.: Недра, 1979, с. 83–92.
- Долгушин С.С. Рудные порфиры района Холзунского железородного месторождения как продукты кристаллизации рудной магмы. — В кн.: Рудность вулканоплутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 36–41.
- Калугин А.С. Сравнительная характеристика железородных месторождений Алтая и Швеции. — Геол. и геофиз., 1968, № 8, с. 56–66.
- Калугин И.А. Метаморфизм и метасоматоз железных руд Холзунского месторождения на Алтае. Новосибирск: Наука, 1976. 102 с.
- Кассандров Э.Г., Иванов В.И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая. М.: Недра, 1979. 136 с.
- Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 388 с.
- Лапин Б.Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. — В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 69–152.
- Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М.: Наука, 1971. 384 с.
- Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л.: Недра, 1967. 296 с.
- Формозова Л.Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд

железа. — В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т.2. М.: Наука, 1968, с. 7–153.

Чернов В.И. Вулканическая формация и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.

В.Г. Корель, Н.В. Перфильева

ПОРОДЫ И РУДЫ ПЕТРОПАВЛОВСКО-ТЮХТЯТСКОЙ  
КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ  
(Восточный Саян)

В железорудных районах юга Красноярского края в ареалах развития ниже- и среднепалеозойского вулканизма и вулканоплутонического магматизма распространены кольцевые вулканотектонические и вулканоплутонотектонические структуры, контролирующие размещение главнейших железорудных месторождений. Они подразделяются по своей природе на вулканотектонические депрессии (Кизир-Казырская, Салбинская), кальдеры (Тейская), кальдеры с поднятым центральным блоком и гранитоидным плутоном в нем (Канзыбинская, Кордовская) и структуры, созданные кольцевыми интрузивными комплексами гранитоидов (Арбатская, Петропавловско-Тюхтятская).

Петропавловско-Тюхтятская кольцевая структура установлена нами в 1980 г. по дуговой форме и кольцевому характеру расположения магнитных и гравитационных аномалий, кольцевых интрузивов и другим особенностям геологического строения. Находится она в бассейне р. Казыра выше устья рч. Тюхтята, имеет в плане овальную форму, размер 7х8 км, ориентирована на длинной осью в субширотном направлении. Она представляет собой блок, с юга, юго-запада и юго-востока окруженный несколькими эшелонированными кольцевыми интрузивами, выпуклые контакты которых обращены наружу, т.е. на юг, юго-запад и юго-восток (рис. 1).

В геологическом строении Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры участвуют породы кембро-ордовикской базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой и силуро-девонской (девонской) трахилипарит-гранит-граносиенитовой вулканоплутонических ассоциаций.

Вулканические породы базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации подразделяются на следующие группы: базальтовые порфириты и габбро-диабазы (оливин-пироксеновые, безоливиновые, бескварцевые и кварцсодержащие); андезитовые порфириты с пилотакситовой или микропризматической структурой основной массы; магнетитсодержащие базальтовые и андезитовые порфириты (железистые эффузивы); вулканокластические породы (агломератовые и другие туфы, кластолавы, отвечающие по составу базальтовому и андезитовым порфиритам).

Базальтовые порфириты имеют порфирное и гломеропорфирное строение. Порфирные выделения в них представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, роговой обманкой. Плагиоклаз, образующий кристаллы сечением от 0,2х0,05 до 2,0х1,0 мм, альбитизирован и сосюритизирован, принадлежит андезиту № 40–45, проявляет зональное строение. Оливин (2,5х1,0 – 1,0х0,5 мм и менее) псевдоморфно замещен иддингситом и рудной пылью, клинопироксен (0,5х0,2 – 2,0х0,8 мм), относящийся к авгиту, — уралитом, кварцем и кальцитом. Первичная коричневая роговая обманка обрастает кристаллы клинопироксена, а вторичная бледно-зеленая образует по

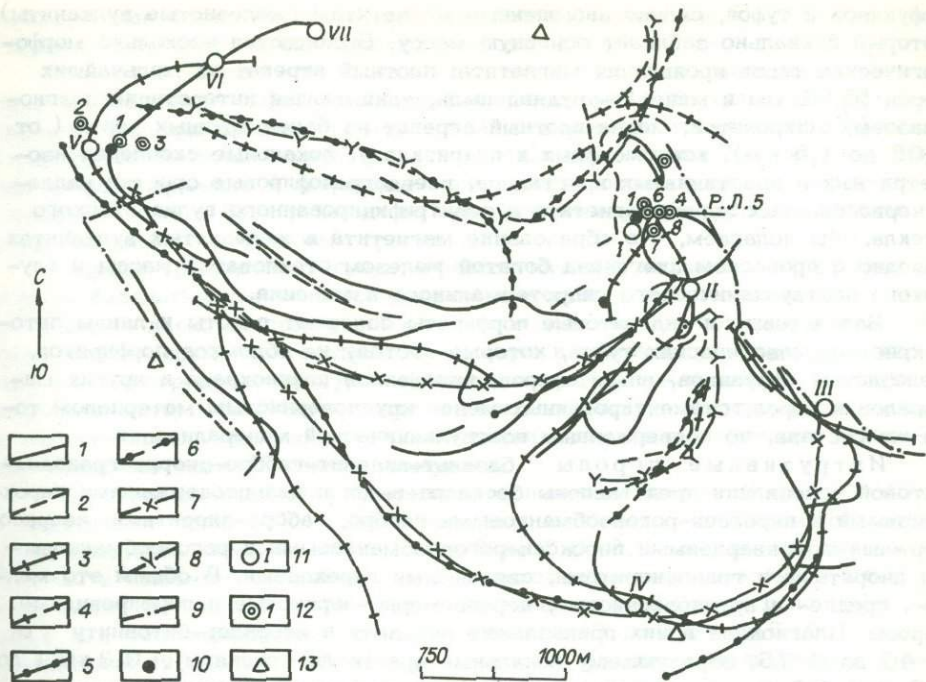


Рис. 1. Схема расположения осей кольцевых интрузивов и геофизических аномалий Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры.

Оси геофизических аномалий: 1, 2 - положительных (1) и отрицательных (2)  $Z_a$ , 3, 4 - положительных (3) и отрицательных (4)  $\Delta T_a$ , 5, 6 - положительных (5) и отрицательных (6)  $\Delta g$ ; оси кольцевых интрузивов: 7 - габбро-диорит-гранодиоритовых, 8 - гранит-граносиенитовых, 9 - разломы; 10 - рудопроявления магнетита; 11 - магнитные аномалии (I - Петропавловская-I, II - Левобережная, III - Петропавловская-II, IV - Южная, Y - Усть-Тюхтятская, VI - Заречная, VII - Придорожная); 12 - скважины и их номера; 13 - точки топопривязки.

пироксену псевдоморфозы. Основная масса офитовая, состоит из микролитов плагиоклаза сечением 0,1x0,02 мм, в промежутках которых располагаются оливин, пироксен, роговая обманка, магнетит. В некоторых разностях базальтовых порфиритов встречаются зерна кварца (0,1-0,2 мм). Вторичные (гидротермальные поствулканические минералы) представлены эпидотом, хлоритом, кальцитом и др.

Андезитовые порфириты пространственно связаны с базальтовыми порфиритами и в отличие от последних содержат фенокристы менее основного плагиоклаза (андезина или андезин-олигоклаза), меньшее количество клинопироксена и большее - роговой обманки, а в основной массе (которая имеет пилотакситовую и микропанидиоморфную структуру) - кварц. Плагиоклаз фенокристов (0,2x0,15 - 5,0x3,0 мм), как и в базальтовых порфиритах, деанортизирован, кое-где замещен эпидотом, поизитом, кальцитом, серицитом; клинопироксен (0,2x0,1 - 1,5x1,0 мм) уралитизирован, а коричневая роговая обманка (0,3x0,2 - 0,8x0,5 мм) опациitized.

Среди базальтовых и андезитовых порфиритов встречаются различия

эффузивов и туфов, сильно насыщенные магнетитом (железистые вулканиты), который буквально забивает основную массу. Выделяются несколько морфологических типов проявления магнетита: плотный агрегат из мельчайших зерен (0,01 мм и менее) – рудная пыль, занимающая интерстиции плагиоклазовых микролитов; менее плотный агрегат из более крупных зерен (от 0,05 до 1,5 мм), ксеноморфных к плагиоклазу; локальные скопления изометричных и пластинчатых кристаллов; псевдогранофировые сростки капли и червеобразных зерен магнетита и девитрифицированного вулканического стекла. Мы полагаем, что образование магнетита в железистых вулканитах связано с процессом диагенеза богатой железом стекловатой массы и глубокого поствулканического гидротермального изменения.

Базальтовые и андезитовые порфириты содержат пласты и линзы лито- и кристаллокластических туфов, которые состоят из обломков порфиритов, железистых эффузивов, альбитофиров, кристаллов плагиоклаза и других минералов и пород, сцементированных менее крупнозернистым материалом того же состава, но подверженным поствулканической минерализации.

Интрузивные породы базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации представлены бескварцевыми и кварцсодержащими пироксеновыми и пироксен-роговообманковыми габбро, габбро-диоритами, кварцсодержащими и кварцевыми пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми диоритами и гранодиоритами, связанными переходами. В общем это мелко-, средне- и крупнозернистые, неравномерно-зернистые и порфировидные породы. Плагиоклаз в них принадлежит андезиту и лабрадор-битовниту от № 40 до № 75, образующему зональные кристаллы сечением от 0,3 x 0,1 до 5,0 x 1,0–1,8 мм, в той или иной степени испытывавшему соскритизацию, эпидотизацию, альбитизацию и другие изменения. Клинопироксен представлен авгитом и авгит-диопсидом (0,2 x 0,1 – 2,0 x 0,8 мм), ксеноморфным к плагиоклазу, иногда зональным или со структурой песочных часов, уралитизированным. Роговая обманка: первичная – коричневая (1,0 x 0,1 – 1,5 x 0,3 мм) и вторичная – бледно-зеленая, замещающая клинопироксен и содержащая его в ядрах своих кристаллов. В бескварцевых разностях габбро встречаются псевдоморфозы серпентина и рудной пыли по оливину. Менее основные разности пород содержат кварц, калинатровый полевой шпат, биотит. Из акцессорных минералов всегда присутствуют магнетит, сфен, апатит и др. Структура пород офитовая, пойкилоофитовая, пан- и гипидиоморфнозернистая. Наблюдается отчетливая тенденция магнетита, сфена и апатита концентрироваться среди вторичной роговой обманки.

Самый значительный кольцевой интрузив Петропавловско-Тюхтятской структуры (назовем его Петропавловско-Тюхтятским интрузивом) сложен габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. В восточной части он прослеживается благодаря своей неровной кровле, образующей несколько выступов. Его породы видны здесь в коренных обнажениях и горных выработках. Вмещающие кембрийские вулканиты ороговикованы, скарированы и содержат прожилково-вкрапленную минерализацию магнетита. Далее на запад интрузив кое-где вскрыт шурфами и долиной р.ч. Ниж. Ильдылдек. На северо-западе он погружается и устанавливается благодаря широкому развитию здесь роговиков, ороговикованных, скарированных и метасоматически измененных вулканитов. По геофизическим данным интрузив отчетливо фиксируется положительными дуговыми аномалиями гравитационной, аэро- и наземной магнитных съемок. Аномалии обращены выпуклостями на юг, юго-восток и юго-запад. В южной части с вогнутой стороны интрузива от него отходит на восток и северо-восток небольшая апофиза, которая фиксируется двумя выступами интрузивных пород и положительными геофизическими аномалиями. На глубоких горизонтах гранито-

идные породы этого интрузива подбуриваются скважинами 5, 6, 7, 8, пройденными на рудопроявлении Петропавловское - I.

Трахилипарит - гранит - граносиенитовая ассоциация включает бескварцевые амфиболовые трахитовые порфиры, бескварцевые сферолитовые и фельзитовидные порфиры, кварцсодержащие трахитовые порфиры, кварц-полевошпатовые порфиры, клинопироксеновые сиениты и сиенит-порфиры, кварцсодержащие и кварцевые клинопироксеновые сиенит-порфиры, клинопироксеновые и беспироксеновые граносиенит-порфиры, сиенит-граниты и порфиroidные мусковитовые граниты.

Породы трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциации прорывают породы базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации; залегают в форме даек, пластообразных тел и штоков; имеют эффузивовидный облик, светло-серую, желтоватую, коричневую и красноватую окраску, афировую или порфировую структуру, афанитовую или тонко- и мелкозернистую основную массу, массивную, эвтакситовую, пятнистую текстуры, связанные с неравномерным распределением как первичных, так и вторичных (гидротермально-метасоматических) минералов.

Порфировые выделения представлены плагиоклазом от № 5 до № 40, калинатровым полевым шпатом, шахматным альбитом и альбитом, образующими кристаллы сечением от 0,1 x 0,05 до 5,0 x 2,0 мм или сферолиты до 0,5 мм в диаметре, состоящие из сросшихся концевыми гранями к центру микролитов щелочного полевого шпата размером от 0,05 x 0,1 до 0,2 x 0,1 мм; диссоциированной роговой обманкой (0,1 x 0,5 - 1,5 x 0,5 мм), замещенной актинолитом, хлоритом, эпидотом, опацитом, кальцитом и другими минералами; клинопироксеном (0,2 x 0,1 - 1,5 x 0,5 мм); кварцем, проявляющимся в форме более или менее изометричных оплавленных и корродированных зерен сечением от 0,05 до 1,5 мм в поперечнике.

Основная масса, степень кристалличности которой определяется чаще всего размерностью кристаллов от 0,01 до 0,1 мм и редко более, - микролитовая, трахитовая, микробостонитовая, сферолитовая, фельзитовидная (микроаллотриоморфная), фельзитовая, микрогранитовая и микрогранулитовая, текстура флюидальная, ленточная. Она содержит (кроме плагиоклаза, калинатрового полевого шпата, роговой обманки, клинопироксена и кварца) эпидот, цоизит, актинолит, хлорит, магнетит, сфен, апатит и другие минералы.

Один из кольцевых гранит-граносиенитовых интрузивов трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциации расположен к северу от Петропавловско-Тюхтятского интрузива, т.е. ближе к центру (ядру) структуры. Его породы встречаются среди делювиальных обломков в правом склоне долины рч. Тюхтята и в керне скважин, пройденных на рудопроявлениях Усть-Тюхтятское и Петропавловское - I. Основная площадь этого интрузива приходится на пойменную террасу Казыра и Тюхтяты, и поэтому интрузив изображается здесь по геофизическим данным (см. рис. 1).

В восточной части Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры между главным телом и апофизой Петропавловско-Тюхтятского интрузива размещается еще одно небольшое интрузивное тело гранит-граносиенитового состава, дугообразной формы. В восточной части его породы видны в многочисленных коренных обнажениях. На остальной территории интрузив устанавливается также на основании анализа геофизических карт. Здесь совмещаются отрицательные гравитационная и магнитные аномалии, зафиксированные наземной и воздушной съемками, оси которых обращены выпуклостями на юго-восток.

Процесс становления трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциации сопровождался интенсивным ошелачиванием кембро-ордовикских базальт-ан-

## Химический состав магматических пород, вес. %

Компо- нент	3	107	24	23	104	62
SiO <sub>2</sub>	45,78	46,25	49,13	50,00	50,43	51,57
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,17	1,36	1,00	0,79	0,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,24	18,10	16,72	16,69	16,14	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,39	3,03	5,60	4,10	1,66	1,18
FeO	6,76	6,91	6,36	5,62	5,81	3,09
MnO	0,18	0,18	0,19	0,15	0,15	0,09
MgO	8,04	7,86	4,99	5,14	5,85	6,05
CaO	8,96	10,66	8,61	8,61	5,61	14,86
Na <sub>2</sub> O	2,43	2,96	3,37	2,36	5,22	3,24
K <sub>2</sub> O	1,39	0,33	0,66	0,84	0,12	0,09
H <sub>2</sub> O	0,19	Не отр.	0,19	0,27	Не определялось	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,14	0,19	0,16	0,14	0,18
П.п.п.	4,46	3,25	2,21	4,50	11,82	1,44
Сумма...	99,02	100,92	99,58	99,44	103,74	99,81

## Петрохимические характеристики по

a	7,9	9,0	8,8	7,1	12,5	7,3
c	4,5	11,5	7,4	8,6	5,3	7,8
b	30,7	35,7	24,1	21,6	20,2	24,7
s	56,8	43,8	59,7	62,7	62,0	60,2
a'	-	-	-	-	-	-
f'	29,0	34,5	48,2	45,7	37,6	16,2
m'	47,1	49,3	36,9	43,6	52,4	41,5
c'	23,8	16,4	14,9	10,6	9,7	42,3
n	72,2	94,0	90,1	81,2	97,9	98,1
ψ	5,7	9,5	20,8	17,9	7,9	3,8
t	1,6	3,0	2,1	1,5	1,1	1,4
Q	3,2	41,9	5,6	2,6	6,3	2,0
a:c	1,7	0,7	1,1	0,8	2,3	0,9

Примечание. Породы базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации: базальтовые порфиры - 3 (правый берег рч. Тухтыя), 62 (скв. 5, гл. 129 м); андезитовые порфиры - 61 (скв. 5, гл. 95,6 м), 72 (скв. 6, гл. 59,5 м); габбро - 24 (левый берег р. Казыра), 107 (скв. 4, гл. 465 м); габбро-диориты - 23 (левый берег р. Казыра), 104 (скв. 4, гл. 386,2 м), 109 (скв. 4, гл. 500 м); кварцсодержащие и кварцевые диориты (ошелоченные) - 25 (левый берег р. Казыра), 71 (скв. 6, гл. 41,6 м); гранодиориты - 32 (скв. 7, гл. 386,0 м), 86 (скв. 6, гл. 286,3 м). Породы трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциации: кварцсодержащие и кварцевые трахитовые порфиры, кератофиры, граносиенит-порфиры - 6 (правый берег рч. Тухтыя), 69 (скв. 2, гл. 182 м), 76 (скв. 3, гл. 160 м), 77

109	61	72	25	71	85	76
53,76	53,82	57,18	58,84	60,13	60,51	62,98
0,83	0,90	0,76	0,97	0,69	0,76	0,68
17,93	17,58	16,13	16,71	19,36	17,48	16,57
1,46	2,15	0,48	2,72	0,73	0,89	0,25
4,12	6,17	3,01	3,04	2,21	2,50	1,58
0,09	0,13	0,08	0,06	0,06	0,10	0,04
5,54	5,14	4,46	3,00	1,81	2,14	1,73
10,66	5,33	9,25	6,49	5,05	4,36	6,91
4,28	5,18	5,76	6,20	5,92	6,30	7,55
0,23	0,13	0,03	0,40	0,09	0,38	0,13
Не определялось			0,17	Не определялось		0,16
0,16	0,23	0,27	0,26	0,18	0,18	0,33
1,45	3,96	2,18	1,26	4,59	5,73	0,99
100,51	100,72	99,77	100,12	100,82	101,82	99,90

А.Н. Заварицкому

9,7	12,0	12,7	14,2	13,8	15,1	16,5
7,3	6,2	4,6	4,1	6,6	4,6	2,7
20,5	17,5	17,5	14,0	6,8	8,0	9,9
62,5	64,3	65,2	67,7	72,8	72,3	70,9
-	-	-	-	10,5	-	-
25,5	45,7	44,2	35,9	47,3	46,1	28,4
45,7	51,5	36,8	27,2	-	11,5	56,1
28,8	2,8	100,0	96,1	98,9	96,2	99,2
97,1	98,8	2,3	16,5	8,4	10,6	1,3
6,0	10,5	1,0	1,3	0,8	0,9	0,8
0,1	1,2	0,4	2,9	10,4	9,8	6,0
1,7	1,6	2,7	3,4	2,0	3,2	6,1
1,3	1,9					

(скв. 3, гл. 305 м), 85 (скв. 6, гл. 283,5 м); граниты (натровые) - 53 (скв. 8, гл. 327,5 м), 55 (скв. 8, гл. 455 м), 56 (скв. 8, гл. 460 м), 70 (скв. 5, гл. 322 м), 106 (скв. 4, гл. 463,5 м), 122 (рч. Ниж. Ильдыл-дек); сферолитовый гранит-порфир - 84 (скв. 6, гл. 277,1 м).

Пробы отобраны: в 1978 г. (№ 69), в 1979 г. (№ 3, 6, 23 - 25), в 1980 г. (№ 76, 77), в 1981 г. (№ 32, 53, 55, 56, 61, 62, 70-72, 84-86, 104-107, 109, 122).

Химические анализы выполнены в лаборатории СНИИГТИМС (1978-1980 гг.) и в Центральной лаборатории ПГО "Запсибгеология" (1981 г.).

Окончание табл.

Компо- нент	86	32	106	77	122	70
SiO <sub>2</sub>	63,99	64,42	66,85	67,09	67,43	67,48
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,61	0,63	0,49	0,51	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,61	19,54	15,60	15,28	15,42	17,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	1,08	1,92	0,38	1,39	0,85
FeO	1,40	1,18	2,28	1,29	1,90	0,81
MnO	0,05	0,03	0,08	0,03	0,05	0,03
MgO	2,02	1,50	1,55	1,53	1,71	1,81
CaO	6,73	4,49	3,93	4,23	3,93	5,05
Na <sub>2</sub> O	5,34	5,10	5,22	8,63	4,00	5,34
K <sub>2</sub> O	0,26	0,18	0,66	0,06	2,56	0,14
H <sub>2</sub> O	Не	определялось		0,11	Не	определялось
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,11	0,16	0,25	0,11	0,23
П.л.п.	1,26	2,46	0,84	0,54	1,08	0,73
Сумма...	99,41	100,70	99,72	99,91	100,09	100,22

Петрохимические характеристики по

a	12,2	11,5	12,3	18,2	12,5	11,8
c	5,2	5,5	4,3	0,7	4,0	5,6
b	8,6	8,5	7,4	8,8	6,6	5,1
s	74,0	74,5	76,0	72,9	76,9	77,5
a'	-	44,2	-	-	-	-
f'	40,0	30,3	34,0	29,3	45,4	31,0
m'	36,0	-	7,3	51,7	43,2	60,8
c'	95,5	97,6	92,3	63,5	11,4	8,2
n	8,0	11,4	22,0	4,7	70,6	98,8
ψ	0,7	0,7	0,7	0,5	18,5	16,2
t	18,4	20,5	23,1	8,1	0,5	0,5
Q	2,3	2,0	2,8	26,0	24,8	25,8
a : c					3,1	2,1

дезит-габбро-диорит-гранодиоритовых пород. Химический состав этих ассоциаций дан в таблице и на треугольной диаграмме (рис. 2).

В Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуре известен ряд положительных магнитных аномалий, наиболее значительные из которых располагаются в такой последовательности (с востока и далее по часовой стрелке): Петропавловская-I, Левобережная, Петропавловская-II, Южная Усть-Тюхтятская, Заречная, Придорожная. Между этими аномалиями имеется ряд менее значительных и менее интенсивных магнитных аномалий.

Рудная природа доказана для двух магнитных аномалий, которые далее будут именоваться рудопроявлениями Петропавловское-I и Усть-Тюхтятское.

55	6	56	84	53	69
68,09	68,89	70,53	73,86	74,98	75,03
0,44	0,40	0,46	0,14	0,11	0,01
15,80	15,23	14,88	13,54	13,03	12,44
1,64	0,46	0,75	0,61	0,27	0,21
2,06	1,14	1,54	1,32	1,62	1,08
0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	-
1,11	1,50	0,91	0,39	0,30	0,81
2,95	2,46	2,80	1,26	1,26	0,99
5,64	9,16	6,12	3,54	3,64	7,55
0,18	0,08	0,08	3,42	3,30	0,09
Не отр.	0,09	Не определялось			0,15
0,09	0,15	0,09	0,02	0,07	0,14
1,11	0,49	1,29	2,38	2,34	1,55
99,55	100,07	99,49	100,52	100,96	100,14

А.Н. Заварицкому

12,5	19,1	13,3	12,2	12,3	15,8
3,5	0,1	3,2	1,4	1,4	0,1
6,5	6,5	3,6	4,9	3,8	2,3
77,5	74,2	79,9	81,5	82,5	81,8
-	-	-	51,3	44,0	-
49,0	20,8	53,8	35,2	44,0	42,8
27,0	36,6	40,7	13,5	11,8	57,2
-	42,6	5,5	-	-	-
97,8	99,3	98,9	60,8	62,3	100,0
20,6	5,9	14,8	10,8	6,7	5,7
0,4	0,4	0,5	0,01	0,01	0,08
26,5	10,2	30,6	37,2	39,0	31,9
3,5	191,0	4,1	8,7	8,7	158,0

На рудопроявлении Петропавловское - I пробурено пять скважин глубиной от 322 до 512 м. Скважины разбурили толщу метасоматически измененных базальтовых и андезитовых порфиритов, содержащих пласты туфов, вулканогенных брекчий, мраморов, скарнов, магнетитовых руд, вошли в интрузив, затем бурение было остановлено.

Интрузив отделен от скарново-рудной залежи зоной фельдшпатизированных (сиенитизированных), гранитизированных и мигматизированных роговиков и ороговикованных вулканитов. В состав интрузива входят мелко- и среднезернистые, неравномерно-зернистые, порфиридные бескварцевые и

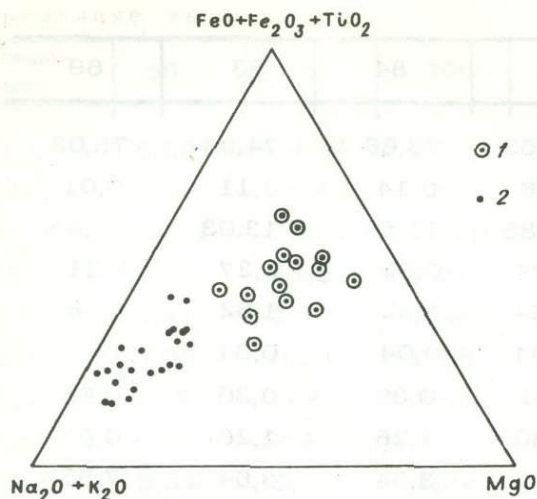


Рис. 2. Треугольная диаграмма химического состава пород Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры.

Породы: 1 - базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой, 2 - трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциаций.

кварцосодержащие габброиды, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, меланократовые амфибол-биотитовые граниты, лейкограниты, сиениты и граносиениты. Облик их чрезвычайно пятнистый, что связано

с наличием в них ксенолитов роговиков и участков их неполного растворения, шпир биотита, роговой обманки, кварца и полевых шпатов, которые, нередко ориентируясь в одном направлении (обычно вдоль контакта), создают эвтакситовую текстуру. Контакт гранитных инъекций с роговиками почти всегда фиксируется зонкой экзо- и эндоконтактных эпидозитов толщиной 3-5 см и более. В интрузиве встречаются маломощные дайки трахитовых порфиров, гранит- и граносиенит-порфиров, аплитов и диабазов.

Метасоматические породы представлены кварцевыми и бескварцевыми клинопироксеновыми и пироксен-гранатовыми альбитовыми и калишпатовыми фельдшпатолитами, пропилитами, околоскарновыми пироксен-полевошпатовыми породами, скарнами (скаполитовыми, пироксеновыми, гранатовыми и полиминеральными), амфиболовыми, эпидотовыми, хлоритовыми и другими метасоматитами, иногда содержащими магнетит. Гидротермальные минералы образуют вкрапления и полиминеральные прожилки, содержащие эпидот, актинолит, хлорит, кварц, кальцит, сульфиды и пересекающие все породы.

Магнетитовые руды образуют четыре пластообразных тела протяженностью от 200 до 700 м, мощностью от 4 до 12 м. Руды по характеру рудных минералов делятся на магнетитовые, магнетит-мушкетовитовые, сульфидно-магнетитовые; по нерудной составной части - на хлорит-, амфибол-, кварц-, кальцит-магнетитовые и скарново-магнетитовые (т.е. содержащие клинопироксен, гранат, эпидот); по структуре - на скрыто- и тонкозернистые (сливные) и отчетливо кристаллически-зернистые (с отдельными кристаллами магнетита до 0,5-0,8 см в поперечнике), пластинчатые; по текстуре - на пятнистые, брекчиевидные, друзовые, прожилковые и вкрапленные. Сливные кварц-хлорит-кальцит-амфибол-магнетитовые руды замещаются кристаллически-зернистыми скарновыми магнетитовыми рудами.

Сульфидные минералы представлены пирротинном, пиритом, халькопиритом. Они встречаются во всех породах, участвующих в строении Петропавловско-Тюхтятской структуры. Однако наибольшее количество сульфидов сосредоточено в рудах, скарнах, эпидозитах, амфиболовых и хлоритовых метасоматитах.

Усть-Тюхтятское рудопроявление приурочено к северо-западному погружению диорит-гранодиоритового и гранит-граносиенитового кольцевых интрузивов, перекрыто мощной толщей современных речных отложений р. Кызыр, разбурено тремя скважинами глубиной от 650 до 1000 м.

В геологическом строении этого рудопроявления участвуют мраморизо-

ванные известняки, вулканические и плутонические породы базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой и трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциаций. Представителями базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации здесь выступают базальтовые, базальт-андезитовые и андезитовые порфириды, вулканокласты, габбро-диабазовые и габбро-диоритовые порфириды, порфиридные микрогаббро, диоритовые порфириды, биотит-рогообманковые, биотитовые гранитоиды, возможно, лейкократовые, грауфировые граниты и аляскиты, а трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциации - трахитовые порфиры, вулканогенные брекчи, туфы, сиенит- и граносиенит-порфиры. В скв. 1 (на глубине 215, 278-287 м) дайки микросиенит-порфиров пересекают трахиандезитовые, трахитовые порфиры и вулканокласты.

В группу метасоматических пород входят калишпатовые и альбитовые фельдшпатолиды, пироксен-плагиоклазовые, пироксен-калишпатовые и пироксен-двуполевошпатовые метасоматиты, эпидозиты, амфиболовые и хлоритовые метасоматиты. Преобладают амфибол-эпидот-хлоритовые метасоматические породы, в то время как скаполит-пироксеновые, пироксен-гранат-эпидотовые скарны представлены плохо.

Магнетитовые руды рассредоточены в мелкие многочисленные тела. Они, как и на рудопроявлении Петропавловское-I, двух типов: сливные и кристаллически-зернистые. Сливные руды имеют хлорит-кальцитовый и кварц-кальцитовый состав, рассланцованы, раздроблены, а их обломки сцементированы кристаллически-зернистыми альбит-амфибол-магнетитовыми рудами, содержащими пироксен, эпидот и другие минералы.

Запасы руд Усть-Тюхтятского рудопроявления по данным геофизических и буровых работ сильно расходятся. Даже после того, как на рудопроявлении пробурено три глубокие скважины, установившие малую перспективность данного объекта, геофизики продолжают настаивать на запасах в 137 - 150 млн. т. При этом рассматривается три варианта. Аномалия вызвана: крупной зоной рассеянных мелких рудных тел; рудными объектами с магнитными свойствами  $J_i = 0,05$  ед. СГС; монолитным рудным телом, не подсеченным пробуренными скважинами.

На всех рудопроявлениях руды залегают в кембрийских базальтовых и андезитовых вулканитах (часто ошелоченных), мраморах, контактируют с сиенит- и граносиенит-порфирами, испытавшими пироксенизацию (Усть-Тюхтятское рудопроявление). Взаимоотношения руд с интрузивными породами базальт-андезит-габбро-диорит-граносиенитовой ассоциации не устанавливаются.

Нет достаточных данных, чтобы достоверно судить о генезисе руд Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры. Они имеют, с одной стороны, пластообразную форму залегания, стратифицированы и не контролируются контактами гранитоидных интрузивов, с другой - ассоциируют со скарнами и по составу и структурно-текстурным признакам подразделяются на два разновозрастных типа: ранние тонкозернистые (сливные) кварц-кальцит-хлорит-амфиболовые и более поздние крупнозернистые скарновые, содержащие иногда щелочной полевой шпат. По-видимому, сливные руды, отвечающие инициальному накоплению рудного вещества, определившему первичный состав и пластовую морфологию рудных тел, являются вулканогенно-гидротермально-осадочными или эффузивно-магматическими, связанными с кембрийской вулканогенной частью базальт-андезит-габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации. Кристаллически-зернистые руды, замещающие руды сливного облика, возникли в связи с силуро-девонской трахилипарит-гранит-граносиенитовой ассоциацией, вызвавшей регенерацию сливных руд с одновременным привнесом железа.

Таким образом, Петропавловско-Тюхтятская кольцевая структура - те-

лескопированная, и в ней пространственно совмещены породы двух этапов магматической деятельности, создавших два разновозрастных типа магнетитовых руд, отличающихся по составу, структурным и текстурным особенностям.

А.Е. Бабушкин

## СУБЩЕЛОЧНЫЕ ТРАППЫ БАССЕЙНА р. МУРА

### И ВОЗМОЖНОСТИ СВЯЗИ С НИМИ МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

(Среднее Приангарье)

В 1971 г. при проведении поисковых работ на магнетитовые руды в среднем течении р. Мура, левого притока Ангары, в пределах магнитной аномалии 26 "Северная", выявленной в 1958 г. сотрудниками Северо-Енисейской геофизической экспедиции, была пройдена колонковая скважина, которой на глубине 324 м под осадочными породами палеозоя (Р-С) и кайнозоя был вскрыт интрузив траппов (рис. 1). По минеральному и химическому составу он отчетливо разделяется на два типа: субщелочные (лейкократовые) и нормальные (меланократовые) породы (табл. 1).

Субщелочные (интервалы 372,2 - 506,4 м) - это серые, зеленовато-серые, участками розоватые мелко- и крупнозернистые, порфиридные породы, в различной степени насыщенные магнетитом и титаномагнетитом. Структура офитовая, долеритовая, микропегматитовая и порфирировая с элементами гранофировой.

Наблюдается закономерное уменьшение плагиоклаза к центральной части интрузива с одновременным возрастанием содержания калинатовых полевых шпатов и кварца, а также увеличение степени вторичных изменений: цеолитизации и кальцитизации. В соответствии с классификацией Л.И. Кравцовой /1970/, по минеральному составу субщелочные породы близки к эссексит-долеритам, габбро-сиенитам и гранофирам. Содержание рудных колеблется от 5,6 до 7% и выше. Наибольшие их концентрации отмечаются в интервалах 381-419, 491-506,4 м в породах типа эссексит-долеритов и габбро-сиенитов. Химический состав интрузивных образований и пересчеты химического состава на числовые характеристики даны в табл. 2.

По векторной диаграмме химического состава (рис. 2) трапповый интрузив образовался из насыщенной магмы, близкой по составу к среднему составу траппа. Вариационная линия дифференциации несколько сдвинута к оси S, что свидетельствует о меньшем содержании анортитового компонента в плагиоклазах и повышенном содержании щелочей (см. рис. 2).

По Л.М. Виленскому /Виленский, Олейников, 1970/, интрузивные породы могут быть отнесены к базитовой субформации слабощелочной серии. Постепенный переход от нормальных долеритов к щелочным с образованием наиболее кислых дифференциатов в центральной части интрузива свидетельствует, по-видимому, о формировании его в условиях внутрикамерной дифференциации субщелочного траппового расплава. Увеличение содержания рудных компонентов в центральной части интрузива в наиболее щелочных породах говорит о тесной связи выделений магнетита с заключительными этапами процесса дифференциации, когда наиболее удаленная от охлаждающей поверхности часть интрузива кристаллизуется в спокойной обстановке в течение продолжительного времени. Повышенное отношение  $Fe_2O_3 / FeO$  по

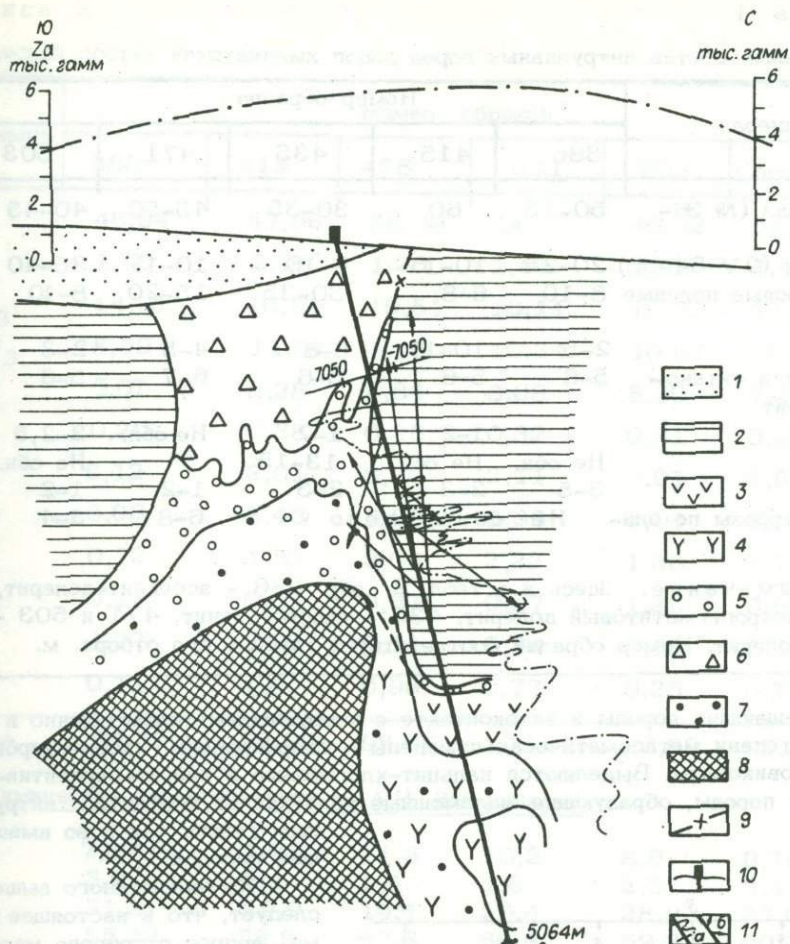


Рис. 1. Схематический геологический разрез через магнитную аномалию 26 "Северная".

1 - песчаные отложения нижней юры; 2 - туфогенно-осадочные образования верхнего палеозоя - нижнего мезозоя; 3, 4 - долериты нормальные (меланократовые) (3), субщелочные (лейкократовые) (4); 5-7 - породы метасоматические (5), интенсивно дробленные и брекчированные (6), наиболее обогащенные магнетитом (7); 8 - предполагаемые магнитные тела; 9 - тектонические нарушения; 10 - скважина; 11 - данные магнитного каротажа (а - МК-Z, б - ВМС).

сравнению с траппами соседних районов, и в частности Тагарского месторождения, объясняется, вероятно, формированием интрузива в условиях высокого парциального давления кислорода, обусловленного повышенным значением кремнекислотности и щелочности расплава /Гоньшакова, 1962 /.

Долериты нормального ряда (меланократовые) вскрыты на контакте с вмещающими породами (интервал 324,0 - 373,2 м). Среди них выделяются микродолериты и зернистые долериты. Первые располагаются непосредственно на контакте с вмещающими породами, вторые вскрываются ниже по разрезу.

Таблица 1

Минеральный состав интрузивных пород

Минерал	Номер образца				
	386	415	435	471	503
Плагиоклаз (№ 36-44)	50-55	60	30-35	45-50	40-45
Пироксен (2V 54-56)	20-25	10-15	8-10	10-15	35-40
Каликатровые полевые шпаты	8-10	6-8	30-35	15-20	8-10
Кварц	2-5	10-15	6-8	4-5	2-3
Магнетит и титаномагнетит	5-6	5-6	5-6	6-7	5-6
Апатит	1	1-2	1-2	Не обн.	2-2,5
Цеолиты	Не обн.	Не обн.	13-15	"	Не обн.
Кальцит	3-5	2-3	2-3	1-2	1-2
Псевдоморфозы по оливину	Не обнаружено			6-8	3-4

Примечание. Здесь и в табл. 2 обр. 386 - эссексит-долерит, 415 - микропегматитовый долерит, 435 - габбро-сиенит, 471 и 503 - эссексит-долерит. Номер образца соответствует глубине его отбора, м.

Вмещающие породы в экзоконтакте с интрузивным телом обычно в различной степени метасоматически изменены - скарнированы, хлоритизированы, ороговикованы. Выделяются кальцит-хлоритовые и хлорит-серпентин-карбонатные породы, образующие маломощные тела как на контакте с интрузивным телом, так и во вмещающих породах.

Из изложенного выше следует, что в настоящее время вопрос о природе магнитной аномалии 26 "Северная" однозначно решен быть не может. Полученные данные свидетельствуют, что трапповые образования, вскрытые в аномалии, представлены породами повышенной щелочности, по химическому составу и петрохи-

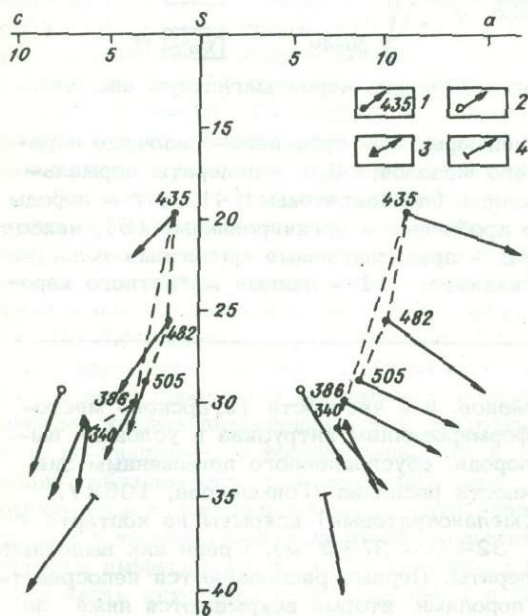


Рис. 2. Векторная диаграмма химического состава интрузивных траппов (по А.Н. Заварицкому).

1-4 - траппы: аномалии 26 "Северная" (указаны глубины взятия проб) (1), средние по Р. Дэли (2), Корпуновского (3) и Тагарского (4) месторождений.

Таблица 2

Химический состав интрузивных пород, вес. %

Компонент	Номер образца					Среднее
	386	415	435	471	503	
SiO <sub>2</sub>	46,94	47,56	58,58	54,56	49,32	51,39
TiO <sub>2</sub>	1,50	2,78	1,20	1,56	2,82	1,97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,33	10,51	10,51	10,11	10,75	11,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,99	11,96	8,13	10,34	10,67	10,02
FeO	5,07	8,28	6,84	8,08	8,20	7,28
MnO	0,20	0,38	0,25	0,32	0,31	0,29
MgO	6,12	2,01	0,80	2,11	2,01	2,61
Na <sub>2</sub> O	3,00	2,43	3,08	3,35	3,08	2,97
K <sub>2</sub> O	0,72	1,55	3,09	2,22	1,33	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,57	0,37	0,67	1,26	0,60
H <sub>2</sub> O	1,27	1,05	0,11	0,34	0,68	0,69
CO <sub>2</sub>	0,11	1,82	0,96	0,77	0,25	0,78
Сумма ...	99,53	99,99	98,66	100,01	99,33	99,26

## Петрохимические характеристики по А.Н. Заварицкому

a	7,67	7,9	11,3	10,2	8,9	9,18
c	5,9	3,4	1,4	1,6	2,9	3,4
b	31,3	29,9	19,7	25,4	28,9	27,04
s	55,22	58,8	67,6	62,8	59,3	60,74
f	41,4	65,3	70,9	65,6	61,2	60,88
m	33,3	11,9	6,9	13,9	12,0	15,6
o	25,3	22,8	22,2	20,5	26,8	23,52
n	87,3	70,3	70,9	69,5	78,2	75,24
Q	10,7	1,6	+1,2	+3,6	2,1	1,9
a:c	1,3	2,3	8,1	6,4	3,1	4,24

мическим характеристикам аналогичными траппам Ангаро-Виллойской суб-провинции и, в частности, долеритам Коршуновского месторождения (Коршунинский подкомплекс), которые, по мнению В.И. Гоньшаковой /1962/, наиболее перспективны в отношении выявления промышленных месторождений магнетитовых руд. Геофизические данные позволяют предполагать, что трапповый интрузив имеет штокообразную или трубообразную форму и приурочен к зоне дробления, сформировавшейся на пересечении двух тектонических нарушений глубинного характера. Зона дробления служила, по всей вероятности, также путем проникновения постмагматических гидротермальных растворов, вызвавших метасоматическое изменение вмещающих пород с образованием, видимо, тел магнетитовых руд, не вскрытых пройденной скважиной.

По данным магнитного каротажа (МК-Z), на глубинах 335, 430 и 480 м отмечаются интенсивные магнитные аномалии, вызванные, должно быть, боковыми рудными телами, так как долериты с магнитной восприимчивостью 0,02-0,03 ед. СГС не могут дать такие аномальные значения. Расчеты, проведенные геофизиками, показывают, что глубина до верхней кромки магнитного возмущающего объекта составляет 290 м. По вектору магнитной составляющей (ВМС) и МК-Z можно предположить наличие основных рудных тел юго-западнее, в районе эпицентра аномалии. Нижняя граница магнитных масс уходит на глубину свыше 480 м.

## Литература

- Виленский А.М., Олейников Б.В. Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы. - В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 5-25.
- Гоньшакова В.И. Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы. - В кн.: Петрология Восточной Сибири. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 18-30.
- Кравцова Л.И. Номенклатура и классификация интрузивных траппов Сибирской платформы. - В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1970, с. 25-34.

В. А. Булынный

### О КЛАССИФИКАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ, СЛОЖЕННЫХ КВАРЦЕВЫМИ ЖИЛАМИ И СУЛЬФИДНЫМИ ТЕЛАМИ

На некоторых золоторудных месторождениях Западной Сибири оруденение проявляется в виде кварцевых жил и сульфидных тел, тесно связанных между собой и сложенных преимущественно одними и теми же минеральными ассоциациями. Наличие разных типов рудных тел, сформированных в различных структурных и литологических условиях и часто отличающихся по масштабу проявления золотого оруденения, обусловило возникновение противоречивых мнений о генезисе таких месторождений и их формационной принадлежности.

Показательно в этом отношении Ольховское месторождение. В.А. Обручев рассматривал его как контактово-метасоматическое. К этому же типу отнесли сульфидное оруденение Ольховского и некоторых других подобных ему месторождений А.Я. Булынный /1948/ и Н.И. Бородаевский /1960/, выделившие соответственно пирротин-медную и золотоскарновую формации. В последующие годы многие исследователи стали включать эти месторождения в группу гидротермальных и относить к формациям: золотоскарбонат-сульфидной /Тимофеевский, 1971/; золотосульфидной в карбонатных породах /Ивенсен, Левин, 1975; Шербаков, 1977/. Н.В. Петровская

/1973/ золоторудные месторождения с широко развитыми сульфидными телами (Лебединое, Ольховское и др.) рассматривает в качестве особого фациального типа умеренно сульфидной золото кварцевой формации.

Решение вопроса о классификации этой группы месторождений может быть, вероятно, осуществлено путем анализа особенностей размещения и соотношения кварцевых жил и сульфидных тел на золоторудных месторождениях, пространственно и генетически связанных с нижнепалеозойской орогенной формацией гранитоидных батолитов пестрого состава. Месторождения располагаются в ядерной, эндо- и экзоконтактных зонах гранитоидных плутонов и нередко пространственно тяготеют к их ответвлениям-штокам и штокообразным выступам. Им свойственны значительные площади распространения оруденения, большое количество рудных тел и узловой характер их пространственной группировки.

Оруденение локализуется в интрузивных породах и во вмещающих их вулканогенно-осадочных и карбонатных отложениях. В силикатных породах образуются кварцевые жилы и прожилки, а в карбонатных отложениях и на их контактах с силикатными породами — тела сплошных и прожилково-вкрапленных сульфидных руд. Скарны на всех месторождениях распространены ограниченно и, как правило, безрудные. Небольшое тело золотоносных гранат-пироксеновых скарнов с наложенной гематитовой и сульфидной минерализацией было установлено автором на одном из горизонтов месторождения Медвежье /Булытников В.А., 1974/.

Приведем краткую обобщающую характеристику золотоносных кварцевых жил и сульфидных тел.

Кварцевые жилы образуются преимущественно путем заполнения рудоносными растворами открытых трещинных полостей. Жилы обычно прямые, местами слегка изогнутые. Зальбанды их четкие, нередко тектонические со следами движения и глиной трения. Мощности жил достаточно выдержанные, с наличием разных по величине пережимов и раздувов. Стволовые кварцевые жилы локализируются в достаточно мощных зонах смятия пород. Они состоят из относительно небольших кварцево-жильных тел, расположенных кулисообразно и сопровождающихся многочисленными апофизами и субпараллельными прожилками. Иногда кварцевые жилы и прожилки образуют небольшие штокверки и линейные кварцево-жильные зоны.

Жилы сложены кварцем нескольких генераций и содержат примесь кальшита, реже анкерита и сидерита. На некоторых месторождениях в кварцевых жилах присутствует вкрапленность полевого шпата и турмалина. Характерно и наличие в отдельных жилах ксенолитов вмещающих пород, сильно измененных и местами замещенных сульфидами. Из рудных минералов преобладает пирит, иногда пирротин. В меньшем количестве присутствуют арсенипирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Блеклая руда, борнит, магнетит, молибденит, сульфосоли висмута и серебра встречаются в виде редкой тонкой примеси.

Количество сульфидов в кварцевых жилах изменяется в больших пределах и в среднем составляет 10–15, редко 20% от объема кварца. В плоскости жил сульфиды распределены неравномерно. Наряду со значительными по площади участками жил, практически лишенными примеси сульфидов, имеются отдельные рудные столбы, количество сульфидов в которых достигает 60–80%. В таких рудных столбах, как правило, повышена золотоносность.

Сульфидные тела образуются на контактах карбонатных пород с интрузивными образованиями и вулканогенно-осадочными отложениями или среди карбонатных пород в удалении от их контактов с гранитоидным

плутоном до 300–450 м. Они располагаются в разрывных нарушениях и, подобно кварцевым жилам, образовались путем выполнения рудоносными растворами открытых полостей и тектонически ослабленных зон. Однако в этом случае весьма важную роль играли процессы метасоматического замещения карбонатных пород, способствовавшие массовому отложению сульфидов и вызвавшие многократное увеличение мощностей рудных тел и усложнение их формы и строения.

Преобладают небольшие сульфидные тела неправильной гнездо-, жило-, линзо- и трубообразной формы. Они имеют непостоянную мощность (многочисленные раздувы, пережимы и короткие апофизообразные ответвления). Контакты тел неровные, нечеткие и часто затушеваны узкими зонами рассеянного прожилково-вкрапленного оруденения.

Сульфидные тела сложены в основном пиритом, который на месторождениях Восточного Саяна развит совместно с пирротинном, реже с марказитом или гематитом. Халькопирит, сфалерит, арсенопирит, галенит и многие другие более редкие рудные минералы проявляются в виде вкрапленности и тонких прожилков. Кварц, кальцит, анкерит и сидерит образуют небольшие гнезда и прожилки. Количество жильных минералов составляет 5–10, редко 15–20%. Сульфидные тела иногда содержат много ксенолитов карбонатных пород и, по существу, представляют собой карбонатную брекчию, сцементированную сульфидами.

В разрывных структурах сульфидные тела распространены неравномерно и, подобно рудным столбам кварцевых жил, чаще локализируются в следующих благоприятных структурах: в местах пересечения рудовмещающих разрывных нарушений друг с другом и с безрудными трещинами; в местах ветвления рудовмещающих нарушений и изменения элементов залегания; в местах экранирования сверху рудовмещающих нарушений разрывными структурами и контактами интрузивных пород и вулканогенно-осадочных отложений; в местах перехода кварцевых жил в карбонатные породы.

Рассмотрим особенности строения некоторых месторождений и соотношение на них золотоносных кварцевых жил и сульфидных тел.

Комсомольское месторождение состоит из нескольких рудных участков, расположенных внутри габброидного штока. Детально разведан Комсомольский участок, представляющий единичными достаточно крупными кварцевыми жилами, полого падающими в направлении мощного разлома, проходящего вблизи контакта штока с известняками. Небольшие тела и гнезда сульфидов образуются при пересечении кварцевыми жилами ксенолитов известняков и в местах сочленения некоторых тонких крутопадающих кварцевых апофиз, развитых висячем боку пологих жил, с экранирующим их сверху контактом известняков. В аналогичной структурно-литологической обстановке образуются небольшие золотоносные пирит-пирротинные тела и на малосульфидном месторождении Коммунар /Бульникова А.Я., 1948/.

Старо-Беркульское месторождение включает большое количество кварцевых жил, круто падающих на северо-запад. Они образуют пять ветвящихся кверху пучков, ограниченных по простиранию контактами рудовмещающих порфиритов с известняками и с габброидным штокообразным выступом /Бульникова В.А., Пономарев, 1972/. Сверху пучки жил экранируются зоной смятия, полого падающей на юг и местами рудоносной (жила № 4). На северном фланге месторождения пучки жил эродированы, на южном фланге – “слепые”.

Сульфидные тела располагаются в центральной части месторождения, в местах сочленения с контактом известняков юго-западных флангов крутопадающих стволовых жил и пологой жилы № 4. Кварцевые жилы разби-

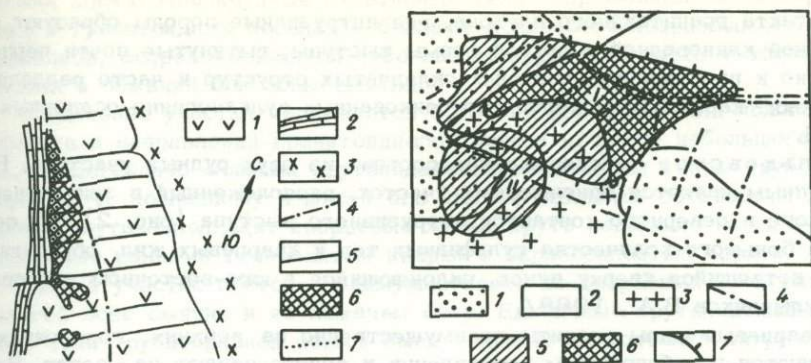


Рис. 1. Схематическая геологическая проекция центральной части Старо-Берикольского месторождения на плоскость пологой зоны смятия.

1 - ороговикованные порфириты; 2 - мраморизованные известняки; 3 - габбро-диориты, габбро; 4 - разрывные нарушения; 5 - кварцевые жилы, 6,7 - площади распространения оруденения в плоскости пологой зоны смятия (6), в зоне контакта порфиритов с известняками (7).

Рис. 2. Схематический геологический план Ольховского месторождения.

1 - ороговикованные вулканогенно-осадочные отложения; 2 - мраморизованные и доломитизированные известняки, 3 - плагиограниты, граниты; 4 - разрывные нарушения; 5,6 - площади распространения кварцево-жильного (5) и сульфидного (6) оруденения; 7 - границы Ольховского (I) и Юго-Западного (II) рудных участков (проекция на поверхность).

ты здесь мощным Главным нарушением на две неравные по величине части: большую, расположенную в лежачем боку нарушения и примыкающую к габброидному штоку, и меньшую, находящуюся в всiachем боку нарушения и примыкающую к известнякам. Сульфидные тела образуются только в всiachем боку нарушения, вблизи места его сочленения с контактом известняков (рис. 1). По мере удаления Главного нарушения от контакта известняков и увеличения горизонтальной длины крутопадающих жил происходит уменьшение величины сульфидных тел, а затем и их полное исчезновение. Подобным образом изменяются размеры пологой жилы № 4. В "слепой" максимально расширенной юго-восточной части месторождения, где протяженные крутопадающие жилы разбиты Главным нарушением на две почти равные по величине части, сульфидные тела отсутствуют, а пологая зона смятия безрудна.

Все это, вероятно, может свидетельствовать о том, что сульфидные тела образовывались лишь в той части месторождения, где юго-западные отрезки крутопадающих нарушений, вмещающие кварцевые жилы, ограничивались по простиранию сближенными контактом известняков и Главным нарушением и имели небольшую длину. Они не могли вместить все поступающие снизу рудоносные растворы, "избыточные" объемы которых проникали здесь в экранирующую пологую зону смятия и на тектонический контакт порфиритов с известняками, где локализовались: в первом случае - пологая кварцевая жила № 4, во втором - сульфидные тела.

Более широко сульфидное оруденение распространено на месторождениях Восточного Саяна. Они располагаются в интенсивно нарушенных участ-

ках контакта гранитоидного плутона, где интрузивные породы образуют неправильной клиновидной и другой формы выступы, вытянутые почти перпендикулярно к простираанию основных складчатых структур и часто разделяющие блоки карбонатных пород ороговикованных вулканогенно-осадочных отложений.

Ольховское месторождение состоит из двух рудных участков. Более крупным является одноименный участок, расположенный в зоне северо-восточного и северного контактов интрузивного выступа (рис. 2). Он состоит из большого количества сульфидных тел и кварцевых жил, образующих единый ветвящийся кверху пучок, склоняющийся в юго-восточном направлении /Булытников В.А., 1968/.

Кварцевые жилы развиты преимущественно на верхних горизонтах, простираются в субширотном направлении и полого падают на север. На западном фланге пучка они залегают в ороговикованных вулканогенно-осадочных отложениях и составляют его фронтальную зону. Жилы сложены кварцем с примесью кальцита и обогащаются пиритом, пирротином и некоторыми другими сульфидами лишь при пересечении маломощных прослоев известняков. По простираанию одни жилы примыкают к мощным карбонатным отложениям, вмещающим сульфидные тела, другие переходят в интрузивный выступ. Жилы последней группы более тесно ассоциируют с сульфидными телами, сочленяются с ними по падению и затем нередко прослеживаются без заметного смещения в известняках в виде маломощных сульфидных тел или зон рассеянной сульфидной минерализации /Хазагаров, 1963/. На контактах интрузивного выступа с известняками в этих случаях часто образуются мощные "контактные" сульфидные тела неправильной линзообразной формы, вытянутые почти в горизонтальном направлении.

Сульфидные тела слагают в основном центральную часть пучка. Они локализируются на контактах интрузивного выступа с мраморизованными известняками и внутри известняков — в мощных зонах смятия, простирающихся в субширотном и северо-восточном направлениях и круто падающих на юг и юго-восток в направлении гранитоидного плутона. С глубиной площадь распространения оруденения сокращается. Уменьшается количество сульфидных тел и их величина. На нижних горизонтах небольшие сульфидные тела сложены преимущественно ранними генерациями пирита и пирротина и слабо золотосны. Они обычно примыкают по простираанию или падению к интрузивному выступу, в эндоконтактной зоне которого здесь вновь появляются маломощные кварцевые жилы.

Юго-Западный участок развит в зоне одноименного контакта интрузивного выступа с роговиками и представлен небольшими кварцевыми жилами, изредка содержащими пирит, пирротин, халькопирит и другие сульфиды. Жилы не выходят на дневную поверхность и часто невысокопродуктивны.

Месторождение Медвежье приурочено к субширотному интрузивному выступу и является "слепым". Сульфидные тела и кварцевые жилы принадлежат двум пучкам, приуроченным к северному и южному контактам выступа.

В северном пучке небольшие сульфидные тела линзо- и трубообразной формы локализируются на крутопадающих контактах мраморизованных известняков с интрузивным выступом и с примыкающей к нему дайкой диоритового порфирита. Сульфидные тела и сопровождающие их тонкие прожилки кварца экранируются сверху мощной зоной смятия, приуроченной к полого падающему на юго-восток контакту карбонатных пород с роговиками и переходящей по простираанию и падению в интрузивный выступ. Пологая зона смятия — рудовмещающая и содержит: в контакте карбонатных пород с ро-

говьяками достаточно крупные сульфидные тела неправильной амёбообразной формы; в гранитоидных породах — большое количество кварцевых жил, линз и прожилков, сопровождающихся небольшими крутопадающими апофизами, отходящими в лежащий бок зоны смятия.

Оруденение участка погружается согласно углам падения пологой зоны смятия в направлении гранитоидного плутона и, после небольшого пережима, представлено мощным крутопадающим сульфидным телом трубообразной формы. К последнему в месте его нижней выклинки со стороны гранитоидного плутона подходят кварцевые жилы, круто падающие на юго-восток и сложенные ранними генерациями кварца с вкрапленностью пирита.

Южный участок состоит преимущественно из кварцевых жил, развитых в пологой зоне смятия и ее лежащем боку. Единичные крутопадающие сульфидные тела трубообразной формы были вскрыты на контакте интрузивного выступа с небольшим блоком карбонатных пород, перекрытым сверху пологой зоной смятия.

Еще одно из месторождений района включает три рудных участка, расположенных внутри интрузивного выступа (Семеновский) и в зоне его западного контакта (Западный и Центральный).

На Западном участке оруденение локализуется в полосе сближенных крутопадающих трещин, развитых равномерно в эндо- и экзоконтактной зоне интрузивного выступа и ориентированных параллельно его западному контакту. В доломитах и доломитизированных известняках оруденение представлено небольшими линзо- и жилообразными телами сплошных и вкрапленных гематитовых руд, содержащими тонкую вкрапленность сульфидов, а в интрузивном выступе — кварцевыми жилами, сменяющимися иногда по простирацию небольшими гнездами сульфидов, развитыми на контактах интрузивных и карбонатных пород.

На южном фланге участка гематитовые тела и кварцевые жилы ограничиваются широтным разломом и вслед за ним круто погружаются на юг в направлении гранитоидного плутона (рис. 3). На нижних горизонтах оруденение проявляется в виде тонких субпараллельных жил, образующих в интрузивных породах небольшой штокверк овальной в плане формы. На еще больших глубинах появляются кварцевые жилы, простирающиеся в широтном направлении и, возможно, соединяющиеся с нижними зонами соседнего Центрального рудного участка, сложенного в равной мере продуктивными кварцевыми жилами и сульфидными пирит-пирроотиновыми телами.

Семеновский участок включает кварцевые жилы и тонкие зоны беризитов, веерообразно расходящихся по простирацию и сочленяющихся в один небольшой узел на юге участка вблизи основания интрузивного выступа.

Таким образом, проявляющаяся тесная связь золотоносных кварцевых жил и сульфидных тел, а также четкая зависимость характера рудной минерализации месторождений от состава вмещающих пород свидетельствуют о том, что кварцевые жилы и сульфидные тела были сформированы одними первичными растворами при одинаковых значениях температуры, давления и других термодинамических параметрах. Поэтому кварцевые жилы и сульфидные тела следует рассматривать в качестве генетически родственных составных частей единой золоторудной формации.

Выше отмечалось, что Н.В. Петровская такие месторождения относит к умеренно сульфидной золото-кварцевой формации. Ю.П. Ивенсен и В.И. Левин подчеркивают второстепенное значение кварцево-жильного оруденения на этих месторождениях и предлагают тип формации определять по главным в промышленном отношении сульфидным телам. Такой подход к классификации месторождений, по нашему мнению, нельзя считать достаточ-

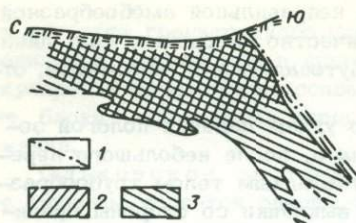


Рис. 3. Проекция Западного рудного участка на вертикальную плоскость.

1 - разрывные нарушения; 2,3 - площади распространения гематитового (2) и кварцево-жильного (3) оруденения.

но обоснованным, так как в этом случае к разным золоторудным формациям придется относить не только отдельные рудные участки (пучки) месторождения, но даже разные части (зоны) одного пучка. Возникнут трудности определения формационной принадлежности и месторождений, на которых продуктивность сульфидного и кварцево-жильного типов оруденения приблизительно равна.

Месторождения, пространственно и генетически связанные с гранитоидными батолитами пестрого состава, включают большое количество золоторудных объектов, ведущим типом оруденения которых является кварцево-жильный. Сульфидные тела образуются лишь на единичных месторождениях, где разрывные нарушения, вмещающие кварцевые жилы, экранируются карбонатными породами или проникают внутрь этих порол в интенсивно нарушенных участках интрузивного контакта. Во всех случаях сульфидные тела сменяются по падению кварцевыми жилами, слагающими глубинные прикорневые зоны месторождений. По этим причинам все золоторудные месторождения, независимо от количества развитых в них сульфидных тел, надо относить к группе гидротермальных и включать в состав золото-сульфидно-кварцевой формации. Фациальные разновидности руд формации, обусловленные литологическим составом вмещающих пород, выделяются по степени сульфидности рудных тел, а геохимические типы - по характерным минералам или металлам.

## Литература

- Бородаевский Н.И. Материалы по методам изучения структур и геологической перспективной оценки месторождений золота. М.: изд. ЦНИГРИ, 1960. 417 с.
- Булытников А.Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1948. 299 с.
- Булытников В.А. Морфогенетические особенности Ольховского рудного поля. - В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1968, с. 121-127.
- Булытников В.А. О зональности месторождения Медвежье (Восточный Саян). - В кн.: Новые данные по геологии рудных месторождений Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974, с. 52-56.
- Булытников В.А., Пономарев В.Н. О закономерностях морфологии и формирования рудных столбов Старо-Берикульского месторождения. - В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 140-146.
- Ивсенс Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации. - В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975, с. 5-120.

- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Тимофеевский Д.А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. - В кн.: Вопросы систематики и прогнозирования рудных месторождений. М.: изд. ЦНИГРИ, 1971, с. 5-32.
- Хаззагаров А.М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле. - Геол. рудных месторожд., 1963, т. 5, № 3, с. 92-96.
- Шербаков Ю.Г. Систематика месторождений золота. - В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 4-11.

К.Р. Рабинович, А.Е. Курмей

### ЗОНАЛЬНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ПЛУТОНОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Важным аспектом в изучении геологии золотоносных гранитоидных плутонов и прогнозирования связанного с ними оруденения является установление зональности в вертикальном разрезе магматической колонны. В общем случае проблема вертикальной зональности магматических тел получила освещение в работах М.А. Усова /1960/ и Ю.А. Кузнецова /1960/, показавших коренные отличия магматических пород разной фации глубинности. В последние годы в ряде складчатых провинций геофизическими методами было проведено глубинное картирование золотоносных гранитоидных плутонов, в результате чего получены данные о форме плутонов и изменении ее с глубиной /Беллави и др., 1970; Тектоническое строение ..., 1975; Фельдман, Потошкая, 1975; Вихтер, Шер, 1982; Рахматуллаев, 1982/. Характер изменчивости морфологии плутонов в вертикальном разрезе выявляется также при сопоставлении плутонов, обнажающихся в различных по глубинности и относящихся к одному и тому же магматическому комплексу зонах /Рабинович, 1965; Долгушин, 1969; Иванкин и др., 1981/.

Общая схема вертикальной магматической зональности, разработанная нами на основании обобщения опубликованных объемных моделей отдельных золотоносных плутонов, имеет следующий вид (сверху вниз):

фронтальная зона - развиты дайки, небольшие штоки и купола гранитоидов;

зона крупных гранитоидных тел преимущественно лакколитообразной или пластообразной формы;

зона крутопадающих плутонов - ножек батолитов;

нижняя зона - акмолитовые тела гранитоидов гнейсового сложения и гнейсогранитные купола (зона ультраметаморфизма). Общая вертикальная протяженность магматической колонны достигает 15-20 км.

Принципиальное отличие вертикальной зональности золотоносных плутонов Кузнецкого Алатау от приведенной выше схемы заключается в отсутствии фронтальной зоны магматической колонны, вызванном специфическими условиями тектонического развития территории. Рассмотрим подробно вертикальную зональность гранитоидных тел Кузнецкого Алатау.

В верхней зоне магматической колонны получили развитие лакколито-

образные тела гранитоидов, залегающие в общем согласно с напластованием вмещающих пород. Приурочиваются они или к межформационному несогласию между отложениями верхнего (вулканогенного) и нижнего (карбонатно-вулканогенного) структурных ярусов (Центральнинский, Дудетский, северная часть Кундатского, Кожуховский плутон), или к различным стратиграфическим уровням нижнего структурного яруса — от нижнего рифея до нижнего кембрия (Солгонский, Уйбатский, Саксырский и др.).

Как показали исследования Ю.А. Кузнецова /1964/, Э.Н. Дистановой /1965/, Л.В. Алабина /1970/, лакколитообразные тела гранитоидов на этом уровне формируются путем магматического замещения порфиритовых толщ, в результате чего по периферии их и в кровле образуются диориты и диоритоподобные породы. Однако центральные части лакколитообразных тел слагаются нормальными магматическими гранодиоритами. Вертикальная протяженность гранитоидных плутонов зависит от ряда причин, и в том числе от мощности замещаемой ими порфиритовой толщи. В отдельных случаях подошва лакколитов опускается ниже порфиритовых толщ в подстилающие их карбонатные отложения. Наиболее вероятная вертикальная протяженность этой зоны магматической колонны составляет 2,5–4 км.

Вниз по магматической колонне полого ориентированные части плутона переходят в крутонаклонные "ножки" плутонов. В северной части Кузнецкого Алатау ножки имеют в плане дайковидную форму (Кундатский массив, южные части Кожуховского и Центральнинского плутонов), на восточном склоне — изометричную (Темирский плутон и южная часть Белоюсского плутона). Дайковидные тела приурочиваются к разломам, отходящим в субмеридиональном направлении от Кузнецко-Алатауского глубинного разлома. Они сложены главным образом диоритами и гранодиоритами, обычно имеющими гнейсовидный облик. Процессы магматического замещения вмещающих терригенно-карбонатных и вулканогенно-карбонатных пород нижнего структурного яруса в этой зоне магматической колонны играли большую роль, чем на уровне зоны лакколитов. Суммарная мощность стратифицированных отложений нижнего структурного яруса, рассекаемых ножками плутонов, составляет около 8 км. Однако в некоторых местах, ввиду выпадения из геологического разреза тех или иных толщ, она значительно сокращается и в среднем составляет 4–5 км. Такова, по-видимому, вертикальная протяженность плутона. Вертикальный размах этой зоны магматической колонны несколько увеличивается по мере удаления плутонов от Кузнецко-Алатауского глубинного разлома и уменьшается вблизи него.

В наиболее эродированных осевых частях разлома обнажаются акмолиты гнейсогранитоидов в тесной ассоциации с гранитизированными и мигматизированными породами амфиболитовой фации метаморфизма (Томский и Терсинский массивы). По представлениям С.С. Долгушина /1969/, эти образования слагают глубинные корневые зоны гранитоидного комплекса\*. Акмолитовые тела и окружающие их породы представляют собой типичную зону ультраметаморфизма, развившуюся в самых низах стратиграфического разреза (нижний рифей). В составе акмолитовых тел преобладают породы кислого состава: метасоматические и анатектические гнейсограниты, гнейсоплагиограниты, гнейсогранодиориты, мигматиты. Общая вертикальная протяженность зоны ультраметаморфизма только в обнажающейся части стратиграфического разреза составляет около 5 км. Процессы гранитизации захватывали и более верхние части разреза (средний рифей) по оперяющим

\* По мнению В.А. Кузнецова, Томский массив гнейсогранитоидов относится к древнейшим образованиям района — выступу байкальской складчатости / Основы..., 1966/.

глубинный разлом структурам, примером чего может служить Тыдынский гранитоидный акмолит /Долгушин и др., 1971/.

Таким образом, гранитоидные плутоны в вертикальном разрезе имеют зональное строение, выражающееся в изменении морфологии тел сверху вниз. Максимальная протяженность магматической колонны, если судить по мощности рассекаемых ею стратифицированных отложений, составляет 12–15 км. В направлении от верхней зоны (лакколитообразные тела) к средней (ножки лакколитов) и далее к нижней зоне (акмолиты зоны ультраметаморфизма) последовательно увеличивается роль гранитоидных пород, образовавшихся на месте путем замещения вмещающих пород, и усиливается степень метаморфизма. В верхней зоне фиксируется больше интрузивных фаз. Среди гранодиоритов картируются поздние инъекции лейкогранитов и многочисленные дайки аплитов. Вниз по магматической колонне эти породы встречаются реже. В нижнем и среднем уровнях ее господствуют фациальные переходы между породами. Заметно сокращается количество пород среднего состава.

Характерная особенность плутонов Кузнецкого Алатау, отличающая их от золотоносных гранитоидов многих складчатых областей страны, — почти полное отсутствие даек гранитоидов порфировой структуры. Как известно, жильные гранитоиды порфировой структуры (гранодиорит-, плагиогранит-, гранит-, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры) широко развиты на золоторудных полях ряда районов СССР, где они образуют протяженные пояса и свиты даек в апикальных зонах гранитоидных плутонов. Эти дайки формируются в условиях высокой проницаемости геологических структур, способствующей относительно дальней миграции кислых расплавов от крупных гранитоидных плутонов во фронтальные зоны магматической колонны. Миграция расплавов вверх по протяженным трещинным структурам, в свою очередь, обуславливает кристаллизацию магмы в виде даек, представленных породами порфировой структуры.

У гранитоидных плутонов Кузнецкого Алатау не было условий для формирования фронтальных зон. Вследствие общего пологого залегания стратифицированных отложений и сравнительно малой проницаемости геологических структур верхние части гранитоидных плутонов также приобретали пологое залегание. Эффект экранирования пологими структурами верхней зоны магматической колонны в Кузнецком Алатау проявился наиболее сильно по сравнению со многими золоторудными провинциями. Здесь же поздние порции гранитоидной магмы не могли перемещаться вверх и потому кристаллизовались в теле самого плутона в виде мелких тел неправильной формы и разобренных даек гранитов и аплитов. В этом проявляется принципиальное отличие зональности гранитоидных плутонов Кузнецкого Алатау от плутонов других провинций, и в том числе восточного склона Урала, Западной Калбы, Южного Алтая, Западного Узбекистана, в которых фронтальная зона достигает протяженности по вертикали 2–3 км и даже более.

Золоторудная минерализация в Кузнецком Алатау известна на всех уровнях зональной магматической колонны, однако распределено оруденение по зонам крайне неравномерно. Лакколитообразные тела гранитоидов, соответствующие верхней зоне колонны, включают основное количество месторождений и рудопроявлений золотосульфидно-кварцевой и золотоскарновой формаций. Вниз по магматической колонне количество месторождений резко сокращается. В средней зоне (ножки плутонов) скарновые проявления исчезают и уменьшается количество кварцево-жильных проявлений. В нижней зоне (акмолитовые тела) обнаруживаются лишь единичные золотоносные кварцевые жилы. В направлении от верхней зоны к нижней происходит последовательное увеличение пробыности золота, что проявляется в северной части Кузнецкого Алатау. Здесь на рудных объектах и в россыпях, пространствен-

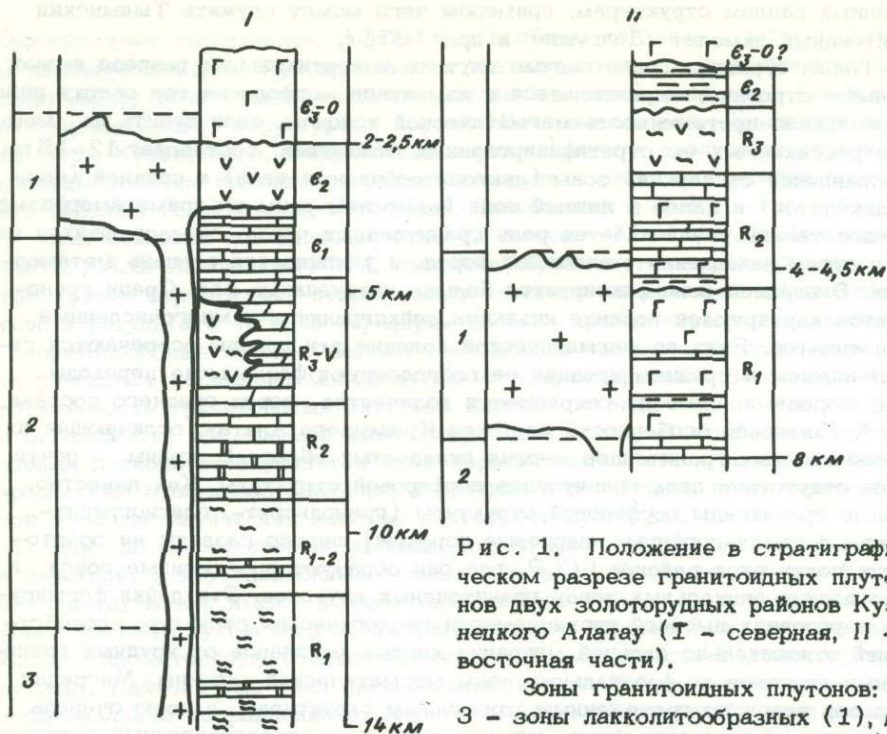


Рис. 1. Положение в стратиграфическом разрезе гранитоидных plutонов двух золоторудных районов Кузнецкого Алатау (I - северная, II - восточная части).

Зоны гранитоидных plutонов: 1-3 - зоны лакколитообразных (1), дайковидных тел - "ножка" plutона (2), акмолитов гнейсогранитов, гнейсодиоритов (3);  $\epsilon_3-0$  - вулканиты основного состава,  $\epsilon_2$  - вулканиты основного состава и терригенные отложения,  $\epsilon_1$  - известняки,  $R_3-V$  - известняки, доломиты и вулканиты среднеосновного состава,  $R_3$  - вулканиты основного состава,  $R_2$  - известняки, мраморы и вулканиты основного состава,  $R_{1-2}$  - вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения,  $R_1$  - кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы и метадиабазы с прослоями туфов, сланцев и мраморов.

но связанных с лакколитами, колебания пробы золота значительны - от 600 до 1000 единиц (преобладает проба 720-850). На уровне развития ножек plutонов встречается более высокопробное золото: 800-1000 (в основном 800-900). И, наконец, в нижней зоне ультраметаморфизма фиксируется только золото высокой пробы - более 900.

Таким образом, распределение золоторудной минерализации подчиняется вертикальной зональности гранитоидных тел. Относительно высокая рудная продуктивность верхней зоны магматической колонны - явление общее для гранитоидных plutонов /Шахов, 1972/. Кузнецкий Алатау не является исключением из общей закономерности, так как включает в себя месторождения, связанные главным образом с верхними зонами plutонов. Важный аспект металлогении - установление пространственной изменчивости характера золотого оруденения, именуемой обычно региональной металлогенической зональностью, и выявление причин, обусловивших ее возникновение. Рас-

смотрим эти вопросы на примере двух рудных районов. Один из них располагается в северной, а второй – в восточной части Кузнецкого Алатау.

Продуктивная на золото верхняя зона гранитоидного комплекса в этих районах располагается на разных стратиграфических уровнях (рис. 1). В северной части лакколиты гранитоидов приурочиваются к толще порфиритов среднего кембрия (верхний структурный ярус). Подошвой им служат карбонатные и карбонатно-вулканогенные отложения позднепермийско-вендского возраста (нижний структурный ярус). В восточной части провинции золотоносные плутоны локализируются на более низком стратиграфическом уровне – в отложениях нижнего и среднего рифея, что может указывать на более глубокий уровень их образования.

Отражается ли различие в глубинах становления гранитоидных тел двух районов на характере их золоторудной минерализации? Для освещения этого вопроса приведем результаты сравнительного изучения минерализации по следующим признакам: минеральный состав рудных тел, термоэлектрические свойства пиритов и содержания в них элементов-примесей, изотопный состав серы пиритов, температура образования жильного кварца.

Минеральный состав рудных тел. В северной части рассматриваемого района преобладающим минеральным типом руд выступает пирит-арсенопирит-сфалерит-галенит-кварцевый. В их составе обнаруживается широкий набор сульфидных и других минералов. Помимо названных, обычно устанавливаются пирротин, халькопирит, блеклые руды, сульфосоли свинца, висмута и серебра. Шеелит присутствует как незначительная примесь. Нередко содержатся гессит, алтаит и др. Золото в рудах в основном мелкое, тесно ассоциирующее с арсенопиритом (ранняя генерация) и сфалеритом и галенитом (поздняя генерация).

Для месторождений восточной части Кузнецкого Алатау характерен пирит-халькопирит-кварцевый тип руд. В качестве основных рудных минералов содержатся пирит, халькопирит, часто висмутин и пирротин. На некоторых объектах шеелит образует богатые штучные руды. Арсенопирит, сфалерит, галенит, различные сульфосоли обнаруживаются редко и в небольших количествах. Золото встречается в виде сравнительно крупных обособлений.

Отличие двух районов проявляется особенно контрастно по пробности самородного золота (рис. 2). Первому рудному району свойствен широкий диапазон вариации пробы золота – от 600 до 1000. На некоторых рудных объектах был отмечен электрум. Максимальная частота встречаемости пробы приходится на интервалы 780–840 и 900–940. В составе золота, помимо серебра, в повышенных концентрациях фиксируются мышьяк, свинец и сурьма. Напротив, в месторождениях восточной части рассматриваемого района золото исключительно высокопробно. Максимум частоты встречаемости соответствует интервалу 960–1000. В составе золота в повышенных количествах присутствуют медь и висмут.

Свойства и состав пиритов. Рудные пириты двух районов резко различаются по термоэлектрическим свойствам. В северной части Кузнецкого Алатау получили развитие преимущественно пириты дырочного типа электропроводимости, содержащие в повышенных концентрациях мышьяк, свинец, цинк и серебро. В месторождениях восточной части провинции, напротив, картируются почти исключительно пириты электронного типа проводимости, обогащенные титаном, никелем, кобальтом, медью и висмутом. Как показали специальные исследования, пириты дырочного типа образуются в менее высокотемпературных условиях, нежели пириты электронного типа проводимости /Рабинович и др., 1981/. Состав элементов-примесей в пиритах отражает характерный для рассматриваемых районов минеральный состав рудных тел.

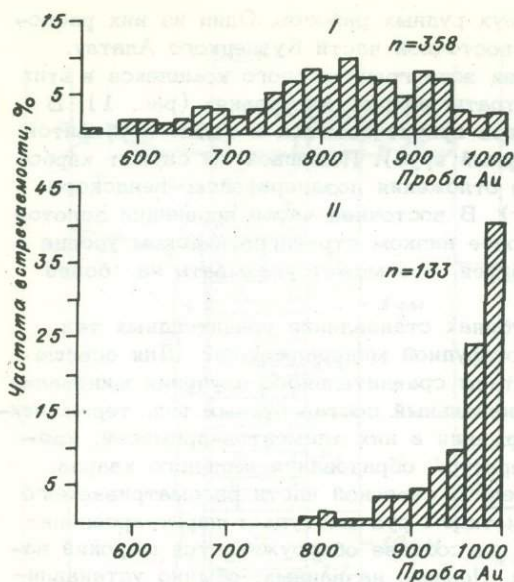


Рис. 2. Гистограммы распределения пробности золота в месторождениях двух рудных районов Кузнецкого Алатау (I - северная, II - восточная части, n - количество определений пробы золота).

Устанавливаются значимые различия и в составе изотопов серы пиритов. Определения изотопов серы, проведенные в Томском отделении СНИИГТиМС (С.И. Голышев, Н.Л. Падалко), указали на обогащение пиритов северной части провинции тяжелым изотопом по сравнению с пиритами восточной части (см. таблицу).

#### Температура образования

рудного кварца, судя по результатам определения температур гомогенизации газово-жидких включений, для описываемых районов была неодинакова. Как и следовало ожидать, пирит-арсенопирит-сфалерит-галенит-кварцевые руды, характерные для северной части провинции, формировались при более низких температурах, чем в восточной части. Интервал температур гомогенизации для первого района составляет 240-300°C (в среднем 270°C), а для второго 290-360°C (в среднем 330°C).

Таким образом, при сравнительном изучении особенностей минерализации двух рудных районов (минеральный тип месторождений, состав самородного золота, свойства и состав пиритов, температуры гомогенизации включений в кварце) устанавливается, что при переходе от рудного района северной части провинции к району восточной части минерализация приобретает черты, явно указывающие на сравнительно высокотемпературные и более глубинные условия ее образования. Выявленную таким способом зональность золотого оруденения Кузнецкого Алатау можно объяснить разноглубинными уровнями становления гранитоидных плутонов и именно их верхних продуктивных зон, включающих в себя основные месторождения. Различия в глубинах становления кровли плутонов для рассматриваемых выше районов составляют 2-2,5 км.

Совершенно очевидно, что отличительные черты минерализации двух районов могут выступать в качестве критериев разных фаций глубинности месторождений. Особенно показательны в этом отношении минеральный тип руд и пробность золота. В гипабиссальных условиях глубинности (2-3 км) образуются пирит-арсенопирит-сфалерит-галенит-кварцевые руды с золотом переменной пробности. Пирит-халькопирит-кварцевые руды с высокопробным золотом, висмутином, пирротинном и шеелитом присущи мезоабиссальной и переходной к ней фации глубинности (4-5 км). Вывод этот в целом нельзя считать общим и распространять на другие золоторудные провинции с иным геологическим развитием и иным соотношением оруденения и магматизма. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что изменчивость минерального состава месторождений, связанных с гранитоидами в одной провинции, может быть обусловлена неодинаковой глубиной рудообразования, и в этом случае существенно медный, медно-висмутовый, медно-вольфрамовый состав золото-

Содержание  $G^{34}S$  в пиритах двух золото-рудных районов Кузнецкого Алатау

Район	n	$\bar{X}$	S
Северный	40	3,9	1,66
Восточный	29	2,3	1,81

Примечание. n - количество определений,  $\bar{X}$  - среднее содержание  $G^{34}S$  в промилле, S - стандартное отклонение.

рудных месторождений будет указывать на более глубинные и высокотемпературные условия их формирования в противоположность золотому оруденению полиметаллического (пирит-арсенопирит-сфалерит-кварцевого) состава.

### Литература

- Алабин Л.В. Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970, с. 169-213.
- Беллавин О.В., Вагшалъ Д.С., Ниренштейн В.А. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 86-90.
- Вихтер Б.Я., Шер С.Д. Принципы прогнозирования золотого оруденения (на примере Южного Тянь-Шаня). - Сов. геология, 1982, № 11, с. 53-61.
- Дистанова Э.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. - В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с. 122-159.
- Долгушин С.С. Кузнецко-Алатауский глубинный разлом и связь с ним метаморфизма и гранитоидного магматизма. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 98-104.
- Долгушин С.С., Рогов Н.В., Иванкин П.Ф. Салаиро-каледонские гранитоидные формации. - В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1971, с. 51-63.
- Иванкин П.Ф., Цой Р.В., Гурейкин Н.Я. Типизация золоторудных полей в углеродисто-терригенной толще. - Сов. геология, 1981, № 11, с. 43-48.
- Кузнецов Ю.А. О принципах выделения и классификации фаций магматических пород. - В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 246-254.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области/Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др. Новосибирск: Наука, 1966. 156 с.
- Рабинович К.Р. Петролого-металлогенические особенности области сопряжения полиметаллического и редкометалльного поясов в Южном Алтае. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1965. 20 с.

- Рабинович К.Р., Булытников В.А., Акчурина В.Н. Методические рекомендации по использованию термоэлектрических свойств пиритов для прогнозирования золотого оруденения. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1981. 76 с.
- Рахматуллаев Х.Р. Некоторые особенности проявления контактово-метаморфических пород рудного поля Мурунтау. - В кн.: Металлогенетические проблемы Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982, с. 105-117.
- Тектоническое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р., Любецкий В.Н., Полевая Л.Д. и др. Алма-Ата: Наука, 1975. 171 с.
- Усов М.А. Фации и фазы интрузивов. - В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, с. 57-97.
- Фельдман А.А., Поточка Е.А. Глубинная структура одного из золоторудных районов байкалид южного обрамления Сибирской платформы (по геолого-геофизическим данным). - В кн.: Прогнозирование эндогенных месторождений по геофизическим данным. М.: изд. ЦНИГРИ, 1975, с. 28-35.
- Шахов Ф.Н. О рудоносности гранитоидных интрузий. - В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 20-28.

В.Л. Хомичев, Е.С. Хомичева

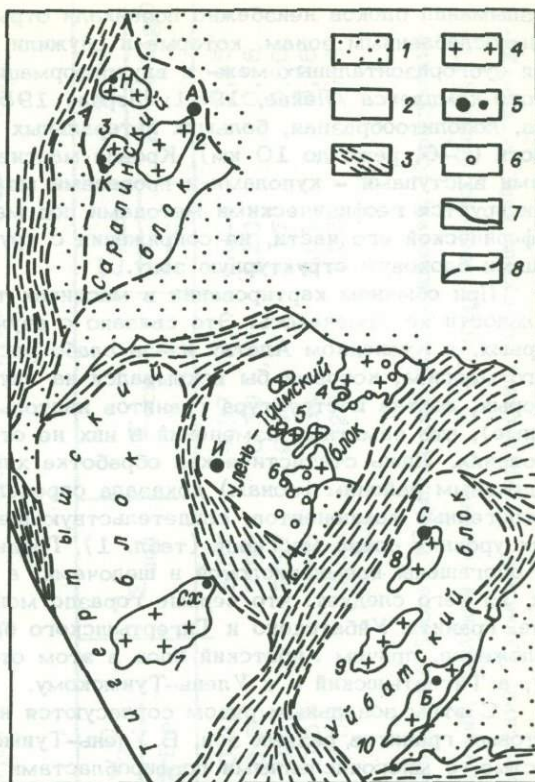
### ЗОНАЛЬНОСТЬ ТИГЕРТЫШСКОГО МОЛИБДЕНОНОСНОГО КОМПЛЕКСА (Кузнецкий Алатау)

Тигертышский гранитный комплекс ( $\epsilon_3 - 0$ ) широко распространен на восточном склоне Кузнецкого Алатау. С ним связаны скарновые вольфрам-медно-молибденовые и гидротермальные штокверковые молибденовые месторождения. Поэтому вопросы зональности комплекса и положение оруденения в общей схеме зонального строения массивов имеют самое непосредственное отношение к прогнозно-металлогенетическим выводам.

Тигертышский комплекс охарактеризован в ряде работ /Раннепалеозойская гранитоидная формация..., 1971; Сергеева, 1963; Хомичев, 1964, 1971; Хомичев и др., 1976/. Основу его (70-75% площади, занимаемой комплексом) составляют средне-крупнозернистые биотитовые граниты с вкрапленниками (точнее, порфиробластами) микроклина размером от 0,5 до 4 см. Состав гранитов очень выдержанный как внутри отдельных массивов, независимо от расстояния до контактов, так и при сравнении разных массивов. Содержание кварца в гранитах устойчиво высокое (не менее 30%) и примерно равные количества микроклина и слабо зонального олигоклаза (по 30-35%). Тонкие чешуйки обесцвеченного гидратированного и хлоритизированного низкотитанистого биотита составляют менее 5% (чаще 1-3%). Мелкие зерна аксессуарных минералов (магнетит, апатит, сфен, циркон и др.) в сумме едва достигают 0,5%. Это позволяет отнести тигертышские граниты к водным или умеренно водным котектическим плутоническим гранитам корового (палингенного) происхождения, для которых характерно образование на месте рождения магмы /Ферштатер, Бородина, 1975; Штейнберг и др., 1971/. Однако резкие контакты их с вмещающими породами, многочисленные секущие апофизы, неширокие зоны контактовых роговиков, независимый

Рис. 1. Схема размещения массивов тигертышского комплекса.

1 - девонские межгорные прогибы; 2,3 - блоковые миогеосинклинальные (2) и межблоковые эвгеосинклинальные (3) зоны салаирид; 4 - массивы тигертышского комплекса (1 - Ничкурупский, 2 - Саралинский, 3 - Карасукский, 4 - Туимский, 5 - Ильгуташский, 6 - Бузургатский, 7 - Тигертышский, 8 - Сайгагинский, 9 - Туралыхский, 10 - Бейский); 5 - месторождения и рудопроявления молибдена штокверкового типа (С - Сорское, И - Ипчульское, А - Агаскырское, Б - Бейское, Н - Ничкурупское, К - Карасукское, Сх - Сатхинское); 6 - скарновые вольфрам-медно-молибденные проявления; 7 - Балыксинская ветвь Кузнецко-Алатауского глубинного разлома; 8 - крупные тектонические нарушения.



от среды состав гранитов свидетельствуют об аллохтонном, интрузивном способе их становления.

Биотитовым гранитам предшествуют кварцевые роговообманковые диориты ранней фазы комплекса, которые образуют небольшие участки в эндоконтактных частях массивов, составляя в объеме комплекса не более 5%. Многие исследователи рассматривают их как гибридные образования. На наш взгляд, кварцевые диориты представляют "надэвтектический сброс" биотитовых гранитов.

Около 20% пород в тигертышском комплексе приходится на мелкозернистые лейкократовые граниты и (редко) гранит-порфиры заключительной фазы III. Между лейкогранитами и гранит-порфирами, когда они встречаются вместе, наблюдаются постепенные переходы, а их контакты с биотитовыми гранитами, как правило, резкие, хотя и без закалок.

Лейкограниты и гранит-порфиры - розовые, практически лишенные цветных минералов породы, по минералогическому и химическому составу очень близки биотитовым гранитам фазы II. Они образуют многочисленные одиночные дайки, но чаще рой даек и "каркасные" интрузии (сопряженные трещинные тела двух направлений). Очень редко отмечаются небольших размеров штоки.

К жильной серии комплекса относятся дайки и мелкие штоки аплитов, микрогранитов, фельзит-порфиров.

Тигертышские граниты локализируются исключительно в блоковых миогеосинклинальных зонах Кузнецкого Алатау (рис. 1) и знаменуют их консолидацию в период восходящих движений на орогенной стадии развития салаирской геосинклинали в конце кембрия или в ордовике /Хомичев, 1971/. При

воздымании блоков неизбежно возникали отрывы и полости по тангенциальным ослабленным зонам, которые и служили камерными пространствами для субгоризонтальных меж- и внутриформационных тел гранитов тигертышского комплекса /Пейве, 1961; Шерба, 1951/. Поэтому форма их пластовая, лополитообразная, больших латеральных размеров при небольшой мощности (5-6, реже до 10 км). Кровля массивов неровная, изобилует крупными выступами - куполами и провесами между ними. Подводящий канал фиксируется геофизическими методами под массивом в центральной или периферической его части, на сопряжении с крупными разломами, ограничивающими блоковую структурную зону.

При обычном картировании в массивах тигертышского комплекса зональности не отмечалось. Это связано с двумя главными причинами. Во-первых, в Кузнецком Алатау из-за слабо расчлененного рельефа нет ни одного массива, который бы вскрывался на глубину более 200-300 м. Во-вторых, состав и структура гранитов настолько выдержанные (анхизевтктоидные), что заметных изменений в них не отмечается даже на больших расстояниях. Лишь статистическая обработка химических анализов гранитов по отдельным районам (зонам) показала определенные тенденции в поведении петрогенных компонентов, свидетельствующие о зональном строении и разных уровнях среза массивов (табл. 1). Граниты Саралинского блока заметно обогащены кремнекислотой и щелочами, а Улень-Туимского - основаниями, из чего следует, что первые гораздо менее эродированы, нежели вторые. Граниты Уйбатского и Тигертышского блоков занимают промежуточное положение, причем Уйбатский блок в этом отношении ближе к Саралинскому, а Тигертышский - к Улень-Туимскому.

С этим зональным рядом согласуются наблюдения над структурой биотитовых гранитов разных зон. В Улень-Туимском блоке граниты крупнозернистые, с многочисленными порфиробластами микроклина размером 2-3 см. В Саралинской зоне граниты преимущественно среднезернистые с редкими и мелкими (0,5-1 см) зачаточными порфиробластами. Как показало специальное изучение порфиробласт микроклина тигертышских гранитов /Хомичев, 1966/, крупные, как правило, ксеноморфные зерна микроклина метасоматически замещают прилегающие к ним плагиоклазы, первичный калишпат, биотит и кварц и содержат внутри многочисленные разъединенные их реликты. Однако валовой химический состав грубопорфиробластических гранитов не имеет значимых отличий от равномерно-среднезернистых разновидностей. Поэтому процесс образования порфиробласт представляется как собирательная перекристаллизация первичного калишпата гранитов под влиянием межзерновых остаточных растворов на позднемагматической стадии. Очевидно, в глубоких внутренних зонах массивов, где кристаллизация идет медленно и в спокойных тектонических условиях, остаточные растворы консервируются в гранитах и обуславливают интенсивную их перекристаллизацию в больших объемах. В апикальных частях растворы быстро покидают массив, не успевая оказать заметного влияния на первичный облик его пород. С этих позиций граниты Саралинского района действительно менее эродированы, нежели Улень-Туимского.

Более конкретный материал по зональности собран нами по лучше изученному Сайгачинскому массиву. Он находится в центральной части Уйбатского миогеосинклинали блока (см. рис. 1) и вытянут в северо-восточном направлении согласно с общей структурой антиклинория. Кровлей и боковыми породами массива служат диориты, монцитоны и гранодиориты мартайгинского ( $\epsilon_{2-3}$ ) комплекса (на северо-востоке) и известняки рифея (на юго-западе). Судя по геофизическим материалам, Сайгачин-

Таблица 1

Средний химический состав биотитовых гранитов тигертышского комплекса по блоковым структурно-формационным зонам, вес. %

№ п/п	n	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	ΣFe	MnO	MgO	CaO
1	25	71,68	0,29	14,60	1,53	1,06	2,44	0,04	0,42	1,18
2	13	69,01	0,44	15,37	1,53	1,55	2,97	0,04	0,82	2,32
3	15	69,18	0,37	14,73	1,28	1,84	2,99	0,05	0,73	2,32
4	34	67,92	0,45	15,73	1,97	1,83	3,60	0,06	1,10	2,13
5	87	69,38	0,39	15,18	1,67	1,57	3,07	0,05	0,80	1,92

Окончание табл. 1

№ п/п	n	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	$\frac{Fe_2O_3}{\Sigma Fe}$	Σ <sub>щел</sub>	Σ <sub>осн</sub>	$\frac{\Sigma_{щел}}{\Sigma_{осн}}$	$\frac{\Sigma Fe}{\Sigma Fe + MgO}$
1	25	4,57	3,80	99,17	0,63	8,37	4,37	1,92	0,85
2	13	4,34	3,55	98,97	0,53	7,89	6,59	1,20	0,78
3	15	4,26	3,31	98,07	0,43	7,57	6,46	1,17	0,80
4	34	4,05	3,38	98,62	0,55	7,43	7,34	1,01	0,76
5	87	4,28	3,51	98,75	0,54	7,79	6,23	1,25	0,79

Примечание. 1 - 5 - состав гранитов: 1 - Саралинского блока (Саралинский, Ничкурюпский, Карасукский массивы), 2 - Уйбатского блока (Сайгачинский, Туралыхский, Бейский массивы), 3 - Тигертышского блока (Тигертышский массив), 4 - Улень-Туимского блока (Карышский, Туимский, Бузургатский, Ильгутапский, Усть-Тунгужский и другие массивы), 5 - тигертышского комплекса в целом; n - число анализов.

ский массив имеет лополитообразную форму со склонением на северо-запад. Подводящий канал находится почти в центре под массивом (проектируется на правобережье рч. Сайгачи). В этом месте на поверхности обнажаются крупнозернистые биотитовые граниты с многочисленными равномерно распределенными порфиробластами микроклина размером 2-3 см. В направлении к северо-восточному краю массива зернистость гранитов уменьшается до средней, убывают количество (с 15-20 до 5-10%) и размеры (до 0,5-1 см) порфиробласт, несколько сокращается содержание биотита (от 4-5 до 1-2%). Иными словами, в направлении от центра к северо-восточному краю Сайгачинского массива происходит смена глубоких уровней на все более высокие.

Еще более показательным в этом отношении является распределение в массиве лейкократовых гранитов фазы III. В центральной части лишь изредка встречаются мелкие жиловидные и неправильно-гнездовые тела лейкогранитов. Контакты их то резкие (но без следов закалки), то нечеткие, расплывчатые, с постепенным переходом к вмещающим крупнозернистым порфиробластовым гранитам. Содержание биотита в них достигает 2-3%, структура приближается к среднезернистой; нередко лейкограниты содержат многочисленные мелкие гнезда камерных пегматитов. В направлении на северо-восток увеличиваются и количество, и размеры тел лейкократовых гранитов. Морфология их становится отчетливо трещинной. Вместо одиночных жил они группируются в протяженные насыщенные рои даек или "каркасные" интрузии. Контакты с биотитовыми гранитами становятся все более резкими, секущими; зернистость уменьшается до мелкой и тонкой, пегматоидная перекристаллизация развита слабо, содержание биотита снижается до 0,5-1%.

Максимально развиты лейкократовые граниты в северо-восточном окончании Сайгачинского массива, где они образуют Сорский, Левобережный и ряд менее крупных штоков и массу даек преимущественно в породах кровли (рис. 2). Именно здесь, как прямое указание на фронтальную зону массива, размещаются крупный Сор-Геретский шток гранит-порфиров и несколько более мелких тел фельзит-порфиров. Здесь же, в апикальной и надинтрузивной зоне Сайгачинского массива, находятся Сорское месторождение, ряд проявлений молибдена штокверкового и жильного типа, а также много его металлометрических ореолов.

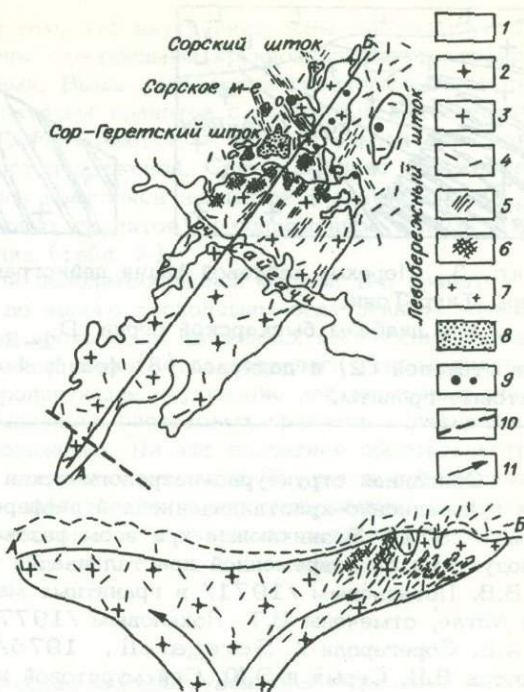
Зональное размещение лейкократовых гранитов в Сайгачинском массиве отнюдь не случайно. Фазовые (во фронтальной зоне) и фациальные (в глубокой внутренней зоне массива) отношения их с биотитовыми гранитами позволяют рассматривать лейкограниты как остаточные расплавы, возникающие при кристаллизации крупных масс биотитовых гранитов. Многократное (по сравнению с исходной магмой) обогащение остаточного расплава легкоплавкими, летучими и рудными компонентами обуславливает, во-первых, миграцию таких лейкократовых расплавов по пологовосходящим тангенциальным зонам (в соответствии с лополитообразной морфологией массива) во фронтальную область пониженных давлений; во-вторых, повышенную их потенциальную рудообразующую способность и прямую генетическую связь с ними молибденового оруденения /Хомичев, 1979/.

Самое высокое структурное положение в Сайгачинском массиве занимают мелкие штоки и дайки фельзит-порфиров, которые зарождаются во внутренней области лейкократовых гранитов (где имеют с ними фациальные отношения) и мигрируют в их апикальную зону (где имеют с лейкогранитами секущие контакты) и породы кровли /Хомичев, 1979/.

Фрагменты такой структурно-петрологической зональности тигертышского комплекса прослеживаются и в Саралинском районе. Как было показано нами ранее /Хомичев и др., 1976/, Ничкурюпский, Карасукский

Рис. 2. Структурно-петрологическая зональность Сайгачинского массива.

1 - вмещающие породы; 2,3 - крупнозернистые грубопорфиробластовые (2) и среднезернистые мелко-скуднопорфиробластовые (3) биотитовые граниты; 4-7 - мелкозернистые лейкократовые граниты: 4 - одиночные дайки, 5 - рой даек, 6 - каркасные интрузии, 7 - штоки; 8 - гранит-порфиры; 9 - месторождения и рудопроявления молибдена штокверкового типа; 10 - тектоническое нарушение; 11 - направление внедрения гранитной магмы.



и Саралинский массивы соединяются на небольшой глубине в единое крупное батолитовое тело пластовой формы. Подводящий канал его находится, по геофизическим данным, в юго-восточной части Саралинского массива. Здесь обнажаются крупнозернистые грубопорфиробластовые биотитовые граниты наиболее глубоко вскрытой зоны батолита. Лейкократовые граниты встречаются редко в виде мелких одиночных даек и линзовидных жил.

В направлении на северо-запад и запад грубопорфиробластовые биотитовые граниты быстро сменяются среднезернистыми мелко-скуднопорфирированными биотитосодержащими гранитами с более многочисленными дайками и роями даек лейкократовых гранитов. В наибольшем удалении (по периферии батолита) залегают крупные штоки лейкогранитов и гранит-порфиров, с которыми связано штокверковое молибденовое оруденение (Агаскырское месторождение, Ничкурюпское, Карасукское рудопроявления).

Еще один пример зональности тигертышского комплекса - Туимский массив. Он сложен крупнозернистыми порфиробластовыми биотитовыми гранитами довольно глубокого эрозийного уровня, о чем уже говорилось выше. Может быть, по этой причине в Улень-Туимском районе нет малоглубинных (1,0-1,5 км) штокверковых месторождений молибдена, но широко развито скарновое вольфрам-медно-молибденовое оруденение, глубина формирования которого оценивается в 3-4 км. Однако в массиве много даек мелкозернистых лейкократовых гранитов фазы III, обладающих резкими контактами. Особенно много даек в крайней северо-восточной части массива, а в подножье и на юго-западном склоне горы Тигр-Тоия лейкограниты составляют 30-40% площади, занимаемой комплексом. С подъемом на гору число даек и их мощности увеличиваются настолько, что вмещающие биотитовые граниты начинают уступать им по объему. Вблизи вершины дайки сливаются в единый довольно крупный шток (рис. 3). Таким образом, в направлении от центральной к фронтальной зоне массива объем лейкократовых гранитов остаточных расплавов все более увеличивается и дайковая фация их перерастает в штоковую.

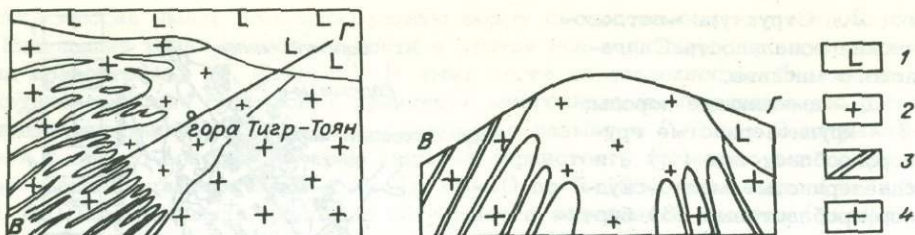


Рис. 3. Переход дайковой фации лейкогранитов в штоковую на участке горы Тигр-Тоян.

1 - диабазы быскарской серии  $D_{1-2}$ ; 2, 3 - лейкократовые граниты штоковой (2) и дайковой (3) фаций; 4 - средне-крупнозернистые биотитовые граниты.

Описанная структурно-петрологическая зональность является следствием пульсационно-кристаллизационной дифференциации в понимании Ф.Н. Шахова /1971/. Возникающие при этом фазово-фациальные отношения между продуктами разновременной кристаллизации описаны Ф.Н. Шаховым /1971/ и В.В. Потапьевым /1971/ в гранитных массивах калбинского комплекса на Алтае, отмечены В.Т. Покаловым /1977/ на месторождении Жирекен, а А.Е. Сорегароли / Sorregaroli, 1975/ - в массиве Такомкан, допускаются В.И. Серых и Э.Ю. Сейтмуратовой на Коунраде. На редкометаллических месторождениях такие факты известны давно /Леонтьев, 1972; Щерба, 1960; Щерба и др., 1972/. Поэтому предлагаемая схема петрологической зональности гранитных массивов тигертышского комплекса имеет, очевидно, общее значение.

Таблица 2

Обобщенная схема петрологической зональности плутонов тигертышского комплекса

Зона	Характеристика
Фронтальная	Массивы мелкие, сложены среднезернистыми биотитовыми и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами (и гранит-порфирами). Последние представлены дайками, "каркасными" интрузиями и штоками. Объем их может быть соизмерим с биотитовыми гранитами. Лейкограниты сопровождаются жильными фельзит-порфирами и штокверковым молибденовым оруденением
Промежуточная	Массивы не крупные, сложены средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. Мелкозернистые лейкократовые граниты имеют подчиненное значение и образуют главным образом одиночные дайки, реже рои даек. С биотитовыми гранитами связано скарновое вольфрам-медно-молибденовое оруденение
Глубинная	Массивы крупные, сложены крупнозернистыми грубопорфировидными биотитовыми гранитами. Лейкократовые граниты и гранито-пегматиты могут присутствовать в виде редких жило-, линзо- и гнездообразных тел с нерезкими фациальными границами. Оруденение отсутствует

Сущность ее заключается в том, что внутренние зоны субгоризонтальных лополитообразных тел сложены однородными крупнозернистыми порфиро-бластовыми биотитовыми гранитами. Выше появляются гнездовые обособления и жиллообразные тела лейкократовых гранитов с нечеткими контактами. Затем количество и размеры их увеличиваются, и во фронтальной зоне дайковая фация лейкогранитов сменяется штоковой. Самое высокое положение в зональной схеме тигертышского комплекса занимают фельзит-порфиры (жильные производные лейкократовых гранитов) и сопряженное с ними шток-верковое молибденовое оруденение (табл. 2).

В соответствии с пластовой лополитообразной формой тел гранитов внедрение расплава происходило по полого восходящим ослабленным зонам (тангенциальные зоны отрыва при восходящих движениях миогеосинклинальных блоков). В этом же направлении развивается петрологическая зональность комплекса. Поэтому контролирующие оруденение лейкократовые граниты поздней фазы занимают в массивах биотитовых гранитов периферийно-фронтальное, а не центральное положение. На это последнее обстоятельство в литературе еще не обращается должного внимания. В частности, изучать петро-геохимическую и иную зональность таких массивов следует не только по вертикали, к чему многие стремятся, а также по латерали, но лучше по пологовосходящим линиям.

### Литература

- Леонтьев А.Н. Типовая геологическая модель рудоносного (редкие металлы, вольфрам, молибден, олово) гранитоидного интрузива и ее петрографические модификации. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 9-12.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3, с. 36-54.
- Покалов В.Т. Формации молибденовых месторождений. - В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Т.1. М.: Недра, 1977, с. 107-122.
- Потапьев В.В. К проблеме формирования многофазных гранитоидных тел. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т.4. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1971, с. 232-238.
- Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971. 352 с.
- Сергеева Е.С. О некоторых особенностях и происхождении Уленьтуимского гранитоидного комплекса. - В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1963, с. 145-150.
- Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Хомичев В.Л. Интрузивный магматизм Туимского района Хакасии. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск. кн. изд-во, 1964, с. 256-266.
- Хомичев В.Л. О природе вкрапленников калишпата в гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау. - В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1966, с. 94-105.
- Хомичев В.Л. Тектономагматическое развитие Кузнецкого Алатау. - В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1971, с. 37-43.
- Хомичев В.Л. Формы связи медно-молибденового оруденения с магматизмом. - Сов. геология, 1979, № 2, с. 74-81.
- Хомичев В.Л., Сольцман А.Е., Хомичева Е.С., Райская Г.Н., Саралинский

гранитоидный плутон и молибденовое оруденение. - В кн.: Магматизм Алтае-Саянской области и связь с ним месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1976, с. 59-67.

Шахов Ф.Н. Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971. 315 с.

Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск: изд. Уф АН СССР, 1971, с. 3-33.

Щерба Г.Н. Вертикальные движения как главная причина образования каменного пространства некоторых интрузивов Казахстана. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1951, т. 103, вып. 13, с. 56-60.

Щерба Г.Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

Щерба Г.Н., Лаумулин Т.М., Сенчило Н.П. Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. - В кн.: Минеральные месторождения (XXIV сессия МГК). М.: Наука, 1972, с. 88-104.

Soregaroli A.E. Geology and genesis of the Boss Mountain molibdenum deposit, British Columbia. - Econ. Geol., 1975, v. 70, N 1, p. 4-14.

В.М. Чекалин, А.Ф. Черных, А.П. Беляев

## МОРФОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

В региональном структурном плане описываемая территория занимает часть области герцинской завершённой складчатости, образовавшейся на месте Зайсанской геосинклинали. На юго-западе от герциниды Калба-Нарымской зоны, на северо-востоке от каледонид Горного Алтая она отделена соответственно Иртышской и Северо-Восточной региональными сложно построенными зонами смятия, развившимися на месте досреднепалеозойских глубинных разломов северо-западного простирания. На северо-западе по Успенско-Аламбайскому разлому она граничит с герцинидами Волчихинской зоны, на юго-востоке - с сопредельными структурами Рудного Алтая, расположенными на территории Восточного Казахстана (рис. 1).

В районе выделяются два структурных яруса: каледонский и герцинский. Каледонский структурный ярус представлен дислоцированными и неравномерно метаморфизованными отложениями нижнего палеозоя мощностью до 5000 м. По степени метаморфизма эта толща расчленяется на три пачки: нижнюю (а) - интенсивно метаморфизованную, существенно песчанистую с прослоями и линзами мраморов; среднюю (б) - менее метаморфизованную, преимущественно сланцевую; верхнюю (в) - со следами слабого метаморфизма, представленную разнотернистыми песчаниками с прослоями метаморфических сланцев, иногда с реликтами первично глинистого состава. В отложениях верхней пачки в 1974-1975 гг. М.Ф. Микунов отобрал палинологические пробы, в которых впервые обнаружены растительные микрофоссилии, известные из отложений верхнего протерозоя и низов кембрия Сибири. Герцинский структурный этаж, залегающий с резким угловым несогласием

на каледонском, сложен вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего девона и нижнего - среднего карбона. В отдельных изолированных мульдах сохранились реликты мезозойского структурного этажа, представляющего угленосными отложениями нижней - средней юры, накопившимися в платформенный этап развития региона.

Палеозойский фундамент покрыт толщей мезозойско-кайнозойских рыхлых песчано-глинистых отложений мощностью от 0-50 м на юго-востоке до 200-300 м на северо-западе.

Магматические породы, состав и формы залегания которых очень разнообразны, играют большую роль в строении района. Становление их здесь, как и на Рудном Алтае в целом /Кузубный, 1975/, началось в нижнем палеозое (?) и закончилось, по многочисленным данным, в пермитриасе. По времени и условиям формирования они делятся на две большие группы - породы геосинклинального и орогенного этапов развития района. Первая группа объединяет вулканогенные комплексы среднего - верхнего девона, вторая - интрузивные комплексы разного возраста и нижекаменноугольные экструзивно-субвулканические образования. Вулканогенные комплексы пород преимущественно кислого состава широко представлены эффузивно-туфогенной, экструзивно-субвулканической и жерловой фациями, на которые приходится около 50-60% вулканогенно-осадочных пород девона и около 25% пород карбона. Породы экструзивно-субвулканической и жерловой фаций (липаритовые порфиры, дацитовые, андезитовые, диабазовые порфириды) слагают лакколито-, штоко-, трубо-, пласто- и дайкообразные тела. Размеры их колеблется в широких пределах, достигая подчас нескольких километров. Породы эффузивно-туфогенной фации представлены различными по составу лавами, лавобрекчиями, разнообломочными туфами и туффитами мощностью от первых метров до 500-600 и более метров. Мощность их резко возрастает по мере приближения к вулканическим центрам.

Среди интрузивных комплексов выделяются каледонский (предположительно досреднедевонский), змеиногорский (верхний карбон - нижняя пермь) и калбинский (верхняя пермь - триас), занимающие около 50% площади рассматриваемого района. Породы каледонского комплекса (габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты и граниты) приурочены к ядерной части Алейского антиклинория. Интрузии змеиногорского комплекса (габбро, гранодиориты, кварцевые диориты, граниты) расположены преимущественно на крыльях Алейского антиклинория. К калбинскому комплексу (крупнозернистые порфиroidные граниты) относится Сувушинский массив в северо-восточной части района.

Описываемая территория имеет весьма сложную тектонику. Основной структурой является Алейский антиклинорий, сформировавшийся на месте срединного массива и занимающий центральную осевую часть района. Ядро его сложено метаморфическими образованиями нижнего палеозоя и гранитоидами преимущественно каледонского комплекса. Северо-восточное и юго-западное крылья и северо-западное периклинальное замыкание его представлены дислоцированными вулканогенно-осадочными породами девона - карбона герцинского яруса. На северо-востоке Алейский антиклинорий сопряжен с Быструшинским синклинорием, выполненным терригенными и вулканогенными породами девона.

На фоне отмеченных региональных структур широкое развитие получила более мелкая конседиментационная и наложенная складчатость, образовавшаяся в основную фазу герцинского цикла тектогенеза. Положение района между такими длительно развивавшимися глубинными разломами, как Иртышский и Северо-Восточный, вызвало широкое проявление разноориентированных неоднократно подновлявшихся разломов более высоких порядков. Они

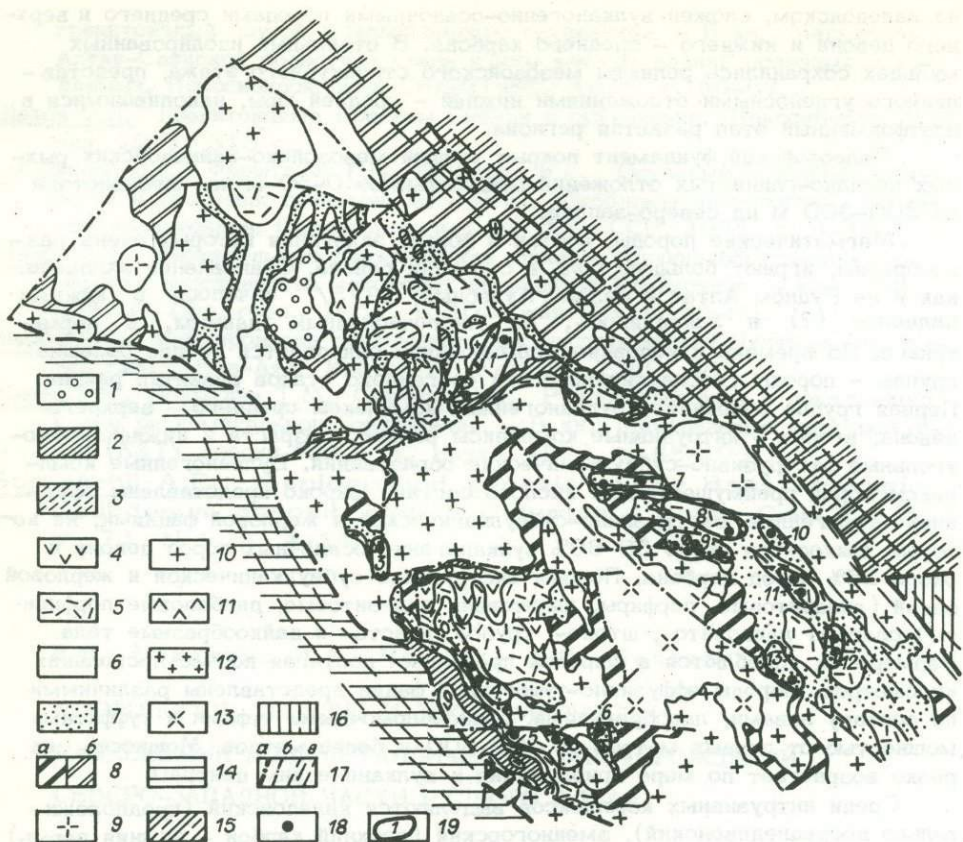


Рис. 1. Схематическая геологическая карта докайнозойских образований северо-западной части Рудного Алтая.

1 - 13 - Рудно-Алтайская структурно-формационная зона: 1 - юрская система, нижний - средний отделы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, пласты каменного угля); 2, 3 - каменноугольная система: 2 - нижний - средний отделы (песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты, известняки, редкие пропластки угля), 3 - нижний отдел (лавы и туфы дацитового, андезитодацитового и андезитового состава); 4-7 - девонская система: 4 - фаменский ярус (туфопесчаники, вулканиты среднего и основного состава), 5 - франский ярус (туфопесчаники, алевролиты, вулканиты кислого, редко основного состава), 6 - нерасчлененные средне-верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения, 7 - средний отдел (алевролиты, туфопесчаники, известняки, гравелиты, вулканиты кислого состава); 8 - нижний палеозой нерасчлененный: а - рудноалтайского типа (метаморфические сланцы, песчаники, в низах прослой мраморов), б - горноалтайского типа (пестроцветные метаморфические сланцы и песчаники); 9 - калбинский комплекс: граниты биотитовые, роговообманково-биотитовые, преимущественно порфиридные; 10 - змеиногорский комплекс - габбро, гранодиориты, граниты биотитовые, биотит-роговообманковые, аляскинские; 11 - нижнекаменноугольный (?) субвулканический комплекс - дацитовые, андезитодацитовые и андезитовые порфириты и их магматогенные брекчии; 12 - верхнедевонский субвулканический комплекс - липаритовые

и определили блоковое строение палеозойского фундамента. При этом контролирующая роль в распределении условий осадконакопления принадлежит разломам северо-западного и субширотного направлений.

Рассматриваемая часть Рудного Алтая, как и регион в целом, специализирована на колчеданно-полиметаллическое оруденение, сосредоточенное в трех рудных районах (Змеиногорский, Золотушинский, Рубцовский). Размещение месторождений подчиняется структурному, литолого-стратиграфическому и магматическому факторам контроля.

Структурный контроль месторождений заключается в том, что практически все они тяготеют к Иртышскому (Золотушинский район) и Северо-Восточному (Змеиногорский, Рубцовский) глубинным разломам, оперяющей их разрывной тектонике и приурочены к краевым частям Алейского антиклинория и осевой области Быструшинского синклинория. Змеиногорский рудный район связан с северо-восточным крылом Алейского антиклинория и северо-западным окончанием осевой зоны Быструшинского синклинория. Для него характерна мощная толща (5500-6200 м) вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего девона и практически полное отсутствие каменноугольных отложений. Среди вулканогенных пород девона заметную роль играют вулканиты основного состава.

Золотушинский район расположен на юго-западном крыле Алейского антиклинория. В нем также отмечается значительная мощность (1500-3500 м) разного состава вулканогенных и осадочных пород среднего и верхнего девона, осадочных пород нижнего карбона (до 500 м) и юры (до 150 м). Рубцовский район тяготеет в основном к северо-западному периклинальному замыканию Алейского антиклинория, где мощность вулканогенно-осадочных пород девона составляет 2000-3500 м, нижнего - среднего карбона до 1000 м, юры - до 150 м. По сравнению с другими районами отложения эйфеля небольшой мощности здесь достоверно установлены только в восточной части.

Литолого-стратиграфический фактор контроля основного промышленного оруденения проявляется в приуроченности его к разрезу вулканогенно-осадочных пород среднего и верхнего девона, где выделяются три основных рудоносных уровня: верхнеэйфельский, верхнеживетский и среднефранский (рис. 2). На первом уровне сосредоточены подавляющая часть запасов полиметаллических руд Золотушинского рудного района и единичные мелкие мес-

---

порфиры; 13 - каледонский (?) комплекс - плагиограниты, кварцевые диориты, габбро. 14 - Иртышская структурно-формационная зона (без расчленения). 15 - Горноалтайская структурно-формационная зона (без расчленения). 16 - Коргонская структурно-формационная зона (без расчленения). 17 - тектонические нарушения (а - определяющие границы структурно-формационных зон, б - прочие, в - зона смятия). 18 - полиметаллические месторождения. 19 - рудное поле и его номер: 1 - Рубцовско-Захаровское (месторождения: Захаровское, Рубцовское); 2 - Таловское (Таловское, Степное); 3 - Локтевское (Локтевское); 4 - Золотушинское (Золотушинское, Ново-Золотушинское); 5 - Титовско-Сургутановское (Титовское, Гериховское, Сургутановское, Юбилейное); 6 - Крючковское (Крючковское); 7 - Березовогорское (Тушканихинское, Майское); 8 - Корбалихинское (Корбалихинское); 9 - Змеиногорское (Стрижковское, Карамышевское-II, Среднее, Зареченское, Петровское, Змеиногорское); 10 - Черепановское (Черепановское); 11 - Лазурское (Лазурское, Масленское); 12 - Семеновское (Леонтьевское, Семеновское); 13 - Белоглинское (Белоглинское).

Система		Рудный район, месторождение									
Отдел	Ярус	Подъярус	Змеиногорский		Свита	Золотушинский		Свита	Рубцовский		
Д е в о н с к а я	В е р х н и й	Франский	Верхний	Корбалжисинское (19) Лазурское (26) Масленское (27) Семеновское (29) Леонтьевское (30) Майское (17) Змеиногорское (24) Зареченское (23) Петровское (22) Карамышевское II (20) Белоглинское (28) Среднее (21) Тушканижинское (16) Черепановское (25)	Снегиревская	Геризовское (11)		Алейская	Захаровское (1) Рубцовское (2)		
			Средний			Каменная	Титовское (12) Юбилейное (13) Сургутановское (14)				
		Нижний	Давыдовская							Степное (4) Таловское (3)	
		Давыдовская									
		Нижний	Живетский			Верхний	Шилуновская			Таловская	Золотушинское (6) Новозолотушинское (7) Орловское (8) Крючковское (15) Локтевское (5)
	Нижний				Таловская						
	Березовская		Шилуновская			Березовская					
								Березовская			

Рис. 2. Стратиграфическое положение колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая.  
В скобках - номер месторождения.

торожения Змеиногорского района. Ко второму уровню приурочены многие месторождения Змеиногорского и Рубцовского районов. С наиболее молодым верхним уровнем связаны некоторые месторождения Рубцовского и Змеиногорского районов. В последние годы на этом уровне выявлено Юбилейное месторождение в Золотушинском районе.

Вмещающими оруденение породами служат глинистые, кремнисто-глинистые, кремнистые алевропелиты, туфы и туффиты, реже лавы кислого состава. Строгой зависимости количества запасов руд от состава вмещающих их пород не наблюдается. Большая часть месторождений, как правило, залегает в геологическом разрезе, в котором чередуются вулканогенные кислые и осадочные породы, причем последние значительно преобладают (Степное, Таловское, Зареченское, Рубцовское, Ново-Золотушинское и др.). Некоторые месторождения приурочены преимущественно к осадочным отложениям (Та -

ловское, Рубцовское, Захаровское, Майское и др.), вулканогенным породам кислого состава (Крючковское) или их контакту (Змеиногорское, Петровское, Золотушинское и др.). Вулканиды основного состава в качестве непосредственно вмещающих промышленное оруденение не характерны. На Корбалихинском месторождении лавобрекчии базальтовых порфиритов залегают на рудной зоне, в отдельных случаях — на рудных телах. В них же иногда отмечается наложенное непромышленное оруденение.

Магматический фактор контроля оруденения выражается в приуроченности последнего к участкам широкого проявления продуктов девонского вулканизма кислого, реже основного состава. Все промышленные месторождения находятся в области развития промежуточных фаций вулканогенных пород и связаны с вулканотектоническими структурами (склоны вулканокуполов, "биклинали", вулканические депрессии). Непосредственно рудовмещающими структурами являются положительные брахиформные складки, разнонаклонные моноклинали, осложненные более мелкой разноориентированной складчатостью и разрывными нарушениями разных порядков.

Морфология рудных тел, как правило, сложная: ленто-, линзо- и пластобразная с частыми пережимами и раздувами, заливообразными очертаниями в плане. Имеются жилы, штокерки. По условиям залегания, взаимоотношению с вмещающими породами и форме рудных тел можно выделить два морфологических типа месторождений:

ленто-, линзо- и пластобразные тела сплошных и вкрапленных руд, залегающие преимущественно согласно с вмещающими породами, в сочетании с зонами прожилкового оруденения в глинисто-кремнистых алевропелитах, подстилающих в большинстве случаев сплошное и вкрапленное оруденение (Золотушинское, Ново-Золотушинское, Юбилейное, Степное, Таловское, Рубцовское, Захаровское, Змеиногорское, Корбалихинское, Лазурское, Зареченское, Семеновское);

внутрипластовые и секущие напластования линзовидные, трубообразные, жилобразные и другой сложной формы зоны прожилковых руд в трещинных структурах, иногда в сочетании с мелкими межпластовыми телами сплошных и вкрапленных руд (Майское, Среднее, Стрижковское, Черепановское).

Структуры руд крупно-средне-мелко-тонкозернистые и колломорфные (редко); текстуры массивные (сплошные), полосчатые (и слоистые), пятнистые, вкрапленные, прожилковые и реже брекчиевидные. По составу выделяются медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические, барит-полиметаллические с серебром и золотом типы руд, краткая характеристика которых приводится в таблице и на рис. 3. На месторождениях, как правило, отмечаются 2-3 типа руд. Формационный подтип месторождения в целом определяется по наиболее развитому из них. Закономерное распределение руд разного состава на отдельных месторождениях придает им зональное строение. Так, на колчеданно-полиметаллических месторождениях (Лазурское, Корбалихинское) лежащий бок представлен преимущественно медными, висячий — свинцово-цинковыми рудами; на барит-полиметаллических (Зареченское, Змеиногорское) лежащий — медно-свинцово-цинковыми, висячий — баритовыми со свинцом и цинком.

Специфика минерального состава месторождений в общем плане определяется положением рудных районов относительно главной структуры региона — Алейского антиклинория. Так, месторождения Рубцовского района (Степное, Таловское, Рубцовское, Захаровское) представлены преимущественно полиметаллическими (Золотушинское, Ново-Золотушинское, Орловское) рудами. Наиболее разнообразны по составу руды Змеиногорского района, где известны колчеданно-полиметаллические (Корбалихинское, Лазурское), полиметаллические (Майское, Семеновское, Среднее, Тушканихинское, Стрижков-

## Классификация месторождений колчеданно-полиметаллической формации

Геологические признаки	Тип месторождения				
	Медно-колчеданный	Колчеданно-полиметаллический	Полиметаллический	Барит-полиметаллический с самородными металлами	Кварцево-полиметаллический с самородными металлами
Положение в разрезе (ярус, подъярус)	Верхний эйфель	Верхний эйфель, живет, фран	Верхний эйфель, живет, фран	Верхний живет, фран	Верхний живет
Вмещающие породы	Кварцевые кератофиры, кварцево-хлоритовые и кремнисто-глинистые сланцы	Лавы, туфы, туфопесчаники кислого и основного состава, глинистые и глинисто-кремнистые алевролиты	Глинистые и глинисто-кремнистые алевропелиты; лавы, туфы, туффиты кислого состава	Глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, туфы кислого состава	Туфы кислого состава, фельзит-порфиры
Структурные условия залегания	Синклинальные и антиклинальные складки, зоны дробления	Брахиантиклинали, моноклинали, осложненные мелкой складчатостью. Зоны дробления, рассланцевания	Брахиантиклинали, моноклинали с дополнительной складчатостью, Зоны рассланцевания, дробления	Складчатые и разрывные структуры	Зоны трещиноватости
Морфология рудных тел	Штокверки, межпластовые линзы	Ленто- и линзообразные сложной формы тела, жилы, штокверки	Линзообразные согласные и субсогласные тела, жилы, штокверки	Линзы сложной формы, жилы, штокверки	Жилы
Околорудные изменения	Окварцевание, хлоритизация	Хлоритизация, окварцевание, серицитизация	Серицитизация, окварцевание, хлоритизация	Окварцевание, серицитизация	Окварцевание, серицитизация, хлоритизация

Полезные элементы	Нерудные		Рудные		Соотношение Cu:Pb:Zn	Основные место- рождения
	глав- ные	второсте- пенные	глав- ные	второсте- пенные		
	основ- ные	сопутст- вующие	глав- ные	второсте- пенные		
	Халькопирит, пирит	Пирит, халькопирит, сфа- лерит, галенит	Сфалерит, галенит, пи- рит, халькопирит	Сфалерит, галенит, халь- копирит	1:0,05:0,3	Локтевское
	Сфалерит, галенит, марказит	Блеклая руда, борнит, ко- веллит, калькозин	Блеклая руда, борнит	Пирит, борнит, блеклая руда, самородные метал- лы	1:(0,2-1,7):(0,9:7,5)	Золотушинское, Ново-Золо- тушинское, Орловское, Кор- балихинское, Лазурское
	Кварц	Хлорит, кварц, серицит, карбонат	Серицит, кварц, хлорит, барит	Барит	1:(1,3-9):(2,8-19)	Захаровское, Рубцовское, Зареченское, Змеиногор- Степное, Таловское, Май- ское, Семеновское, Сред- нее, Стрижовское, Туш- канихинское, Крючков- ское, Юбилейное
	Хлорит, серицит, ба- рит, кальцит	Барит	Карбонат, гипс	Кварц, серицит, карбо- нат, хлорит	1:(3-6):(5-9)	Зареченское, Змеиногор- ское, Карамышевское-II, Петровское, Гериховское, Титовское
	Медь, сера	Цинк, медь, свинец, сера	Цинк, свинец, медь	Цинк, свинец, медь, са- мородные металлы	1:2,7:9	Черепановское
	Цинк, свинец, само- родные металлы	Кадмий, самородные ме- таллы, селен, галлий, гал- лий, теллур	Кадмий, самородные ме- таллы, сера, молибден, мышьяк, сурьма и др.	Кадмий, сера, молибден, мышьяк, сурьма, таллий и др.		?

Минеральный состав

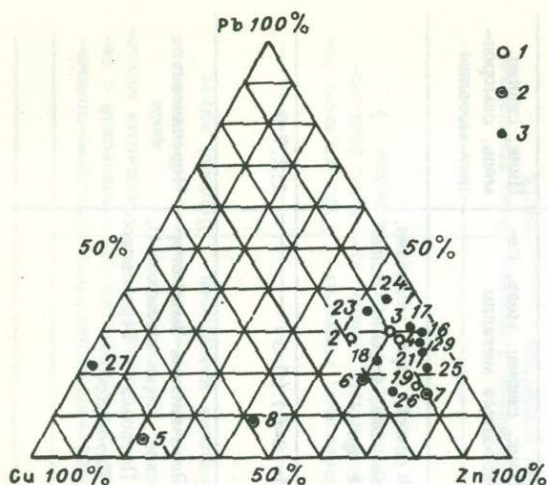


Рис. 3. Диаграмма средних относительных содержаний меди, свинца и цинка в рудах колчеданно-полиметаллических, полиметаллических и барит-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая.

1 - 3 - месторождения Рубцовского (1), Золотушинского (2) и Змеиногорского (3) рудных районов. Номер месторождения на диаграмме соответствует его номеру на рис. 2.

ское) и барит-полиметаллические (Зареченское, Змеиногорское и др.) месторождения. Такое разнообразие руд в Змеиногорском районе обусловлено, по-видимому, приуроченностью его к сопряжению двух крупных региональных структур: Алейского антиклинория и Быструшинского синклинория, которые формировались в различных условиях.

Несмотря на длительную историю исследования месторождений Рудного Алтая, в том числе и рассматриваемой территории, вопросы их происхождения, как показало специальное совещание 1975 г. /Проблемы..., 1977/, остаются нерешенными. В настоящее время существуют две основные гипотезы образования рудноалтайских месторождений: интрузивная и вулканическая (эффузивная).

Сторонники интрузивного рудообразования (В.П. Нехорошев, Н.А. Елисеев, П.Ф. Иванкин, А.А. Гармаш, А.К. Каюпов, В.С. Кузбный, Ю.Ю. Воробьев, В.В. Попов и другие исследователи) связывают оруденение с проявлением интрузивной деятельности в верхнем палеозое в орогенный период, считая его наложенным на складчатые и разрывные структуры и сформировавшимся после внедрения поздних диабазовых даек.

Гипотезу вулканогенного происхождения рудноалтайских месторождений развивают в своих работах Б.И. Вейц, И.В. Дербинов, Н.Л. Бубличенко, Б.В. Левоник, Г.Н. Щерба, Г.Ф. Яковлев, И.В. Покровская, М.Г. Хисамутдинова, В.И. Кусочкин, Л.Н. Белькова, В.Н. Огнев, А.И. Семенов. Основные положения ее сводятся к доказательству того, что все месторождения ассоциируются с эффузивной и субвулканической фациями девонского вулканизма; подчинены стратиграфическому контролю; основная часть руд и вмещающие породы часто в равной степени претерпели складчатость деформации; оруденение связано с синвулканическими структурами, рудные тела пересекаются дайками диабазовых порфиритов; отмечаются рудокласты в толщах, перекрывающих рудную зону. Источниками рудного вещества считаются очаги средне-верхнедевонского вулканизма. При этом, в случае достижения гидротермальными растворами дна бассейна осадконакопления, допускается образование сингенетичного осадконакоплению оруденения.

Существование различных точек зрения относительно происхождения алтайских полиметаллических месторождений не лишено оснований. Практически на всех месторождениях можно наблюдать черты, присущие как вулканогенно-осадочному, так и гидротермально-метасоматическому наложенному рудообразованию. В основном это определяется конвергентностью признаков. По

мнению авторов, все промышленное оруденение на Рудном Алтае представляет собой продукт девонского вулканизма, часто связано с конседиментационными структурами, но образовалось до основной, завершающей фазы складчатости герцинского цикла тектогенеза. Однако в отдельных случаях (по-видимому, немногочисленных) имеет место барит-полиметаллическое (преимущественно баритовое) оруденение, наложенное на окончательно сформировавшиеся складчатые и разрывные структуры и полиметаллические до-складчатые согласно залегающие руды. Так, на Степном месторождении ярко выраженная складчатая структура, обязанная основной фазе складчатости, и согласные полиметаллические руды, установленные во всех элементах складки, пересекаются вертикально падающей жилой барита (с полиметаллами), связанной со складчатой трещиной отрыва /Чекалин, 1981, 1983/.

На сложность и длительность образования месторождений указывает В.И. Смирнов. При определении возраста и условий их формирования необходимо учитывать длительность "... их развития и эволюции процесса рудообразования от сингенетичного отложения вещества в период формирования толщ до последующего эпигенетичного накопления рудной массы, осуществляющегося после возникновения и даже перерождения этих толщ" /Смирнов, 1970, с. 15/.

Установленные закономерности пространственного размещения месторождений колчеданно-полиметаллической формации в северо-западной части Рудного Алтая позволяют ориентировать поисковые работы в первую очередь на локальные вулканотектонические структуры, тяготеющие к глубинным длительно развивавшимся магмо- и рудоподводящим разломам. Потенциальная рудоносность таких структур определяется по комплексу геолого-геохимических, минералогических и геофизических признаков.

## Литература

- Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.
- Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977. 304 с.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - Геол. рудных месторожд., 1970, № 6, с. 8-15.
- Чекалин В.М. Структура Степного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). - Геол. рудных месторожд., 1981, № 5, с. 33-40.
- Чекалин В.М. Геолого-генетическая модель полиметаллических месторождений Таловского рудного поля (Рудный Алтай). - В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1983, с. 87-95.

ПРОЯВЛЕНИЕ МАГНЕЗИАЛЬНОГО МЕТАСОМАТОЗА  
В ЗОНЕ ДОРУДНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ ЮБИЛЕЙНОГО  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Юбилейное полиметаллическое месторождение расположено в юго-восточной части Золотушинского рудного района и представляет собой первое в данном районе месторождение, залегающее в вулканогенно-осадочных породах верхнего девона /Астафьев, 1981/. Выявление нового продуктивного стратиграфического уровня повысило общую перспективность района и вызвало интерес к изучению верхнедевонских отложений с целью выработки дополнительных поисковых критериев.

Разрез рудовмещающей толщи месторождения имеет довольно выдержанный характер (рис. 1). В основании его (в подрудной части) залегают пачка лав и лавобрекчий липаритовых порфиров таловской свиты среднего девона с редкими прослоями туфов кислого состава и алевропелитов.

Выше располагается вулканогенно-осадочная толща нижнекаменевской подсвиты верхнего девона, сложенная в нижней части туфами и лавобрекчиями кислого состава, а в верхней — средне-крупнообломочными вулканотерригенными брекчиями, переслаивающимися с песчаниками и алевропелитами. Обломочный материал брекчий представлен осадочными и кислыми вулканогенными породами. Цемент чаще состоит из этого же обломочного, местами пелитового материала. В верхней части подсвиты залегают послойное тело субвулканических липаритовых порфиров.

Надрудная часть разреза в центральном блоке месторождения сложена пачкой переслаивающихся преимущественно осадочных пород верхнекаменевской подсвиты, представленных алевролитами, известковистыми песчаниками, известняками. Эта пачка перекрывается туфогенно-осадочными образованиями снегиревской свиты.

Вулканогенно-осадочные отложения девона прорваны интрузивными субвулканическими телами кислого и основного состава и дайками диабазовых и диоритовых порфиров.

Околорудные метасоматические образования, в которых локализуются рудные тела, развиты в зоне контакта верхней и нижней каменевских подсвит и приурочены в основном к верхней части нижнекаменевской подсвиты, к кровле субвулканического тела липаритовых порфиров.

Формирование комплекса метасоматитов и связанного с ним процесса рудоотложения происходило в два этапа: дорудный и рудный. В дорудном этапе, в свою очередь, выделяются две стадии: гипогенного выщелачивания и осаднения, в рудном — стадия позднего выщелачивания, сопровождающаяся отложением сульфидных руд.

Процессы дорудного выщелачивания широко распространены в основном в подрудной толще в отложениях таловской свиты, нижнекаменевской подсвиты и в липаритовых субвулканических порфирах. Измененные породы хорошо сохраняют свою первичную структуру, имеют серицит-хлорит-кварцевый состав, обеднены натрием, кальцием и обогащены кремнеземом (табл. 1,2).

Исследование химизма состава пород зоны выщелачивания и детальное изучение хлоритов показали, что наиболее удаленные от рудной зоны (по вертикали) вулканыты таловской свиты (внешней зоны) наряду с высоким содержанием кварца (62%) имеют довольно значительные количества сери-

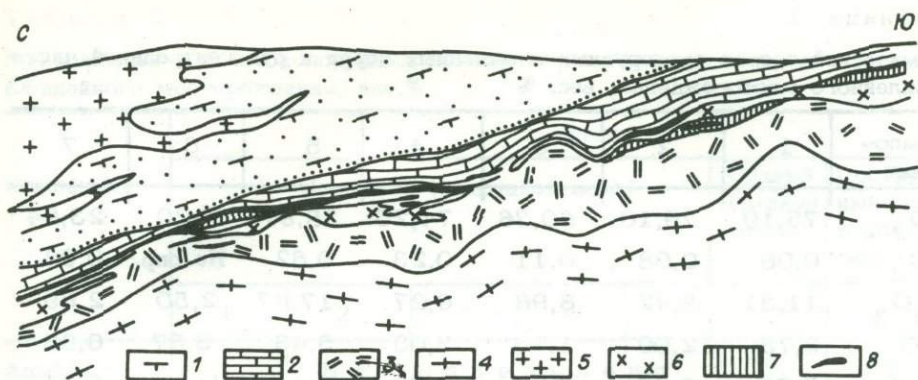


Рис. 1. Схематизированный продольный геологический разрез Юбилейного месторождения.

1 - песчаники, туфопесчаники с прослоями алевропелитов, известняков снегиревской свиты ( $D_3 Sn$ ); 2 - детритовые органогенно-обломочные известняки верхнекаменевской подсвиты ( $D_3 km_2$ ); 3 - околорудные, измененные вулканогенные, вулканогенно-обломочные породы нижнекаменевской подсвиты ( $D_3 km_1$ ) с хлорит-серицит-кварцевым парагенезисом с магнезиальным хлоритом (промежуточная зона); 4 - измененные лавы и лавобрекчии липаритовых порфиров таловской свиты ( $D_2 tl$ ) с магнезиально-железистым хлоритом (внешняя зона); 5 - кварцевые альбитофиры; 6 - измененные субвулканические липаритовые порфиры; 7 - карбонат-хлоритовые метасоматиты с магнезиальным хлоритом (внутренняя зона); 8 - полиметаллическая руда.

цита (23%) и хлорита (14%), причем хлорит представлен магнезиально-железистой разновидью с коэффициентом железистости 33-35%. Термическая кривая минерала характеризуется слабо выраженными экзо- и эндотермическими эффектами (рис. 2,б). По мере приближения к рудной зоне в измененных отложениях нижнекаменевской подсвиты (промежуточной зоны) и в субвулканических порфирах отмечается дополнительно вынос калия и алюминия, что приводит к уменьшению количества серицита от 18 до 6%. Распределение железа и особенно магния (связанного с хлоритом) неравномерно, в связи с чем отмечаются участки, обедненные (7%) и обогащенные (18%) хлоритом. Кроме того, в промежуточной зоне выщелачивания по мере приближения к рудным телам происходит изменение состава хлорита, обусловленное выносом железа из магнезиально-железистой разновидности и преобразованием его в магнезиальный хлорит и пирит. Коэффициент железистости ( $K_f$ ) хлорита падает до 20-13%. На термической кривой возникают два выраженные эндотермические (630, 850°C) и один экзотермический (885-90°C) эффекты (см. рис. 2,б). Мощностъ промежуточной зоны выщелачивания, в которой отмечается преобразование продуктов магнезиального метасоматоза, в центральной части месторождения около 300 м, на флангах до 10-20 м.

Промежуточная зона дорудного выщелачивания с неравномерным содержанием хлорита и меняющимся в сторону уменьшения железистости по мере приближения к рудным телам составом его, была отмечена также ранее на месторождениях Рубцовского района /Бальтер, 1974/.

Метасоматиты зоны осаднения (внутренней) залегают преимущественно

Таблица 1

Химический состав околорудных измененных пород и руд центральной части Юбилейного месторождения, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	75,19	79,10	80,36	74,25	28,97	7,20	23,84
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,08	0,11	0,23	0,62	He опр.	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,31	8,42	8,96	6,27	17,97	2,50	2,69
FeO	2,73	2,00	1,76	3,05	5,43	3,57	0,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,47	0,20	0,56	He опр.	He опр.	0,31
MnO	0,10	0,19	0,09	0,13	0,24	"	0,10
CaO	0,28	0,28	0,56	2,79	2,52	4,20	38,54
MgO	3,00	3,01	2,21	5,22	25,20	0,20	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,05	0,03	0,14	He опр.	0,05
H <sub>2</sub> O	2,97	3,35	3,52	3,13	8,5	1,30	0,35
K <sub>2</sub> O	2,86	1,57	2,10	0,75	0,10	0,40	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,08	0,08	0,08	0,23	He опр.	1,00
CO <sub>2</sub>	He опр.	0,27	0,07	2,26	3,73	3,3	30,5
S	0,45	1,20	0,72	1,95	3,40	20,0	0,04
Zn	He	обнаружено			3,20	34,2	He обн.
Pb		"			0,03	7,59	"
Cu		"			0,03	2,24	"
BaSO <sub>4</sub>		"			He обн.	12,00	"
Сумма...	9,62	100,05	100,79	100,7	100,31	98,70	99,73

Примечание. Здесь и в табл. 2: 1 - серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты внешней зоны с магниезиально-железистым хлоритом по лавобрекчиям кислого состава таловской свиты; 2-4 - серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты промежуточной зоны с магниезиальным хлоритом по лавобрекчиям (2), по вулканотерригенным породам нижнекаменевской подсвиты (3), по субвулканическим липаритовым порфирам (4); 5 - карбонатно-хлоритовые метасоматиты внутренней зоны осаждения; 6 - сливная полиметаллическая руда с баритом; 7 - альбитизированные известняки (надрудные).

но в верхней части зоны выщелачивания в лежачем боку рудных тел и представляют собой участки интенсивно измененных осадочных и вулканоблю-мочных пород линзовидной и лентовидной формы мощностью от 0,5 до 10 м.

Минеральный состав метасоматитов представлен в основном магниезиальным хлоритом (см. рис. 2а, б), в подчиненном количестве присутствуют доломит, кварц, сульфиды (см. табл. 1, пр. 5).  $K_f = 7$ .

Рентгеноструктурные данные ( $\sin \beta = 14,23 \text{ \AA}$ ,  $b = 9,21 \text{ \AA}$ ) и

Таблица 2

Минеральный состав околорудных измененных пород и руд центральной части Юбилейного месторождения, вес. %

Компонент	Этап							
	Дорудный (подрудная зона)					Рудный (рудная зона)	Пострудный (надрудная зона)	
	1	2	3	4	5	6	7	
Альбит		Не определено						8
Кварц	62	70	72	66	6	4	17	
Хлорит	14	11	7	18	77	Не опр.	4	
Мусковит	23	17	18	6	-	6	-	
Кальцит	1	0,5	1	5	-	7	70	
Доломит	-	-	-	-	9	-	-	
Барит	-	-	-	-	-	12	-	
Пирит	-	2,2	1,3	4	3	2	-	
Сфалерит	-	-	-	-	4	52	-	
Галенит	-	-	-	-	-	9	-	
Халькопирит	-	-	-	-	-	5	-	
Сумма...	100	100,7	99,3	99,0	99,0	97,0	99,0	
f хлорита	38	20	20	13	7	Не опр.	Не опр.	

Примечание. Тире - не обнаружено.

расчет структурной формулы хлорита показали повышенное содержание алюминия в тетраэдрических слоях, в связи с чем минерал отнесен к шериданиту (магнезиальной разности хлорита, обогащенной алюминием). Последний отмечен в ряде полиметаллических месторождений Алтая - Степном /Бальтер, 1974/, Тишинском, Николаевском /Кеппежинская, 1965/ и др.

Сульфидная свинцово-цинковая и медная минерализация накладывается на метасоматиты зоны осаднения, причем при этом происходит разложение магнезиального хлорита с образованием доломитокварцевой ассоциации, а также появление вокруг сфалерита оторочек гребенчатого кварца. В завершающий этап сульфидная минерализация сопровождается жильными кальцитом, кварцем и баритом, которые развиты в основном в висячем боку рудных тел (см. табл. 2, пр. 6). Гидротермальные изменения в известняках, залегающих в надрудной части колонки, проявлены довольно слабо и выражаются в неравномерном окварцевании, хлоритизации, альбитизации (см. табл. 2, пр. 7,8). На северо-западном фланге месторождения в эндоконтакте липаритоацитовых порфиров отмечалась калишпатизация. Калишпатизация как процесс околорудного изменения отмечалась на отдельных месторождениях Рудного Алтая /Бальтер, Кисенко, 1976; Чекваидзе, 1975/.

Описанная метасоматическая колонка Юбилейного месторождения с точки зрения формационного анализа близка к типовой колонке березитов-лиственитов /Коржинский, 1953; Жариков, Омеляненко, 1965/, для которой характерны широкие ореолы дорудного выщелачивания и связанные с

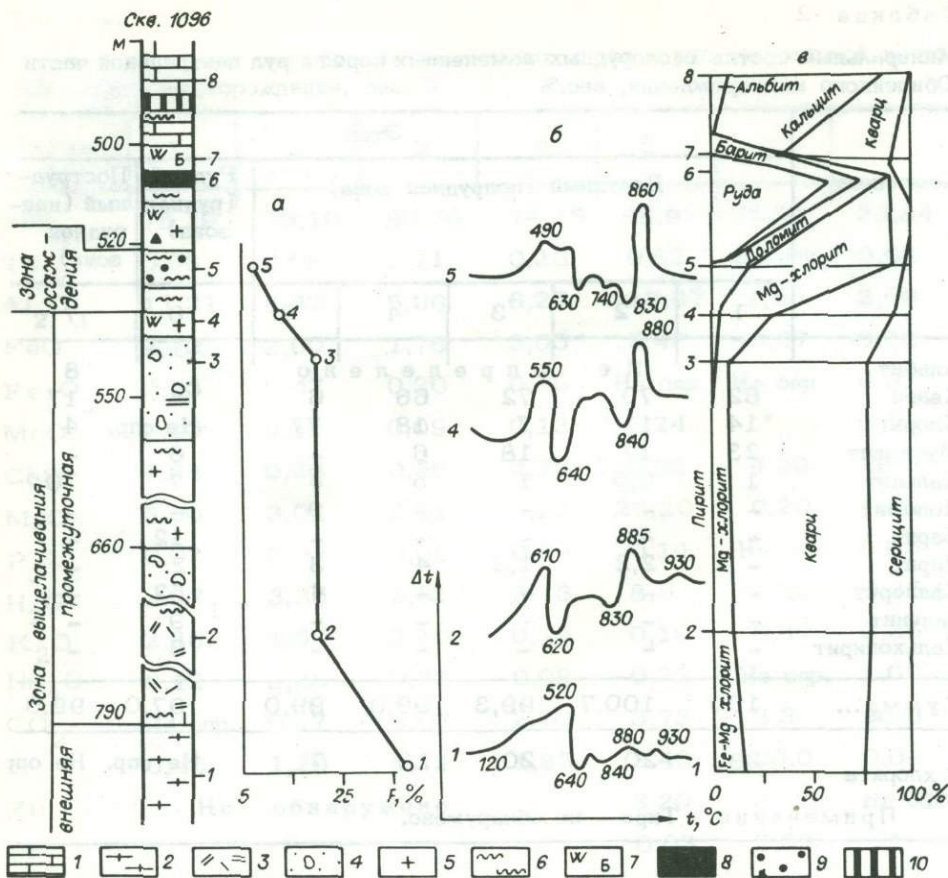


Рис. 2. Колонка околорудных измененных пород центральной части Юбилейного месторождения: а - график изменения железистости хлоритов (по зонам), б - термограммы метасоматитов, в - минеральный состав метасоматитов.

1 - альбитизированные, окварцованные известняки; 2-6 - измененные породы: 2 - внешней зоны: лавобрекчии кислого состава таловской свиты с хлорит-серпичит-кварцевым парагенезисом с магнизиально-железистым хлоритом, 3-5 - промежуточной зоны: с хлорит-серпичит-кварцевым парагенезисом с магнизиальным хлоритом по лавобрекчиям (3), по вулканотерригенным породам нижнекаменевской подсвиты (4), по субвулканическим липаритовым порфирам (5), 6 - внутренней зоны: карбонатно-хлоритовые породы с магнизиальным хлоритом. Прочие образования: 7 - барит-кварцевые породы; 8-10 - полиметаллическая сливная (8), вкрапленная (9) и барит-полиметаллическая (10) руда.

1-8 - номера проб.

ними зоны отложения с рудной минерализацией. Последние на месторождениях изученного типа обычно маломощны, в связи с чем их поиски, особенно в закрытых районах, затруднены.

Проведенное детальное изучение вертикальной метасоматической колон-

ки Юбилейного месторождения позволило выделить среди широко развитых ореолов дорудного выщелачивания две зоны: внешнюю серицит-хлорит-кварцевого состава с магнезиально-железистым хлоритом; промежуточную, имеющую ту же ассоциацию, но с магнезиальным хлоритом, аналогичным по составу хлориту зоны осаднения. Выявленная метасоматическая зональность используется нами при поисках полиметаллического оруденения. Особенно важно выделение промежуточной зоны (в которой проявлен магнезиальный метасоматоз), имеющий гораздо большие мощности (до 300 м), чем внутренняя зона осаднения (до 10 м).

## Литература

- Астафьев М.П. Перспективы увеличения сырьевой базы в Золотушинском рудном районе. - Разведка и охрана недр, 1981, № 1, с. 3-11.
- Бальтер Б.Л. Основные черты метасоматитов Степного полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). - В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 147-155.
- Бальтер Б.Л., Кисенко В.М. О разновозрастном проявлении гидротермального метаморфизма в Таловском рудном поле (Рудный Алтай). - Сов. геология, 1976, № 8, с. 133-137.
- Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород с металлогеническими исследованиями. - В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1965, с. 119-194.
- Кеpezинская К.Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965. 135 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. - В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332-452.
- Чекваидзе В.Б., Исакович И.З., Кудрявцева Н.Г. Типы метасоматической зональности и их соотношения с оруденением на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. - В кн.: Метасоматизм и колчеданное оруденение. Ереван: изд-во АН АрмССР, 1975, с.114-116.

А.Н. Уваров, С.В. Жигалов

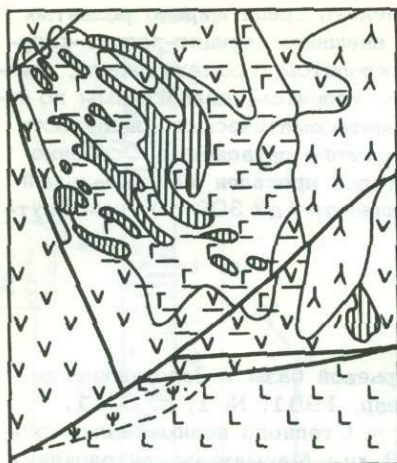
О НЕФЕЛИНОВЫХ ПОРОДАХ

ВЕРХОВИЙ рч. ПЕТРОПАВЛОВКИ

(Кузнецкий Алатау)

Характерный отличительный признак района верховий рч. Петропавловки от других площадей развития нефелиновых пород в Кузнецком Алатау - совместное нахождение интрузивных, эффузивных и метасоматических нефелинсодержащих образований.

В геологическом строении площади (рис. 1) принимают участие среднекембрийские базальтовые, андезитобазальтовые порфириды и туфы бериккульской свиты; базальтовые порфириды, трахитовые порфиры, туфы, туффи-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9

Рис. 1. Схематическая геологическая карта верховий рч. Петропавловки.

1 - ороговикованные эффузивы беркульской свиты среднего кембрия; 2,3 - быскарская серия ( $D_{1-2}$ ): базальтовые порфириты, трахитовые порфириты, туфы, туфогравелиты, туфоконгломераты (2); нефелинсодержащие эффузивы (3); 4 - габброиды неясной формационной принадлежности; 5 - сиениты мартайгинского комплекса ( $\epsilon_3 - O_1$ ); 6,7 - горячегорский комплекс

( $D_{1-2}$ ): нефелиновые монцониты (6), нефелиновые сиениты (7); 8 - ореол развития нефелиновых метасоматитов; 9 - разрывные нарушения.

ты и реже нефелинсодержащие эффузивы быскарской серии раннего - среднего девона. Интрузивные образования представлены сиенитами, диоритами, сиенито-диоритами мартайгинского комплекса позднего кембрия - раннего ордовика, габброидами неясной формационной принадлежности, а также ниже-среднедевонскими нефелиновыми монцонитами (согласно классификаций А.Н. Заварицкого /1956/) и нефелиновыми сиенитами горячегорского щелочно-габброидного комплекса.

Нефелиновые монцониты образуют ряд разновеликих тел характерной сигмоидальной формы, расположенных кулисообразно, заполняя трещины отрыва зоны растяжения, что присуще ниже-среднедевонским интрузиям щелочных пород Кузнецкого Алатау /Дроздов, 1981/.

У нефелиновых монцонитов верховий рч. Петропавловки выдержанный минералогический состав и устойчивые структурно-текстурные особенности. Это серые, розовато-серые средние и крупнозернистые, массивные или трахитоидные породы, сложенные нефелином (35-80%), эгирин-авгитом ( $2V_{Ng} = 66^\circ$ ;  $Ng = 1,744-1,745$ ;  $Np = 1,720$ ; 15-45%), олигоклазом (от № 15-20 до № 26-31;  $Ng = 1,544-1,550$ ;  $Np = 1,538-1,544$ ; 2-25%), калиевым полевым шпатом (2-20%). Структура нефелиновых монцонитов гилпидиоморфно-зернистая с преобладающим идиоморфизмом эгирин-авгита, реже нефелина. Полевые шпаты обычно выполняют интерстиции зерен нефелина, причем калиевый полевой шпат, как более поздний, часто корродирует плагиоклаз. Иногда отдельные зерна плагиоклаза откристаллизовались раньше нефелина, и в этом случае наблюдается их коррозия последним. Часто в породе присутствует гасингсит ( $Ng = 1,720$ ;  $Np = 1,695$ ). Аксессуарные - апатит, титаномагнетит, сфен. Местами наблюдается альбитизация, иногда значительная.

Нефелиновые монцониты довольно часто содержат разновеликие ксенолиты боковых пород, а их контакты с вмещающими образованиями повсеместно резкие, секущие.

Среди пород жильной фации зафиксированы разности, минералогический состав которых аналогичен составу нефелиновых монцонитов, имеющие афировые (местами трахитоидные) и порфировые структуры с нефелином и пла-

гиоклазом, а местами и с пироксеном во вкрапленниках. Порфиновые разности хорошо параллелизуются с берешитами даек бассейна р. Береш. Наиболее характерно для жильных аналогов нефелиновых монцонитов, в отличие от пород основной интрузивной фазы, количественное преобладание полевых шпатов над нефелином.

Минеральный и химический составы, внешний облик и текстурно-структурные особенности нефелиновых монцонитов верховой рч. Петропавловки аналогичны таковым для полевошпатовых уртитов, сиенитовых горячитов или полевошпатовых ийолитов массива горы Горячей (восточный склон Кузнецкого Алатау). Сродство этих пород наглядно выражается на петрохимических диаграммах (рис. 2,3).

Анализ диаграмм показывает компактное расположение фигуративных точек нефелиновых монцонитов рч. Петропавловки и соответствующих им пород массива горы Горячей, поля которых значительно перекрывают друг друга, а также существенное совпадение с ними фигуративных точек жильных берешитов Кузнецкого Алатау и нефелиновых монцонитов других регионов земного шара. В то же время на графиках хорошо выражена обособленность уртитов от нефелиновых монцонитов, которым соответствует пространство между полями щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. Такое положение полей фигуративных точек тералитов, нефелиновых монцонитов и нефелиновых сиенитов относительно друг друга соответствует последовательности их становления (фазности): тералиты - нефелиновые монцониты - нефелиновые сиениты.

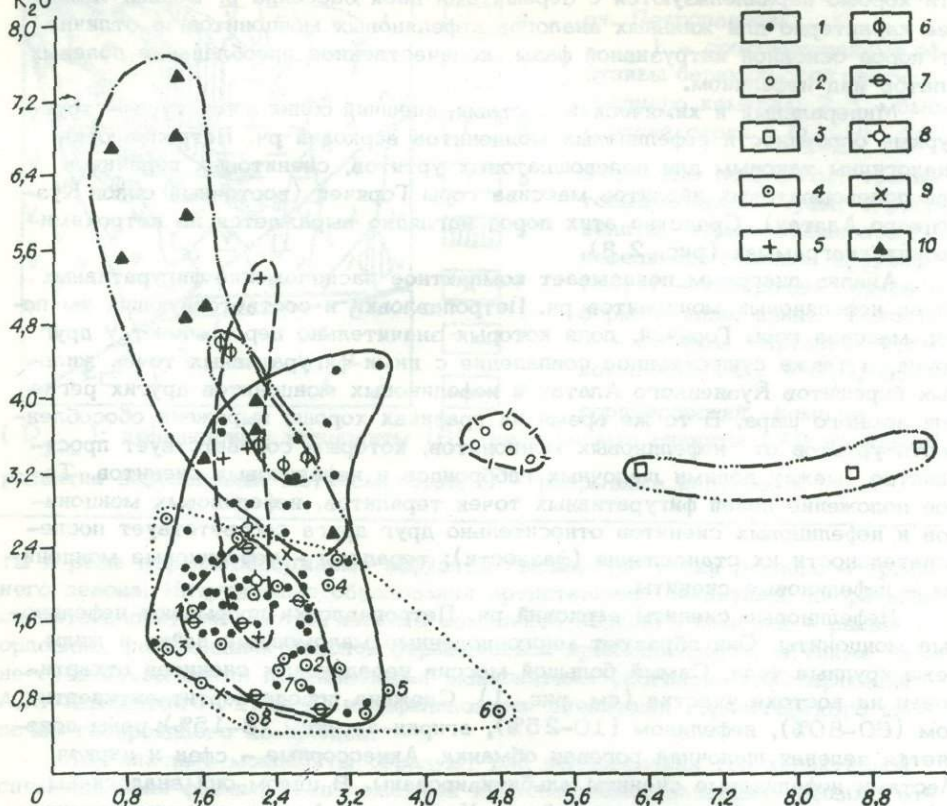
Нефелиновые сиениты верховой рч. Петропавловки прорывают нефелиновые монцониты. Они образуют многочисленные маломощные дайки и жилы, реже крупные тела. Самый большой массив нефелиновых сиенитов откартирован на востоке участка (см. рис. 1). Сложена порода пертит-антипертитом (60-80%), нефелином (10-25%), эгириин-авгитом (8-15%); реже появляется зеленая щелочная роговая обманка. Акцессорные - сфен и циркон. Местами нефелиновые сиениты альбитизированы. В целом они аналогичны нефелиновым сиенитам других районов Кузнецкого Алатау по минералогическому и химическому составам (табл. 1; см. рис. 2,3), а также по текстурно-структурным элементам и внешнему облику.

К жильным производным нефелиновых сиенитов верховой рч. Петропавловки относятся нефелиновые сиенит-порфиры и мелкозернистые нефелиновые сиениты, образующие маломощные (до 2 м) дайки. Реже встречаются жилы (мощность до 30 см) нефелин-сиенитовых пегматитов, соответствующих по составу мариуполитам (альбит, нефелин, эгириин).

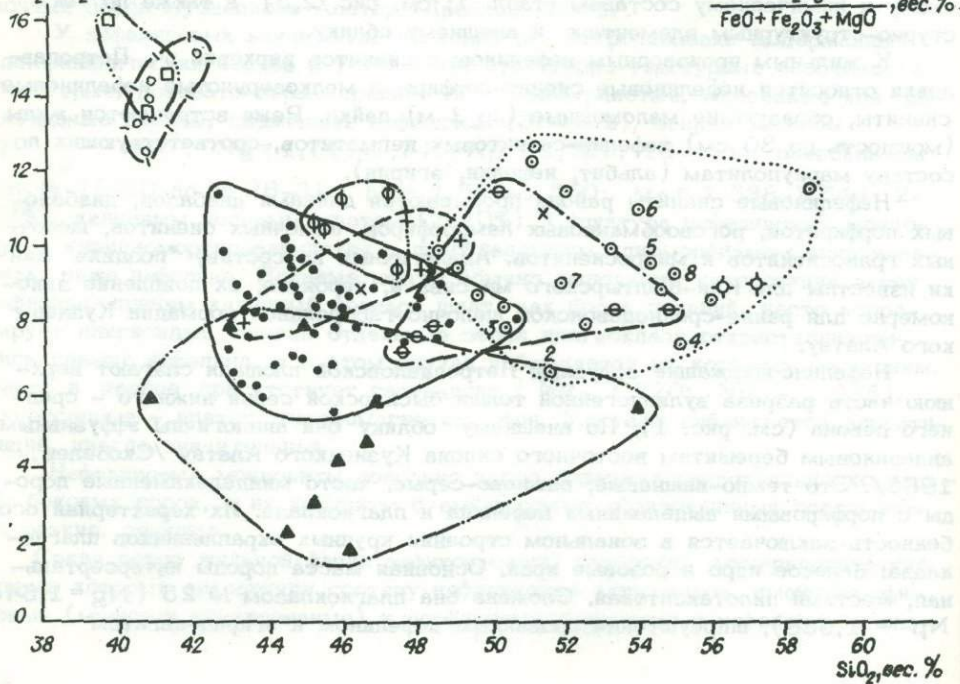
Нефелиновые сиениты района прорываются дайками диабазов, диабазовых порфиритов, роговообманковых лампрофиров, щелочных сиенитов, щелочных граносиенитов и микросиенитов. Аналогичные по составу "поздние" дайки известны для Кия-Шалтырского массива и, вероятно, их появление закономерно для ранне-среднедевонской щелочно-габброидной формации Кузнецкого Алатау.

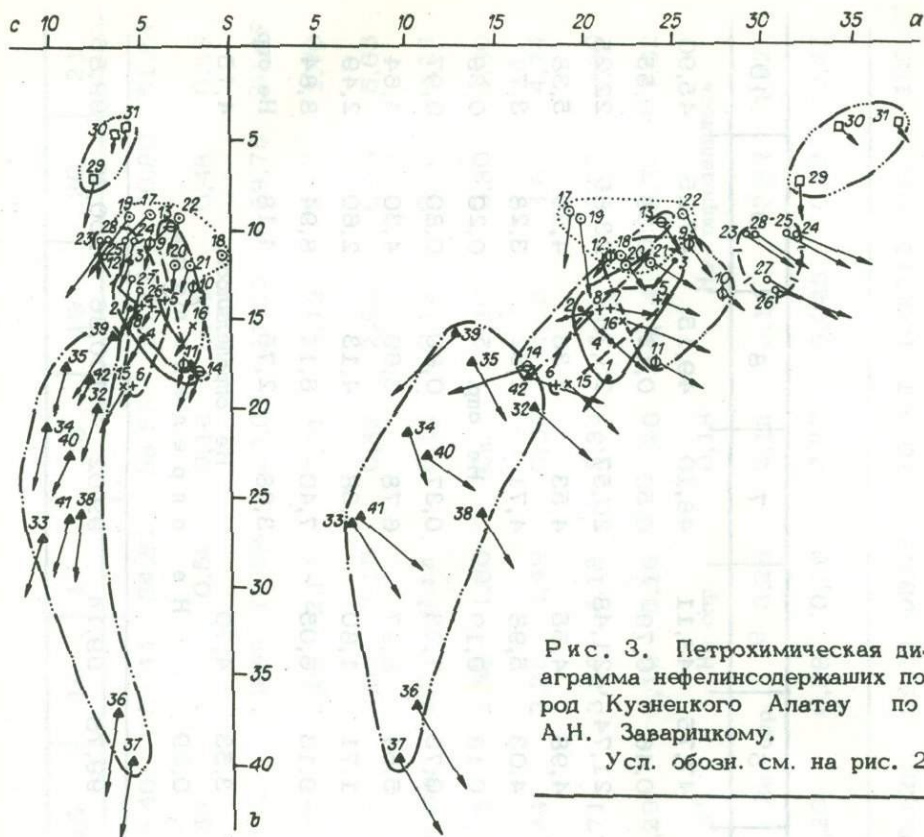
Нефелинсодержащие эффузивы Петропавловской площади слагают верхнюю часть разреза вулканогенной толщи быскарской серии нижнего - среднего девона (см. рис. 1). По внешнему облику они аналогичны эффузивным андезитовым берешитам восточного склона Кузнецкого Алатау /Скобелев, 1963/. Это темно-вишневые, вишнево-серые, часто миндалекаменные породы с порфировыми выделениями нефелина и плагиоклаза. Их характерная особенность заключается в зональном строении крупных вкрапленников плагиоклаза: белесое ядро и розовые края. Основная масса породы интерсертальная, местами пилотацитовая. Сложена она плагиоклазом № 25 ( $N_g = 1,546$ ;  $N_p = 1,538$ ), шпурштейнизированным нефелином и эгириин-авгитом

$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$ , sec. %



$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , sec. %





( $2V_{Ng} = 63$ ,  $Ng = 1,730$ ,  $Np = 1,541$ ). Возможно присутствие калиевого полевого шпата в основной массе, но так как порода сильно альбитизирована, его уверенное определение невозможно. Вероятно, сильной альбитизацией исходных полевых шпатов (вплоть до появления альбита с  $Ng = 1,535$ ,  $Np = 1,538$ ) объясняется и более "кислый" характер реликтового плагиоклаза в нефелинсодержащих эффузивах верховий рч. Петропавловки по сравнению с эффузивными андезиновыми берешитами руч. Батанаюл, где он представлен андезитом № 34-40.

О близких к описываемым эффузивам в составе быскарской серии восточного склона Кузнецкого Алатау упоминал И.К. Баженов /1963/, именуя их нефелиновыми эссекситовыми порфиритами.

Рис. 2. Распределение нефелинсодержащих пород ряда массивов Кузнецкого Алатау.

1 - нефелиновые монцитоны верховий рч. Петропавловки; 2,3 - уртиты Кия-Шалтырского (2) и Светлинского (3) массивов; 4 - нефелиновые сиениты различных районов Кузнецкого Алатау; 5 - полевошпатовые уртиты массива горы Горячей; 6 - жильные берешиты восточного склона Кузнецкого Алатау; 7 - эффузивные андезиновые берешиты бассейна рч. Батанаюл; 8 - нефелинсодержащие эффузивы верховий рч. Петропавловки; 9 - нефелиновые монцитоны других регионов земного шара; 10 - тералиты Кия-Шалтырского массива.

Таблица 1

Химические составы нефелинсодержащих пород, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	46,40	48,73	44,77	46,88	47,75	43,11	48,10	49,15	47,25	45,90
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,73	0,35	0,76	0,46	0,79	0,50	0,12	0,56	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,26	21,23	24,38	21,58	21,74	21,48	20,57	23,73	23,66	22,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	3,24		3,34	4,98	4,55	4,53	7,36	4,79	5,38
FeO	6,93	6,49	8,01	5,11	4,03	5,98	4,71	2,52	3,28	3,71
MnO	0,16	0,16	0,17	0,17	0,18	0,19	He отр.		0,20	0,39
MgO	2,21	1,20	1,01	1,57	0,73	1,23	0,37	0,80	0,80	0,97
CaO	7,57	6,18	3,93	7,45	5,54	8,97	6,78	3,69	4,30	4,64
K <sub>2</sub> O	2,90	2,90	3,10	2,72	1,71	1,80	2,08	4,13	2,60	2,49
Na <sub>2</sub> O	6,94	6,14	7,83	7,06	9,13	6,05	7,40	6,11	8,94	8,84
H <sub>2</sub> O	He определялось						3,98	2,75	4,18	He отр.
П.л.п.	1,77	1,92	4,64	2,92	3,53	4,70	He определялось			4,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,44	0,36	0,40	He отр.	0,29	He определялось				
Сумма...	100,47	99,38	98,59	99,56	99,78	99,14	99,02	100,36	100,50	99,85

Продолжение табл. 1

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	45,36	47,40	50,07	54,85	46,40	51,44	54,81	58,56	53,27	50,90	51,84
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,55	0,40	0,75	1,57	1,65	0,50	0,16	0,31	0,48	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,52	23,75	21,50	20,71	21,60	19,66	19,58	20,08	21,25	19,75	20,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,21	3,43	2,86	6,85	4,07	2,00	2,94	7,31	3,13	2,84	1,70
FeO	3,92	5,10	4,39	1,45	4,95	4,50	3,15	0,82	2,52	6,20	5,65
MnO	0,77	0,20	0,08	0,22	He опр.	0,27	0,12	0,11	0,12	0,20	0,14
MgO	1,50	0,80	0,84	1,81	2,75	1,50	1,60	Сл.	2,10	0,80	0,90
CaO	5,15	4,94	3,45	1,82	8,44	7,25	3,49	0,56	4,63	3,62	4,74
K <sub>2</sub> O	1,89	2,17	4,20	2,40	2,71	3,85	4,18	5,34	4,66	3,92	3,90
Na <sub>2</sub> O	8,74	7,11	7,23	5,82	6,29	7,10	5,16	6,26	5,14	8,70	7,62
H <sub>2</sub> O	4,88	4,04	He опр.		1,25	He опр.		0,18	He определялось		
П.п.п.	He опр.		3,10	2,59	He опр.	3,28		2,12	3,14	3,87	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,14	0,07	0,32	0,26	0,28	0,26	0,27	0,045	0,22	0,41
Сумма...	99,77	99,63	97,92	99,59	100,29	99,51	99,07	101,67	100,315	101,5	100,05

Продолжение табл. 1

Компонент	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	50,95	40,72	40,63	40,80	40,68	40,40	40,71	40,51	41,26	39,39
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,35	0,34	0,34	0,34	0,46	0,34	0,11	0,08	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,86	27,88	28,03	28,30	28,03	27,71	29,23	30,10	30,17	31,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	2,00	0,38	1,61	4,75	1,47	0,64	2,08	1,24	1,67
FeO	4,60	2,98	3,04	3,00	3,04	2,91	4,21	2,04	1,98	1,50
MnO	0,19	He определялось			0,95	1,61	0,09	0,11	0,07	0,06
MgO	1,1	1,20	0,95	0,95	He опр.		1,11	0,95	0,26	0,28
CaO	3,62	7,17	7,12	7,12	7,12	8,02	7,74	5,20	4,91	4,32
K <sub>2</sub> O	3,72	2,77	3,01	3,01	3,01	2,88	2,96	3,32	3,40	3,50
Na <sub>2</sub> O	8,66	9,83	10,77	10,77	10,77	10,46	11,28	10,20	11,20	12,60
H <sub>2</sub> O	He определялось									
П.п.п.	0,83	3,72	3,01	2,90	3,01	3,56	1,73	4,40	4,07	3,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	He опр.		0,20	0,20	0,44	0,52	He определялось		
Сумма...	99,86	98,62	98,28	99,00	101,90	99,92	100,56	99,02	98,64	98,63

Окончание табл. 1

Компонент	32	33	34	35	36	37	38	39	40	4I	42	
SiO <sub>2</sub>	44,95	45,20	45,81	46,87	44,41	46,23	40,82	53,92	46,65	47,70	43,11	
TiO <sub>2</sub>	1,06	0,9	1,85	1,22	1,26	1,22	2,31	1,41	1,63	1,04	0,79	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,52	20,00	21,07	22,05	13,98	12,46	20,82	20,82	20,10	18,67	21,48	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,14	2,23	3,05	2,95	4,12	1,1	3,54	1,25	3,49	3,34	4,55	
FeO	6,07	5,81	7,31	4,08	6,13	8,14	7,86	5,25	6,13	6,27	5,98	
MnO	0,12	0,15	0,17	0,09	0,17	0,19	0,17	0,12	0,18	0,17	0,19	
MgO	2,97	6,35	3,64	2,94	10,13	11,92	4,64	2,63	3,85	5,26	1,23	
CaO	12,00	13,93	11,1	9,72	14,66	16,15	10,95	4,75	11,52	13,75	8,97	
K <sub>2</sub> O	1,55	0,43	0,71	1,26	0,36	0,25	0,69	1,63	0,81	0,42	1,80	
Na <sub>2</sub> O	6,21	2,60	3,56	4,70	2,00	1,67	5,20	4,28	3,95	2,86	6,05	
H <sub>2</sub> O					Не определялось							
П.п.п.	0,92	1,76	0,71	2,94	2,61	0,11	2,67	3,15	1,67	1,29	4,70	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,277	0,182	0,582	0,423	0,222	0,112	0,135	0,273	0,241	0,117	Не отр.	
Сумма...	99,787	99,542	99,562	99,243	100,052	99,552	99,805	100,59	101,07	101,54	99,14	

Примечание. 1-4 - нефелиновые монцониты верховой рч. Петропавловки; 5 (среднее из 11), 6 (среднее из 18), 7,8 - полевошпатовые ийолиты Горячегогорского массива по И.В. Лучицкому /1960, 1963/ и И.К. Баженову /1963а/; 9, 10 (среднее из 6), 11,12 - берешиты по Эрдсман-дерферу, И.В. Лучицкому /1963/, Э.Е. Федорову и И.К. Баженову /1963а/; 13 - эффузивный андезиновый берешит по Ю.Д. Скобелеву /1963/; 14 - андезиновый берешит эффузивный (среднее течение руч. Батанаюл); 15,16 - нефелиновые монцониты по Лакруа и по Х. Серенсену; 17-19 - нефелиновые сиениты Кузнецкого Алатау: р. Озорница (17), верховья рч. Петропавловки (18), руч. Загорный (19); 20-22 - нефелиновые сиениты Кия-Шалтырского массива (по Дроздову и Чайко); 23-28 - уртиты Кия-Шалтырского массива по Б.В. Дроздову, А.М. Прусевичу, Н.А. Бурухину; 29-31 - уртиты Светлинского массива по А.И. Мостовскому; 32 (среднее из 2-х), 33 (среднее из 3-х) - 38 - габбро и тералиты Кия-Шалтырского массива (по Б.В. Дроздову); 39-41 - габбро и тералиты Кийского массива; 42 (среднее из 18) - горячит (лейкотералит) горы Горячей /Лучицкий, 1963/.

Химический состав андезиновых эффузивных берешитов руч. Батанаюл в целом близок химическому составу нефелинсодержащих эффузивов района верховой рч. Петропавловки, хотя последние более богаты кремнеземом, вероятно, за счет наложенной на них альбитизации (табл. 2; см. рис. 2).

В районе широко проявлены процессы нефелинизации. Нефелиновые метасоматиты распространены в полосе северо-западного простираения шириной до 3 км, уходя за пределы описываемой площади. В этой же полосе (зоны влияния разрывной структуры северо-западного простираения) располагается также большинство интрузивных массивов нефелиновых пород. В целом для зоны развития нефелиновых метасоматитов характерно сложное внутреннее строение, обусловленное различной степенью гидротермальной проработки боковых пород. Она не является сплошным полем развития нефелиновых метасоматитов, а представляет собой "мозаику" из их залежей, перемежающихся с участками пород, не содержащих метасоматический нефелин. Это, вероятно, вызвано тем, что развитие нефелинизации наиболее легко идет в зонах повышенной трещиноватости, а следовательно, и повышенной проницаемости для растворов. По мере удаления от проницаемых участков степень нефелинизации падает вплоть до появления безнефелиновых пород. Максимально проявлена нефелинизация на западном фланге площади, наиболее слабо - северо-западнее, за ее пределами.

Появление площадных нефелиновых метасоматитов, видимо, предшествовало внедрению нефелиновых монцонитов и, тем более, нефелиновых сиенитов, так как:

в нефелиновых метасоматитах на контакте с нефелиновыми монцонитами наблюдается развитие роговой обманки вплоть до возникновения существенно амфиболовой оторочки непосредственно на контакте и значительной амфибололизации эгирин-авгита вблизи него, а также усиление нефелинизации со значительной коррозией нефелином плагиоклазов и пироксенов метасоматита;

нефелиновые монцониты и нефелиновые сиениты содержат ксенолиты боковых пород без нефелинизации наряду с ксенолитами нефелиновых метасоматитов.

Процесс нефелинизации захватывает все додевонские породы района /Кортусов, Макаренко, 1966, 1978/. Наиболее сильно ему подвержены эф-

Таблица 2

Содержание главнейших компонентов в нефелинсодержащих эффузивах района верховой рч. Петропавловки и в эффузивных андезиновых берешитах руч. Батанаюл, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	57,36	56,23	51,38	47,54	48,02	48,29	50,07	54,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,72	19,68	19,93	18,58	18,95	20,0	21,5	20,71
FeO + + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,2	7,76	6,77	7,33	7,43	7,26	7,24	8,3
CaO	1,63	2,0	3,93	Не	определялось		3,45	1,82
Na <sub>2</sub> O	6,75	5,88	3,37	4,44	4,71	3,8	7,23	5,82
K <sub>2</sub> O	2,26	2,86	4,74	2,74	2,92	4,06	4,2	2,4
MgO	1,17	1,65	1,78	2,17	1,64	1,95	0,84	1,81

Примечание. 1,2 - нефелинсодержащие эффузивы; 3-7 - эффузивы по Ю.Д. Скобелеву /1963/; 8 - эффузивные андезиновые берешиты.

фузивы основного состава бериккульской свиты и габброиды неясной формационной принадлежности<sup>1</sup>.

В умеренно измененных среднекембрийских базальтовых и андезитобазальтовых порфиритах сохраняется тeneвая порфировая структура, но вкрапления плаггиоклаза целиком замещаются гранобластовым агрегатом нефелина, а порфиры пироксена - гранобластовым агрегатом амфибола и нового пироксена. Основная масса породы тоже становится гранобластовой, сложенной нефелином, плаггиоклазом, амфиболом, моноклинным пироксеном.

В габбро нефелин замещает первичные плаггиоклаз и пироксен, сильно корродируя их вплоть до образования диаблостовой структуры. Плаггиоклаз (лабрадор № 65-68, Ng = 1,569, Np = 1,563) при этом не снижает основности, а пироксен (авгит-титан-авгит  $2V_{Ng} = 53-54^\circ$ , Ng=1,712-1,711, Np = 1,685) или слабо эгиринизруется, или начинает замещаться роговой обманкой (Ng = 1,690, Np = 1,666), или не изменяется. Иногда (восточный фланг) отмечается появление более раннего, чем нефелин, калиевого полевого шпата<sup>2</sup>. В слабо и умеренно нефелинизированном габбро сохраняется оливин-гилосидерит (Ng = 1,730, Np = 1,695).

При сильной нефелинизации исходный состав породы определить невоз-

<sup>1</sup> Мы не исключаем возможности наличия в верховьях рч. Петропавловки габброидов двух различных комплексов одновременно: Таскыльского средне-верхнекембрийского и Горячегогорского ранне-среднедевонского. Для подтверждения или отрицания этого предположения в настоящее время фактов недостаточно.

<sup>2</sup> Возможно, что калишпатизация габброидов восточного фланга Петропавловской площади связана со становлением пород мартайгинского комплекса ( $\epsilon_3 - O_1$ ) и не связана с процессом нефелинизации.

можно. Она становится резко такситовой по размерности зерен и по характеру распределения темноцветных минералов, причем переходы можно наблюдать в сравнительно небольших шурфах. Эти метасоматиты по минералогическому составу приближаются к ийолит-уртитам, ийолитам, ийолит-мельтейгитам, мельтейгитам. Сложены они нефелином, местами шпреуштейнизированным или замещенным канкринитом, титан-авгитом до эгирина-авгита ( $2V_{Ng} = 57-68^\circ$ ,  $Ng = 1,736-1,750$ ,  $Np = 1,713-1,727$ ). В незначительном количестве присутствуют олигоклаз № 10-15 ( $Ng = 1,542 - 1,543$ ,  $Np = 1,536$ ) и калиевый полевой шпат ( $Ng = 1,526-1,527$ ,  $Np = 1,520-1,521$ ), но местами они полностью отсутствуют. Иногда в породе встречаются гранат и волластонит ( $Ng = 1,631$ ,  $Np = 1,615$ ). Подобные гранат- и волластонитсодержащие метасоматиты известны для участка Веселого, расположенного северо-восточнее Петропавловской площади /Заболотникова, 1972/.

Сиениты Мартайгинского комплекса батолитов пестрого состава позднего кембрия - раннего ордовика и связанные с его становлением мигматиты (послойные, ветвистые, реже птигматиты) подвержены нефелинизации в значительной меньшей степени. Нефелин в них появляется, видимо, только в тех случаях, когда происходит нейтрализация содержащегося в этих породах кремнезема привносимым натрием с образованием "кислых" плагиоклазов. Возникают жилородные и струйчатые четковидные агрегаты, распределенные по породе крайне неравномерно. При этом нефелин часто корродирует полевые шпаты, местами значительно.

Кроме нефелиновых метасоматитов, появление которых предшествовало внедрению нефелиновых монзонитов, обнаружены контактово-реакционные нефелиновые метасоматиты, связанные с воздействием интрузивных нефелин-содержащих пород на вмещающие их образования. Масштабы развития этих метасоматитов незначительны.

Мощность ореолов контактово-реакционных нефелин-содержащих образований в связи с интрузиями нефелиновых монзонитов оценивается в 6-8 м. Мы детально изучали контакт нефелиновых монзонитов с ороговикоподобными эффузивами берикунской свиты среднего кембрия. Непосредственно на контакте эффузивы превращены в нефелиновые метасоматиты, обогащенные нефелином (до 55%). Кроме нефелина в них присутствуют (до 10%) эгиринизированный авгит ( $2V_{Ng} = 65^\circ$ ,  $Ng = 1,723$ ,  $Np = 1,702$ ) и баркевикит ( $Ng = 1,705$ ,  $Np = 1,681$ ). Полевой шпат в метасоматитах - альбит-олигоклаз ( $Ng = 1,542$ ,  $Np = 1,535$ ) и в меньшем количестве - калинатровый полевой шпат. Структура метасоматитов гранобластовая.

В 3 м от контакта в породах экзоконтакта исчезает калиевый полевой шпат, уменьшается количество нефелина, возрастает количество и основность плагиоклаза (олигоклаз:  $Ng = 1,547$ ,  $Np = 1,539$ ) при менее щелочном характере пироксена (авгит:  $2V_{Ng} = 60^\circ$ ,  $Ng = 1,721$ ,  $Np = 1,700$ ). Здесь в породе сохраняется "теневая" порфирировая структура, причем порфиры целиком замещены бластовым агрегатом нефелина.

В 6 км от контакта вмещающая порода представлена уже роговиком, образовавшимся по пироксен-плагиоклазовому базальтовому порфириту с реликтовой гломеропорфировой структурой и с роговиковой (мозаичной) основной массой. Плагиоклаз вкрапленников - битовнит № 71-73 ( $Ng = 1,573$ ,  $Np = 1,564$ ), а в основной массе - лабрадор ( $Ng = 1,564$ ,  $Np = 1,557$ ). Исходный пироксен в порфирировых выделениях не сохранился. Он перекристаллизовался с образованием бластового агрегата авгит-салита ( $Ng = 1,715$ ,  $Np = 1,696$ ) в границах исходных сечений порфирировых выделений. Нефелин в породе отсутствует.

Развитие контактово-реакционных нефелинсодержащих метасоматитов в связи с нефелиновыми сиенитами еще более ограничено. Например, наблюдается увеличение содержания нефелина (до 50%) в доагматических нефелиновых метасоматитах (обломки в интрузивной брекчии экзоконтакта) на западном контакте самого крупного массива нефелиновых сиенитов в оторочках мощностью 1–2 см. Мы не изучали непосредственные контакты этого массива с базальтовыми порфиритами берикульской свиты вне зоны развития доагматических нефелиновых метасоматитов (восточный фланг участка), но уже в 5 м от контакта в эффузивах не зафиксировано никаких следов нефелинизации.

\* \* \*

1. Нефелиновые породы района верховий рч. Петропавловки образуют естественную породную ассоциацию, состоящую из метасоматических, интрузивных и эффузивных образований.

2. Нефелиновые монзониты, как и нефелиновые сиениты, магматические и соответствуют фазам II и III внедрения массива горы Горячей. Каждая разность интрузивных нефелиновых пород верховий рч. Петропавловки сопровождается собственной жильной фацией.

3. Эффузивные нефелинсодержащие породы участка тождественны эффузивным андезитовым берешитам быскарской серии нижнего – среднего девона и, вероятно, комагматичны нефелиновым монзонитам.

#### Литература

- Баженов И.К. Нефелиновые породы горы Горячей. – В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1963а, с. 122–126.
- Баженов И.К. Эффузивный и жильный комплекс щелочных и нефелиново-щелочных пород восточного склона Кузнецкого Алатау. – В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1963б, с. 243–269.
- Дроздов Б.В. Формационная принадлежность щелочных пород Кузнецкого Алатау. – В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Тезисы докладов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 33.
- Заболотникова И.И. Особенности строения нефелинсодержащих метасоматитов некоторых участков Кузнецкого Алатау. Краткие тезисы. – В кн.: Метасоматизм и рудообразование. Л.: МГ СССР, ВСЕГЕИ, АН СССР, НТО Горное, 1972, с. 57–59.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 480 с.
- Кортусов М.П., Макаренко Н.А. Новые данные по петрографии щелочных пород района верховьев рч. Петропавловки. – В кн.: Вопросы минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Томского ун-та, Тр. ТГУ, 1966, с. 37–46.
- Кортусов М.П., Макаренко Н.А. Некоторые закономерности формирования нефелиновых руд в северной части Кузнецкого Алатау. – В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 75–79.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Лучицкий И.В. Типы формаций щелочных пород Сибири. – В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. – В кн.: Маг-

матические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 165-183.

Скобелев Ю.Д. Батанаюльский участок берешитов. - В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 270-285.

Н.Н. Амшинский, А.А. Долгушина

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРО- И РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ТЕЛАХ

Кто не знаком с законом движения,  
тот не может познать природы.

Галилей

Понятие "парагенезис химических элементов" было введено В.И. Вернадским почти 70 лет назад. Нами оно понимается как сонахождение химических элементов, свойственных тем или иным типам горных пород и месторождений. А.Е. Ферсманом, В.М. Гольдшмидтом, А.Н. Заварицким были предложены схемы разделения элементов на парагенетические группировки, характерные для кислых, щелочных, основных пород. Эти элементарные группировки сейчас уже достаточно четко определились как по составу, так и по тем свойствам, которые предопределяют их сонахождение.

Вместе с тем в природе встречаются такие парагенетические сочетания элементов, которые геохимически представляются парадоксальными. В самом деле, почему в продуктах какого-то природного процесса вдруг совместно встречаются элементы группы железа, свойственные основным породам, и редкие металлы, характерные для гранитов, занимающие, как известно, разные места в таблице Д.И. Менделеева, отличающиеся по распространенности, химическому сродству и другими свойствами? Мало того, зачастую между такими геохимически противоположными элементами обнаруживаются сильные прямые корреляционные связи. До сих пор не существует удовлетворительного объяснения и генетического смысла парагенезисов уран - кальций, уран - титан, уран - железо, титан - редкие земли, титан-тантал и ниобий, вольфрам - золото, вольфрам - кобальт, литий - магний и т.п.

В работах многих исследователей собраны неопровержимые факты, свидетельствующие о повсеместном проявлении гравитационной и эманационной дифференциации в продуктах магматических и гидротермальных процессов. Применительно к Земле в целом были высказаны соображения о единстве процессов гравитации и дегазации, ответственных за распределение вещества в земных геосферах, давно намеченных в классических работах Вернадского, Ферсмана, Кларка, Гольдшмидта и др. Искусственное моделирование процессов миграции показало, что наиболее правдоподобной моделью разделения элементов в радиальных процессах может быть принцип зонной плавки /Виноградов, 1962/.

В течение многих лет нами изучались гранитные массивы и связанные с ними вольфрамовые месторождения Горного Алтая. Удалось проследить изменение состава петрогенных и акцессорных элементов в гранитных телах, составляющих ряд фаций глубинности, и вычислить градиенты их геохимической подвижности /Амшинский, 1973/.

Изучение гранитоидных тел и измененных в контакте с ними пород привело к выявлению зональности экзоконтактовых роговиков и гибридных зон

в эндоконтакте. Установлено, что при формировании гранитоидного тела, в среде, богатой фемическими компонентами, в эндоконтакте образуются гранитоиды повышенной основности (вплоть до габбро), в экзоконтакте — магнетитовые амфибол-пироксеновые с биотитом роговики или скарны, а в удалении от контакта создаются зоны осветленных пород.

Районы развития гранитоидных пород обычно оказываются в структурном плане областями поднятий, а в тепловом поле Земли выглядят термоаномалиями. Все это позволяет считать неоспоримым, что миграция элементов и градиентные поля находятся в причинно-следственных отношениях. В системе с относительной структурно-вещественной и тепловой однородностью не возникает условий, стимулирующих миграцию. В то же время контрастные градиентные поля порождают наиболее интенсивное движение элементов, вещественную зональность и в ряде случаев геохимически необычные сонахождения элементов. Последние возникают тогда, когда градиентное поле создается на границе тел, из которых активное является существенно салическим (гранит), а пассивное — фемическим (граувакки, доломиты, порфириды).

О том, что одни элементы предпочитают накапливаться в апикальной зоне гранитных тел, а другие — в их глубоких горизонтах, сейчас почти не спорят. Однако иногда это объясняют не встречной миграцией, а разной скоростью движения элементов в одном направлении, вместе с движущимся расплавом снизу вверх. Предполагают, что одни из них, опережающие расплав, накапливаются вверху, а отстающие от него концентрируются внизу. Высказывающие такое суждение исследователи почему-то не принимают во внимание некоторые факты.

В излившихся пластообразных телах долеритов, по данным А. Эдвардса /1950/, наблюдаются близкие по составу недифференцированные зоны закалки в кровле и почве тела. Дифференциация происходит между этими зонами. Содержание кремния, калия и железа под верхней зоной закалки увеличено в сравнении с их содержанием в этой зоне, а затем уменьшается по мере приближения к нижней зоне закалки. И здесь оно становится меньше, чем в зоне закалки. Обратная картина наблюдается для магния и кальция, содержание окислов которых под верхней зоной много ниже, а над нижней зоной выше, чем в закаленных долеритах.

Подобные же данные были получены по долеритам Тюрингского леса /Рослер, Воланд, 1965/ и в траппах Тасеевской силла, вскрытого скважинами в Канско-Тасеевской впадине /Мариич и др., 1976/. Таким образом, в субгоризонтальных пластообразных телах, вертикальное перемещение расплава в которых после образования в них зон закалки фактически невозможно, отчетливо происходит встречная миграция петрогенных элементов, приводящая к существенной дифференциации расплава. Существенная дифференциация магмы была отмечена В.И. Влодавцом /1955/ в жерле вулкана в период излияния, когда скорость подъема лавы несопоставимо более высока по сравнению с процессом становления гранитоидного тела. Отсюда ясно, что дифференциация вещества в последнем будет проявляться еще более четко. Медленность процесса гранитообразования обеспечивает полную гравитационной отсадки тяжелых элементов, а обилие летучих — эманационный перенос легких и высокоподвижных вверх. В условиях же фемического состава среды в гранитоидах формируется зона гибридных пород, обогащенных элементами группы железа, пришедшими из вмещающих пород в кровлю массива, и одновременно калием и редкими элементами, которые принесены гранитизирующими флюидами.

Специальные исследования хорошо вскрытых по вертикали гранитоидных тел разной фации глубинности показали, что в них отчетливо наблюдается

вертикальная петрогеохимическая зональность /Амшинский, 1973/. Содержание петрогенных окислов и аксессуарных элементов закономерно изменяется в вертикальном направлении как в отдельных телах, так и в группах тел, составляющих ряд фаций глубинности (табл. 1).

Из петрогенных окислов только кремнезем и окись калия накапливаются по мере уменьшения фации глубинности гранитоидов, т.е. снизу вверх. Содержание всех остальных возрастает с глубиной (см. табл. 1).

Наиболее кислыми и калиевыми являются граниты гипабиссальных штоков. По мере перехода к более глубинным фациям изменение содержания петрогенных окислов становится все менее заметным, т.е. градиент содержания уменьшается сверху вниз. То же самое наблюдается для дисперсии содержания аксессуарных элементов /Амшинский, 1973/.

Отмеченные закономерности позволяют сделать такие выводы:

направленное увеличение содержания с глубиной, т.е. в область высоких температур и давлений, характерно для петрогенных окислов, средние содержания которых возрастают по мере роста основности пород. Содержание окислов кремния и калия увеличивается по мере уменьшения глубины становления, т.е. в области преобладания кислых пород, малых температур и давлений;

поскольку такое распределение наблюдается как в отдельных гранитных телах, в том числе пластообразных, так и в ряду фаций глубинности, приходится признать, что оно происходит в прогрессивную стадию процесса гранитообразования, а кристаллизация лишь фиксирует свершившееся распределение;

наиболее правдоподобный механизм распределения химических элементов в продуктах эндогенной деятельности – встречная миграция геохимически полярных элементов. За судьбу одной группы ответственна эманационная дифференциация (в общем смысле по А.П. Виноградову – дегазация), судьба другой обусловлена гравитацией. Мы не рассматриваем здесь формы соединений, в которых происходит миграция элементов, но полагаем, что, вероятнее всего, это комплексы типа известных миналов, окисные и щелочно-галлоидные соединения;

распределение петрогенных и аксессуарных элементов в магматических телах воспроизводит форму их залегания.

Сопровождающий кристаллизацию аутометасоматоз, проявляющийся равномерно во всем объеме гранитного тела в отличие от постмагматического локального метасоматоза, не нарушает заложенных первоначальных мотивов распределения. Вместе с тем гибридность, возможный за счет поглощения из вмещающих пород только элементов группы железа (в фемических разрезах эвгеосинклиналичного типа) будет осложнять картину распределения. Однако при внимательном рассмотрении создавшейся картины это можно учесть и, мало того, получить еще дополнительный материал, раскрывающий существо конкретного геологического события.

Контактные роговики и околорудные породы, связанные с рудоносными позднегерцинскими гранитами, изучались нами в Юстыдском прогибе юго-восточной части Горного Алтая.

Химический анализ пород экзоконтакта Тоштузекского гранитного массива, опробованных по профилю протяженностью 3 км<sup>2</sup> вкосте контакта (табл. 2) позволяет заключить следующее.

Биотитовые роговики оказываются обогащенными по сравнению с породами дальнего экзоконтакта кремнеземом, окисью калия и железа. При этом кремнезем и окись калия поступали в них со стороны гранита, а железо – со стороны вмещающих пород, где его больше, чем в гранитах, на 1,4%. Максимальное содержание окиси железа наблюдается в роговиках (1,03%),

Таблица 1

Средние содержания (числитель) и дисперсии (знаменатель) петрогенных окислов в гранитах разной фации глубинности, %

Фация глубинности	Число проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Гипабиссальная (1,5 км)	103	73,5	0,245	0,98	1,80
		10,90	0,025		1,90
Мезоабиссальная (3,5 км)	162	69,80	0,362	1,50	2,39
		14,00	0,050		2,00
Абиссальная (7,5 км)	214	68,80	0,375	1,20	2,47
		38,00	0,070		1,80

Окончание табл. 1

Фация глубинности	Число проб	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Гипабиссальная (1,5 км)	103	0,40	0,97	3,20	4,50	0,090
		0,31	0,55	0,44	0,61	
Мезоабиссальная (3,5 км)	162	0,98	2,16	3,20	3,60	0,267
		0,35	2,44	0,44	0,68	
Абиссальная (7,5 км)	214	1,18	2,30	3,80	3,20	0,330
		1,50	4,28	0,60	1,70	

Примечание. В скобках даны глубины формирования по Д.И. Горжевскому и В.Н. Козеренко /1963/.

Таблица 2

Изменение содержания петрогенных окислов в градиентном поле Тошгузекского гранитного массива, %

Окисел	Порфириовидные граниты центральной части тела	Лейкократовые граниты эндоконтакта	Биотитовые ро- говики (ближ- ний экзоконтакт)	Песчаники и алевролиты дальнего экзо- контакта
SiO <sub>2</sub>	74,42	76,80	67,18	63,73
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,96	1,03	0,84
FeO	2,55	0,80	3,19	3,86
CaO	0,71	0,52	2,09	3,98
MgO	0,42	0,35	1,51	2,67
Na <sub>2</sub> O	2,12	1,44	2,55	3,90
K <sub>2</sub> O	5,36	5,91	3,37	2,24
Кол-во проб	15	9	7	8

Таблица 3

Изменение содержаний аксессуарных элементов в градиентном поле Тоштузекского ( I ) и Барбургазинского ( II ) гранитных массивов,  $n \cdot 10^{-4}$ , %

Сумма родственных элементов	I			II		
	1	2	3	1	2	3
Ni + Co + V + Sc = F	37	123	96	27	130	100
Nb + La + Y + Yb + +Rb + Be = R	561	397	187	492	190	139
Li + Cs	47	87	52	61	63	41
W	2	6	2	7	6	2

Примечание. 1 - биотитовые порфиридные граниты, 2 - биотитовые роговики ближнего экзоконтакта (область максимального прогрева), 3 - песчаники, алевролиты, сланцы слабо измененные, от 200-500 и до 3000 м от контакта.

а минимальное (0,82%) в порфиридных гранитах, что указывает, вероятно, на обогащение кислородом зоны, примыкавшей к гранитному расплаву.

В роговиках по сравнению с гранитами значительно повышается содержание окисей кальция, магния и натрия, тогда как во вмещающих породах их содержания еще более высоки. Еще более заметно перераспределение аксессуарных элементов в экзоконтактах гранитных тел, прослеженное на Тоштузекском и расположенном близко от него Барбургазинском гранитных массивах (табл. 3).

Роговики обогащены как элементами, содержания которых максимальны во вмещающих породах ( Ni , Co , V , Sc ), так и теми, которые преобладают в гранитах ( Nb , La , Y , Yb , Rb , Cs , W и др.).

Таким образом, ближний экзоконтакт представляет собой зону концентрации элементов, накопившихся в ней в результате выпадения из потоков вещества при встречной миграции. Подобным же механизмом мы объясняем обогащение редкими элементами габброидных и монзонитоидных пород, появляющихся в краевой зоне гранитных тел, залегающих в толщах, богатых железом, магнием и кальцием. И в этом случае становится понятным, почему габброиды, занимающие позицию апикальных и краевых зон, имеют повышенную щелочность и зачастую оказываются богаче гранитов по содержанию в них типично гранитофильных редких элементов. Между тем известны случаи, когда такие габброиды считаются самостоятельными производными основных магм, а факт обогащения их редкими элементами не принимается во внимание и не объясняется. Не объясняется в этом случае и другое удивительное явление природы - попадание в центр габброидного тела новой инъекции, но уже гранитного состава, на что обратил внимание еще Ф.Н. Шахов /1956/. Пока же на геологических картах районов эвгеосинклинального типа множатся тела гранитоидов, оконтуренные полосками габбро, как удивительный симбиоз разновозрастных пород, разных по источнику вещества и способу образования. В миогеосинклинальных зонах таких сопряжений не наблюдается.

Заложение в роговиках трещинных структур как полостей, благоприятных для циркуляции гидротермальных растворов, предполагает пропитывание и разогрев вмещающих пород и создание в зальбандах формирующихся рудных зон градиентных полей и условий для встречной миграции, приводящих

Таблица 4

Содержание аксессуарных элементов в градиентном поле рудных зон, усл. ед.

Сумма родственных элементов	Участок								
	Оленджуларский			Водораздельный			Каракульский		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Ni + Co + V + Sc = F	1286	261	137	210	193	156	381	172	121
Отдельно Ni + Co	1212	154	46	181	48	48	369	99	38
" V + Sc	74	107	91	29	145	108	12	73	83
Ni + La + Y + Yb + + Li + Rb = R	397	408	295	248	385	249	2266	381	192
Mo + Pb + Bi	961	335	51	1315	121	83	999	163	11
Sn	75	43	18	110	16	20	185	22	4
W	>1000	49	6	470	1	1	>1000	22	6

Примечание. I - рудные тела, II - околорудные породы, III - вмещающие ороговикованные породы.

к возникновению необычных элементарных парагенезисов и кажущегося геохимического их родства (табл. 4).

В самом деле, если исследователь пронаблюдает изменение содержания элементов в роговиках по мере удаления от контакта гранитов, то он заметит постепенное падение содержания элементов как группы R, так и группы F, т.е. прямую корреляцию между ними на векторе расстояния. При этом содержания элементов R будут уменьшаться по направлению от контакта, потому что они выносятся потоком флюида из гранитов, а элементы F двигаются из зоны малого прогрева (зона осветленных пород) к высокопрогретым вмещающим породам, обогащая непосредственный контакт. Происходит встречная миграция элементов. Точно такой же механизм их миграции осуществляется в зальбандах рудных жил.

Если не учитывать направление движения геохимически полярных элементов R и F и руководствоваться только изменением их содержания при удалении от контакта, то можно подсчитать коэффициенты корреляции и высказаться за их геохимическое родство, что, как мы отмечали /Амшинский, 1975, 1978/, будет неверно.

Решающим фактором геохимического родства является вектор направления движения элементов на прогрессивной стадии процесса. Сонахождение же геохимически полярных элементов в кристаллических структурах минералов указывает на их совместное выпадение, фиксирующееся появлением устойчивых для данных РТ-условий минералов.

Вот почему, говоря о привносе – выносе геохимических элементов из какой-то системы, необходимо указать, откуда и куда выносятся или привносятся тот или иной элемент, иначе механизм процесса остается непонятым, а зачастую и неверно понятым. Так мы склонны понимать случаи, когда накопление железа, кальция, магния в эндоконтакте гранитного тела, залегающего в среде, богатой этими элементами, объясняют выносом их из гранитов. Однако же элементы группы железа, распределение которых в геосферах Земли определяется гравитацией, так же подчинены ей в любых проявлениях эндогенных процессов, связанных с гранитизацией. Таким образом, наблюдаемое сонахождение железа с гранитами имеет не генетическую, а иную пространственно-временную и причинно-следственную связь.

На путях встречной миграции, очевидно, создаются гранитоиды повышенной основности, железорудные месторождения, золотосеелитовые жилы, сульфидно-касситеритовое оруденение. Так же рассматриваем мы медно-кобальто-вольфрамовое оруденение юго-восточной части Горного Алтая.

## Литература

- Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап-Сиб. кн. изд-во, 1973, 200 с.
- Амшинский Н.Н. О геохимически обусловленных корреляциях элементов. – В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 232–236.
- Амшинский Н.Н. Градиентные поля, миграция и корреляционные связи химических элементов. – В кн.: Генетическая и экспериментальная минералогия. Новосибирск: Наука, 1978, с. 48–53.
- Виноградов А.П. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. – Геохимия, 1962, № 3, с. 269–270.
- Влодавец В.И. Выступление на I Всесоюзном петрографическом совещании. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 213–215.

- Горжевский Д.Н., Козеренко В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1965, 300 с.
- Мариич И.В., Британ И.В., Винокурова Т.Н., Орлова Л.И. Петрохимическая зональность траппов Тасеевского силла Канско-Тасеевской впадины (Сибирская платформа). - В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 15-27.
- Раслер Н., Воланд Б. Распределение минералов и рассеянных элементов в дифференцированном долерите из Гюнсберга (Тюрингский лес). - В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с. 407-409.
- Шахов Ф.Н. К вопросу о происхождении гранитоидных магм. - Минерал. сб. Львовского геол. о-ва, 1956, № 10, с. 39-49.
- Эдвардс А.Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. - В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: ИЛ, 1950, с. 183-243.

С.В. Сараев

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ  
РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА  
ПО ПЕТРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Разрез рифея Енисейского кряжа слагают три серии (снизу вверх): сухопитская, тунгусикская, ослянская. Вниз по разрезу мощностью более 10 км наблюдается в целом усиление метаморфизма от стадий катагенеза в ослянской серии до мусковит-хлоритовой и биотитовой субфаций в нижней части сухопитской серии. Кроме этого локально проявлен динамотермальный метаморфизм и метаморфизм, связанный со становлением гранитоидных интрузий. Все типы метаморфизма в значительной степени затушевывают первичные черты осадочных пород, указывающие на их происхождение, затрудняют корреляцию отдельных частей разреза. Дополнительную информацию об исходном составе и обстановке накопления отложений можно получить, используя аналитические данные.

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы пород сухопитской и тунгусикской серий позволяют не только дать геохимическую характеристику типов пород, но с помощью петрохимических пересчетов реконструировать исходный состав отложений. Приводимый аналитический материал относится к восточным и центральным частям Енисейского кряжа (разрезы по рч. Горбилук, среднему течению р. Бол. Пит).

Сухопитская и тунгусикская серии сложены в основном породами терригенного ряда: филлитами, глинистыми, алевроитовыми, углеродисто-глинистыми, углеродисто-алевритовыми, карбонатно-глинистыми, карбонатно-алевритовыми сланцами, песчаниками и в меньшей степени кристаллическими известняками и доломитами.

Средний химический состав и петрохимические параметры главных типов пород приведены в табл. 1. Основность (F) в глинистых породах сухопитской серии в целом выше, чем в тунгусикской, причем как в той, так и в другой сериях наблюдается уменьшение основности снизу вверх по разрезу (см. табл. 1).

Частная глиноземистость (А) в глинистых породах сухопитской серии уменьшается к верхним частям серии, а в тунгусикской серии вновь увеличи-

Таблица 1

Средний химический состав (вес. %) и петрохимические параметры главных типов пород сухопитской и тунгусикской серий

Свита	Кординская	Горблоск- ская	Удерейская		Погорюйская			Сосновская		
	Метаалевро- литы	Филлиты	Филлиты	Алеври- товые сланцы	Сланцы		Песчаники	Карбонаты	Карбонат- но-терри- генные по- роды	Алеврито- глинистые сланцы
					Глинистые	Алеврито- вые				
Кол-во проб	6	16	19	14	7	14	5	3	9	10
SiO <sub>2</sub>	64,39	59,59	59,03	63,09	63,97	67,00	78,72	4,52	47,95	66,37
TiO <sub>2</sub>	0,76	1,10	1,22	1,35	0,94	0,87	0,22	0,03	0,44	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,59	19,05	19,45	15,80	17,54	15,65	7,09	0,00	7,48	14,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	3,20	1,76	2,21	1,48	1,44	0,47	0,09	3,35	1,54
FeO	4,49	5,48	6,88	7,03	3,45	3,45	1,77	0,30	1,16	3,82
MnO	0,07	0,15	0,10	0,07	0,02	0,03	0,08	0,02	1,29	0,045
MgO	2,62	1,74	1,62	1,99	1,69	1,56	0,73	0,70	2,16	1,81
CaO	2,07	0,48	0,64	0,63	0,38	0,54	3,71	51,08	16,80	1,06
Na <sub>2</sub> O	1,95	1,66	1,23	0,94	2,23	2,16	1,96	0,12	1,43	2,00
K <sub>2</sub> O	4,05	3,24	3,28	2,73	4,08	3,43	1,4	0,07	1,70	3,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,17	0,17	0,06	0,07	Не отр.	0,06	0,14	0,14
CO <sub>2</sub>		Не определялось			0,30	0,32	2,83	40,88	14,87	0,89
П.л.п.	2,56	3,86	4,23	3,81	3,55	3,29	3,95	41,39	15,76	3,41
Сумма ...	99,67	99,64	99,61	99,85	99,69	99,49	100,12	98,37	99,66	99,32
F, M	0,131	0,141	0,150	0,153	0,093	0,086	0,035	0,019	0,18	0,097
A	60	116	125	100	92	79	23	-3	33	78
K	12	7	15	14	8	1	-17	-1	-5	4
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,48	0,51	0,37	0,34	0,55	0,63	1,4	1,71	0,84	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,23	0,32	0,33	0,25	0,27	0,23	0,09	0	0,15	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	7,48	11,47	15,81	16,81	7,26	7,24	3,62	0,00	5,23	7,43

Окончание табл. 1

Свита	Потоскуйская			Шунтарская			Киргитейская			
	Карбонаты	Глинистые сланцы	Песчаники	Карбонаты	Карбонатно-терригенные породы	Глинистые сланцы	Карбонаты	Карбонатно-терригенные породы	Глинистые сланцы	Песчаники
Кол-во проб	5	19	2	4	13	14	7	3	17	2
SiO <sub>2</sub>	4,93	59,83	84,07	25,65	53,62	59,77	9,75	41,00	61,49	78,42
TiO <sub>2</sub>	0,08	1,00	0,27	0,31	0,70	0,94	0,16	0,60	1,26	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	20,75	3,53	5,85	14,35	19,85	3,29	12,19	22,89	4,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	2,02	1,95	1,93	2,67	2,24	0,46	1,01	2,20	13,48
FeO	0,35	5,60	4,03	3,95	3,15	4,50	1,65	4,07	2,90	1,43
MnO	0,02	0,05	0,07	0,15	0,14	0,06	0,09	0,07	0,02	0,01
MgO	0,84	1,49	1,09	5,76	2,05	1,29	10,15	3,20	0,55	0,16
CaO	50,69	0,20	0,87	24,62	8,04	0,72	34,60	17,19	0,42	0,19
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,65	0,27	0,03	0,37	0,66	0,05	0,24	0,46	0,08
K <sub>2</sub> O	0,26	3,64	0,34	1,21	2,52	3,02	0,49	1,90	2,32	0,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,09	0,35	0,05	0,07	0,10	0,01	0,08	0,06	0,03
CO <sub>2</sub>	38,43	0,29	1,70	25,49	7,20	0,66	37,11	15,01	0,41	0,14
П.п.п.	40,97	4,65	3,16	29,53	11,78	6,70	39,15	18,54	5,16	1,12
Сумма ...	100,28	99,97	100,00	99,04	99,46	99,85	99,84	100,09	99,73	99,93
F, M	0,023	0,128	0,068	0,326	0,125	0,109	0,407	0,257	0,066	0,084
A	10	155	27	44	128	152	26	96	194	30
K	2	27	-1	12	21	21	4	16	31	4
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0,11	0,18	0,79	0,02	0,15	0,22	0,10	0,13	0,20	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,29	0,35	0,04	0,23	0,27	0,33	0,34	0,30	0,37	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	47,00	31,92	13,07	195,00	38,78	30,07	65,80	50,79	49,76	50,00

Примечание. Средний состав метаалевролитов кординской свиты рассчитан по данным В.Г. Петрова /1974/; F = (MgO + FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); SiO<sub>2</sub> - для терригенных пород; M = MgO:CaO - для карбонатных и смешанных пород (CO<sub>2</sub> > 10%), A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - (CaO + K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) - для терригенных пород, A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) - для карбонатных и смешанных пород, K = K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O /Предовский, 1980/; F, M, A, K рассчитываются в формульных количествах.

Таблица 2

Минеральный состав отложений сухопитской и тунгусикской серий по данным литохимических количественно-минералогических пересчетов, вес. %

Серия	Свита	Порода	Кварц	Полевые шпаты	Гидро-стлюда	Хлорит и монтмориллонит	Каолинит	Кальцит	Доломит	Fe-карбонаты	Гетит	Прочие
Тунгусикская	Киргитейская	Песчаники	73	Не обн.	5	4	3	Не обнаружено			14	1
		Глинистые сланцы	28	"	19	16	31	"			4	2
		Карбонатно-терригенные	22	"	16	27	2	30	Не обн.	1	Не обн.	2
		Карбонаты	5	"	5	6	Не обн.	36	43	5	"	Не обн.
	Шунтарская	Глинистые сланцы	27	Не обн.	26	27	10	Не обн.	Не обн.	1	8	1
		Карбонатно-терригенные	31	"	21	26	3	12	"	6	Не обн.	1
		Карбонаты	22	1	Не обн.	4	Не обн.	27	23	12	"	Не обн.
	Потосуйская	Песчаники	80	2	2	15	Не обнаружено					1
		Глинистые сланцы	25	Не обн.	32	27	8	Не обнаружено			7	1
Карбонаты		3	"	3	1	Не обн.	87	3	2	Не обн.	1	

## Сухопитская

Сосновская	Глинистые сланцы	42	20	30	Не обнаружено			4	Не обн.	2	2
	Карбонатно-терригенные	32	14	11	Не обн.	Не обн.	20	9	11	Не обн.	3
	Карбонаты	5	Не обнаружено					90	3	1	"
Погорюйская	Песчаники	61	20	8	Не обн.	Не обн.	3	2	6	Не обн.	Не обн.
	Сланцы алевритовые	43	21	32	Не обнаружено			2	Не обн.	"	2
	глинистые	34	24	36			"	1	"	2	3
Удерейская	Филлиты	30	9	25	25	Не обн.	Карбонаты - 9			Не обн.	2
Горбилковская	Филлиты	28	13	27	20	Не обн.	Карбонаты - 9			Не обн.	3
Кординская	Метаалевролиты	36	26	25	Не обн.	Не обн.	Карбонаты - 7			3	Не обн.

вается, достигая в киргитейской свите максимального для своего разреза уровня. Величины частной глиноземистости в глинистых породах тунгусикской серии значительно превышают таковые в сухопитской. Подобные же тенденции изменений по разрезу испытывает и коэффициент зрелости  $Al_2O_3/Na_2O$ : наиболее высоки его значения также для киргитейской свиты.

Коэффициент  $Na_2O/K_2O$ , характеризующий в какой-то степени химическую зрелость породы и (или) влияние вулканизма на осадкообразование /Петтиджон и др., 1976/, достигает максимальных величин в глинистых породах сосновской свиты. Наиболее низкие величины его отмечаются в целом для глинистых пород тунгусикской серии. Алюмокремниевый модуль слабо изменяется по разрезу, принимая пониженные значения только для глинистых пород сосновской свиты.

Значительно меньше распространены в изученных разрезах песчаники, что повлияло на количество их проб в выборке (см. табл. 1). Так же как и в глинистых породах, в песчаниках сухопитской серии по сравнению с песчаниками тунгусикской понижены частная глиноземистость, химическая и минералогическая зрелость (максимальные значения  $Al_2O_3/SiO_2$  в разрезе). У песчаников тунгусикской серии несколько повышена основность.

Резкие различия параметров  $K, Na_2O/K_2O$  для песчаников сухопитской и тунгусикской серий (см. табл. 1) можно объяснить (наряду с влиянием других факторов) изменением петрографического состава материнских пород в области сноса. Для песчаников сухопитской серии такими породами, вероятно, были гранитоиды с натровым уклоном в составе.

Магнезиальность карбонатных пород (М) изученных разрезов увеличивается от сосновской к киргитейской свите, достигая максимума в последней. Частная глиноземистость наиболее высокие значения принимает в шунтарской свите, резко снижаясь вниз по разрезу. Для этой же свиты характерны максимальные значения параметра К и коэффициента зрелости, рассчитанного для терригенной примеси в карбонатных породах. Подобные же тенденции наблюдаются в изменении всех параметров в группе смешанных карбонатно-терригенных пород ( $30\% > CO_2 > 10\%$ ) при переходе от сухопитской к тунгусикской серии.

На диаграмме ФАК /Предовский, 1980/ точки составов глинистых и метаалевритовых пород горбилковской, удерейской, потоскуйской, шунтарской свит образуют компактное поле в области составов смешанных гидрослюдистых глин калиевого уклона /Предовский, 1980/. Наибольшее отклонение по химизму от этой группы испытывают глинистые породы сосновской и киргитейской свит. Первые занимают область перехода от смешанных гидрослюдистых глин к монтмориллонитовым, вторые - от гидрослюдистых глин к каолинитовым.

Характерно разделение по химическому составу песчаных пород изученного разреза. Песчаники сухопитской серии соответствуют аркозам, песчаники тунгусикской серии - субграуваккам и грауваккам, метаалевролиты кординской свиты попадают в область составов граувакк.

Приведенные выше данные в целом не противоречат результатам количественно-минералогического пересчета силикатных анализов (табл. 2) по методике О.М. Розена /1975/. Преобладающий компонент среди глинистых минералов в породах сухопитской серии - гидрослюда, в значительных количествах рассчитываются хлорит и монтмориллонит. В тунгусикской серии наряду с этими глинистыми минералами появляется каолинит, а в глинистых сланцах киргитейской свиты он преобладает над всеми другими минералами.

Тенденцию к увеличению химической зрелости пород от сухопитской серии к тунгусикской подчеркивает и практически полное исчезновение в нормативном составе пород обломочных полевых шпатов.

Таким образом, аналитические данные свидетельствуют об изменяющемся химическом и минеральном составе однотипных пород изученного разреза рифея, что обусловлено проявлением усиливавшегося химического выветривания на данном отрезке геологического времени и стабилизации тектонического режима.

## Литература

- Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 534 с.
- Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
- Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1975, с. 60-74.

А.В. Ван, Г.Г. Сыолова

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

НИЖНЕГО ТРИАСА СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ

р. НИЖ. ТУНГУСКИ

Вулканогенно-осадочные образования нижнего триаса в бассейне среднего течения р. Ниж. Тунгуски, вскрытые колонковыми скважинами по профилю пос. Тура — р. Виви (см. рисунок), представлены тутончанской и корвунчанской свитами, общая мощность которых составляет 400-600 м.

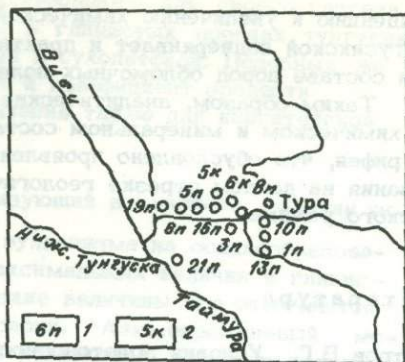
Тутончанская свита распространена локально и в рассматриваемом нами районе подсечена только несколькими скважинами. Мощность ее колеблется здесь от 22 до 45 м. Сложена она мелкообломочными вулканогенно-осадочными образованиями с двумя тонкими (около 15 см) прослоями угля в верхней части разреза. Разрез корвунчанской свиты по профилю пос. Тура — р. Виви наиболее полный. Вулканогенно-осадочные породы состоят преимущественно из грубообломочных разновидностей, и только в крайне западных разрезах и в верхах свиты появляются пачки мелко- и тонкообломочных туфов, туффитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Мощность свиты варьирует от 230 до 550 м.

Наиболее распространены в изученных отложениях нижнего триаса собственно пирокластические породы: туфы и туффиты. Смешанные пирокласто-осадочные образования играют значительно меньшую роль.

Туфы окрашены в буровато-серый, темно-серый и иногда желтовато-серый и пестрый красновато-зеленый цвета; по гранулометрическому составу преимущественно лапиллиевые (псефитовые) с преобладанием обломков размерами от 0,5 до 25 мм. Нередко отмечаются включения крупных угловатых обломочных фрагментов размером от нескольких до 10 см в попереч-

Схематическая карта расположения изученных разрезов.

1,2 - номера скважин профильных (1) и колонковых (2).



нике. Количество их изменяется в широких пределах: от единичных включений до значительных скоплений (30–35%), когда порода принимает брекчиевидный облик. Псафитовый обломочный материал состоит главным образом из базальтов, гиаобазальтов, пузыристого стекла и долеритов (траппов), реже туфов, алевролитов и песчаников. Псаммитовые обломки представлены более разнообразно и сложены теми же базальтами, гиаобазальтами, вулканическим стеклом самой различной формы и окраски, редкими табличками плагиоклазов, пироксенов и иногда их сростками.

Цементирующее вещество образовано продуктами разложения тонкой вулканической пыли, состоящими из глинисто-хлоритовой пелитоморфной массы с переменным количеством цеолитовых минералов - в основном анальцима, реже ломонтита, натролита, эпистильбита и гейландита. Глинистые минералы представлены преимущественно монтмориллонитом. В качестве примеси присутствуют гидрослюда и очень редко каолинит. Часто встречаются сгустки гидроокислов железа и карбонаты (кальцит и сидерит).

Литокластический материал состоит из двух главных компонентов: обломков базальтов и гиаобазальтов, измененных вторичными процессами. Первые чаще всего имеют округлую и сглаженную форму, нередко включают корочки закала и покрыты "железистой рубашкой". Структура обломков пилотакситовая и гиаопилитовая с сильно разложенным базисом, который большей частью замещен пелитоморфным и тонкозернистым карбонатом. Встречаются также сильно хлоритизированные обломки траппов с реликтовой пойкилофитовой структурой. Иногда среди карбонатной массы отмечаются рассеянные ромбоэдрические кристаллики доломита. Сохранившиеся без изменений лейсты плагиоклазов погружены в тонкозернистое карбонатное вещество.

Морфологические особенности обломков базальтов и характер их изменений, а также наличие корочек закала и железистых рубашек свидетельствуют о том, что они образовались как резургентный материал, захваченный эруптивной массой при раздроблении пробок или стенок выводных каналов извергавшихся вулканов. В отличие от них у вулканотерригенных обломков, накопившихся за счет разрушения базальтовых покровов при выветривании, совершенно иные особенности изменений. Прежде всего среди глинистых продуктов преобразования встречаются каолинит, гидрослюда, хлорит: ассоциация почти не наблюдаемая в описанных нами вулканокластических породах. Карбонаты, представленные чаще всего кальцитом, выделяются обычно в виде крупнозернистых агрегатов в форме отдельных выделений, в то время как в резургентных базальтовых фрагментах карбонатное вещество состоит, как правило, из тонкозернистой массы, характерной для прикратерных пород, измененных под воздействием углекислых растворов и эманаций. Кроме того, в вулканотерригенных обломках никогда не обнаруживаются корочки закала и отсутствует железистая рубашка.

Количество резургентного материала в туфах может быть от нескольких процентов до 60%. В последнем случае эти породы уже становятся ксе-

нотуфами\*. В изученных нами разрезах отмечается несколько уровней с повышенным их содержанием, что свидетельствует о ритмичности проявлений вулканической активности. Каждая новая фаза извержений начиналась с разрушения вулканических накоплений предыдущей эруптивной и эффузивной деятельности.

Обломки гиабазальтов являются собственно пирокластическим материалом. Они большей частью неправильной формы, часто с рваными неровными краями, образовавшимися за счет разрушения сильно пузыристой стекловатой базисной массы извергнутого расплава. Редкие включения лейст плагиоклазов торчат из этих обломков в виде шипов. Стекло обычно замещено монтмориллонитом с примесью хлорита или же одним хлоритом, а пузырьки заполнены анальцимом или другими цеолитами (натролитом, гейландитом, эпистильбитом). Иногда цеолитизируется само вулканическое стекло.

Анальцим выделяется в виде глобулей или их сростков, другие цеолиты — в виде шетковидных и радиально-лучистых агрегатов, крустифицирующих стенки или полностью заполняющих поровые полости. В одних случаях включенные в стекловатую массу гиабазальтов лейсты плагиоклазов не несут следов преобразования, в других они бывают выщелочены или замещены цеолитами. Встречающиеся иногда кристаллы пироксена отличаются свежестью поверхностей и правильными контурами.

В качестве примеси среди крупных псефитовых обломков отмечаются песчаники, алевриты, туфы, туффиты и даже каменные угли, по-видимому, захваченные из нижележащих пермских угленосных отложений.

Псаммитовые обломки в туфах представлены полностью замещенным вулканическим стеклом сегментарной, угловатой, рогульчатой формы и в виде фьямме. Отмечаются также включения мелких кристалликов плагиоклаза.

Как установлено микроскопическим и рентгеноструктурным анализами, стекло замещено монтмориллонитом, хлоритом, анальцимом, натролитом, реже гейландитом, эпистильбитом, кальцитом и сидеритом. Более тонкий матрикс сложен продуктами изменения вулканической пыли и характеризуется полиминеральным составом, включающим смеси перечисленных выше новообразований.

Мелкие по гранулометрическому составу туфы представлены в основном алевритовыми и псаммоалевритовыми разновидностями. Наиболее интересны среди них туфы пизолитового строения.

Пизолитовые туфы образуются так называемым пепловым градом, сценментированным разложенной тонкой вулканической пылью. Бывает, что часть цемента сложена кальцитом, иногда включающим полигональные кристаллы анальцима. Сами пизолиты также состоят из тонкого пеплового материала. Каждый пизолит имеет однородное, неструктурное ядро, которое окружено концентрическими оболочками, разделенными друг от друга сгущением рудной пыли. Нередко ядрами пизолитов служат пирокластические обломки кварца, полевых шпатов или стекла более крупных размеров. Основная масса, слагающая пизолиты, — это низкополярное пелитоморфное вещество с примесью мелких осколков кварца, полевых шпатов и слюдяного детрита. Иногда в ней отмечается реликтовая пепловая структура. Встречаются также скорлуповатые обломки пизолитов, образованные в результате механического дробления пизолитов при соударении в процессе переноса, переотложения или каким-либо другим путем. В некоторых горизонтах пизолитовые

\* Малеев Е. Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 214 с.

туфы сцементированы той же массой, которой сложены сами пизолиты. В этом случае контакт между цементом и пизолитом очерчивается только рудной пылью.

Механизм образования пизолитов, или пеплового града, не вполне выяснен. Большинство исследователей считают, что формирование пеплового града происходит при прохождении через эруптивную тучу дождевых капель, служивших центром конденсации и выпадавших в виде грязевых шариков. С другой стороны, многочисленные факты говорят о том, что, возможно, пизолиты представляют собой конкрециеподобные образования, возникшие в процессе диагенетического преобразования осадков. Об этом свидетельствуют концентрическое строение пизолитов, совершенно одинаковый вещественный состав самих пизолитов и цементирующего вещества. Кроме того, многочисленными подсчетами и измерениями установлено, что гранулометрический состав слагающих пизолиты обломочных частиц и цементирующей массы часто идентичен, и в то же время обломки имеют одинаковую пространственную ориентировку.

Постседиментационные преобразования туфов проявились в монтмориллонитизации, хлоритизации, анальцимизации и в меньшей степени в карбонатизации вулканокластического материала. Эти процессы связаны с разложением основного вулканического стекла, могут идти как отдельно, так и совместно, о чем свидетельствует сонахождение их продуктов в одной и той же породе. На отдельных уровнях корвунчанской свиты отмечаются прослой псефитовых туфов, подвергшихся интенсивной анальцимизации.

Так, при изучении керна скважины № 16 Аллонской площади в интервале 150,6 – 162,0 м обнаружен пласт анальцимовой породы, или анальцимолита, мощностью 3,6 м. Внешне это сильно пористая пестроокрашенная, пятнистая, красно-зеленая грубообломочная порода брекчиевидного облика. Микроскопическими исследованиями установлено, что основная масса ее на 60–70% состоит из округлых, радиально-лучистых глобулей или неправильной формы зерен анальцима. Размер глобулей достигает 0,5 мм в диаметре. Анальцим слагает сплошные мономинеральные участки или образует скопления в промежутках между обломками сильно измененной вулканокластике. Местами видны реликтовые контуры анальцимизированных обломков вулканического стекла пузыристого строения.

Незамещенные анальцимом обломочные фрагменты породы представлены железненными или глинизированными кусочками шлаков, эффузивами траппового комплекса, обломками туфов и других пород. Стекло в эффузивах иногда палагонитизировано. Глинистая составляющая породы образована преимущественно монтмориллонитом с хлоритом. В порах, выполненных кальцитом, встречается анальцим правильных октаэдрических очертаний. Он бесцветный, с показателем преломления 1,484, слабо анизотропный, с волнистым проявлением интерференционной окраски сероватых цветов, вырисовывающей сферолитовое строение в округлых зернах. Иногда в анальциме встречаются включения пелитоморфных скоплений гидроокислов железа, кальцита и ступков монтмориллонита. Нередко встречается в ассоциации с гейландитом. Последний образует ксеноморфные зерна, повторяющие контур порового пространства, не занятого анальцимом.

Широкое распространение анальцима в изученных нами базальтовых туфах подтверждено многочисленными рентгенометрическими исследованиями, проведенными в лабораториях СНИИГиМСа.

Туффиты имеют преимущественно темно-серый, буровато-серый цвет. Размеры слагающих их фрагментов варьируют в широких пределах: от алевритовых до псефитовых. Вулканогенный материал, так же как и в туфах,

представлен главным образом литокластами, сложенными обломками базальтов, кусочками шлаков гиалобазальтового облика и обломками пузыристого стекла. Стекловатый материал замещен монтмориллонитом и хлоритом, а пространство, занятое пузырями, заполнено новообразованиями цеолитов — анальцимом и гейландитом. Лейсты плагиоклазов в литокластах часто замещены агрегатами цеолитов, иногда аморфизированы и становятся изотопными. Нередко эффузивные обломки карбонатизированы.

Терригенный материал разномасштабный, состав его более тонкий (псаммитовый и алевроитовый) по сравнению с вулканогенными обломочными фрагментами. Он сложен в основном кварцем угловатой и неправильной формы и редкими зернами плагиоклаза кислого состава, а также единичными обломками микроклина. Встречаются обломки траппов, песчаников, алевролитов, углистых туфоалевролитов, туфов, туффитов, аргиллитов, карбонатов, обрывков растительных тканей, углей. В качестве аксессуаров присутствуют угловатые зерна магнетита, редкие скопления кристаллокластов пироксена. Многие обломки в туффитах окружены темной пелитоморфной каймой. В некоторых туффитах отмечаются рассеянные глобулы анальцима, выполнения им пузырей и пор, достигающие иногда 35% объема породы. Центральные части поровых пространств нередко занимают агрегаты гейландита, эпистильбита, пренита. В ассоциации с кальцитом анальцим образует правильные кристаллы. Встречаются разновидности туффитов, содержащих до 20% пизолитов или их обломков. Размеры отдельных пизолитов достигают 6 мм. Среди мелкообломочных туффитов выделяются кристалло-витрокластические разновидности. Некоторые туффиты ритмично-слоистые.

Тефроиды окрашены в темно-серые и серые цвета и сложены обломками от псаммитовых до псефитовых размерностей. Тефроиды разномасштабные, преобладают обломки размером 1–3 мм, отдельные достигают нескольких сантиметров. Обломочный материал имеет тот же состав, что и описанные выше туфы и туффиты. Специфическая особенность их — признаки окатанности вулканокластического материала. Обломки шлаков отличаются более сглаженными поверхностями. Характер изменения проявился также в монтмориллонитизации, хлоритизации, сидеритизации и цеолитизации обломочных фрагментов. В то же время встречающиеся обломки траппов следов заметных преобразований не несут. Примесь терригенного материала незначительна и представлена песчано-алевроитовыми обломками кварца, в меньшей степени полевого шпата и пироксена. Тефроиды, как правило, имеют градиционную слоистость. Цементирующая масса сложена в основном железисто-глинистым веществом. Глинистые минералы представлены гидрослодой, монтмориллонитом и хлоритом. В разрезах тефроиды занимают обычно верхние части ритмов.

Туфопесчаники и туфоалевролиты являются наиболее распространенными смешанными типами пород. Чистых терригенных пород мы в рассматриваемых разрезах не обнаружили. Туфопесчаники и туфоалевролиты преимущественно разномасштабные, и состав их более пестрый, чем у описанных выше типов пород. Обломочные компоненты их состоят из кварца, полевых шпатов, эффузивных и карбонатных пород, алевролитов, кварцитов, аргиллитов и др. Вулканокластический материал присутствует в виде второстепенной примеси и представлен осколками измененного вулканического стекла и редкими гравийными обломками базальтов. Вулканическое стекло так же, как и в туфах, замещено монтмориллонитом, хлоритом, анальцимом, натролитом. Гейландит, стильбит, клиноптилолит выполняют трещины и поры и представляют собой, по нашему мнению, новообразования, выпавшие из гидротермальных растворов. Терригенный материал в туфопесчаниках угловатый и полукатанный, а вулканокластическая примесь следов окатанности

не имеет. Цементом в туфопесчаниках и туфоалевролитах служат продукты переработки тонкого пеплового материала в смеси с терригенным глинистым накоплением. Последний представлен гидрослодой и мельчайшей кластической из разных порообразующих минералов, а также карбонатным веществом.

Таким образом, в результате проведенных нами исследований вещественного состава вулканогенно-осадочных образований бассейна среднего течения р. Ниж. Тунгуски установлено, что основным поставщиком обломочного материала в период формирования рассматриваемых отложений была вулканическая деятельность, связанная с трапповым магматизмом раннетриасового времени. По предварительному подсчету общий объем вулканогенного материала в корвунчанской и части тутончанской свит составляет около 70% от их суммарного объема в целом. Большую часть вулканокластического материала, особенно литокластику, ранее необоснованно относили к вулканотерригенным образованиям из-за изометричности их форм, хотя последние отличались характером изменений.

Наличие выдержанных на обширных площадях горизонтов туфов, обогащенных пизолитами или пепловым градом, можно использовать для стратиграфических корреляций немых вулканогенно-осадочных толщ.

Наиболее распространенные вторичные преобразования — процессы замещения вулканического стекла и обломков эффузивных пород монтмориллонитом, хлоритом, анальцимом. Причем первые связаны с разложением самого стекла, а последний формировался преимущественно за счет разложения базальтовой литокластике. Эти процессы характерны для корвунчанской свиты на всей территории Сибирской платформы.

А. М. Фомин

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

### НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ КОНГЛОМЕРАТОВ

#### БАСЕЙНА р. ОЛЕНЕК

Нижнекаменноугольные отложения северо-востока Сибирской платформы распространены только в Кюютингдинском грабене /Нижний карбон..., 1980/, относящемся к юго-западной части Оленекского поднятия. Их состав и условия образования изучены еще недостаточно. Основной упор при исследованиях этой толщи делался на стратиграфическое расчленение, выделение свит, пачек, слоев и их соподчинение в разрезе. Для понимания условий осадконакопления описываемых отложений большое значение имеет детальная петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика базальной пачки грубообломочных пород. Она включает данные о структурно-текстурных особенностях, составе обломков и цемента, геохимические особенности глинистого вещества. Наиболее подробную сводку по стратиграфии, литологии и условиям образования нижнекаменноугольной толщи приводят О. В. Вааг и соавторы /Вааг и др., 1979; Вааг, Матухин, 1982/.

Рассматриваемые отложения разделены на четыре свиты по минеральному и петрографическому составу слагающих их пород (снизу вверх). В нижней чаюрегинской свите выделяются два типа разрезов: западный — обна-

жения по левому берегу рч. Нучча-Юрегэ и северный – останец протяженностью около 1,5 км на водоразделе ручьев Югюс-Юрюэ и Конгломератового. Разрезы различаются мощностью слагающих их отложений и внутренними морфологическими и петрографическими особенностями /Нижний карбон..., 1980/. В западном типе породы свиты лежат со стратиграфическим несогласием на зеленовато-серых, покрытых различной формы розовыми пятнами алевритисто-глинистых известняках и известково-алевритовых доломитах кембрийского возраста. Известняки и доломиты имеют плитчатую отдельность и пологое южное падение ( $\angle \sim 2^\circ$ ). Контакт с перекрывающими отложениями ровный, поверхность контакта слабоволнистая с неглубокими промоинами (до 0,2 м). Верхняя и нижняя части пачки сложены кремнисто-известняковыми конгломератами, средняя часть – преимущественно гравийно-галечными известняками, среди которых часто встречаются линзы известковистых алевролитов с неявно выраженной горизонтальной, слабоволнистой, иногда косой прерывистой слойчатостью. Мощность линз достигает 0,2 м при протяженности до 1,5 м. В основании пачки встречаются крупные угловато-окатанные до полуокатанных пластины подстилающих пород длиной до 1,0 м и высотой 0,2 м.

Количество и размеры галек кремнистых пород убывают снизу вверх по разрезу, в том же направлении увеличиваются окатанность и уплощенность галек, в нижней части их уплощено до 50% от общего количества, остальные имеют более сферичную форму. Размер по длинной оси достигает 0,2 м, в среднем 0,03 м. Цвет галек и гравия кремней разнообразен, но большей частью это различных оттенков серый, реже – коричневый и черный, иногда встречается бледно-розовый, травяно-зеленый и светло-желтый. Поверхность многих кремней шероховатая, у черных и коричневых – обычно гладкая, блестящая. На сколе бывает заметна тонкая полосчатость, чаще параллельно уплощению, реже под углом к нему. Она обусловлена тонкими дендритовидными пленками марганца, гидроокислами железа и микрозернистым кальцитом, причем последний резко преобладает. Часто встречаются в кремнях тонкие (до 3 мм), хаотично расположенные трещины, а также овальные пустоты, заполненные тонкокристаллическим кварцем, кальцитом и иногда пиритом, почти нацело замещенным гидроокислами железа. Для пачки в целом также характерна сильная трещиноватость пород, направления трещин разнообразны, ширина большинства из них не более 0,1 см, заполняет их кальцит различной степени кристаллическости.

Гальки карбонатных пород представлены алевритисто-глинистыми известняками, известково-алевритовыми доломитами и известково-доломитистыми аргиллитами светло-серых, зеленовато-серых, голубовато-зеленых оттенков. Окатанность хорошая, большинство обломков уплощены. Размер по длинной оси в среднем около 6 см. Заполняющей массой конгломератов служит тонкогравийный, разнозернистопесчаный и алевритовый карбонатно-кремнистый материал; окатанность зерен гравия кремней – от полуокатанной до окатанной, для карбонатных пород чаще хорошо окатанная. Цемент базальный, реже поровый (характерен для нижней части пачки), состоит из хорошо раскристаллизованного кальцита и доломита, незначительная часть цемента представлена пиритом, расположенным в породе ступками. Тяжелая фракция почти мономинеральная, 90% ее составляет пирит, среди второстепенных минералов постоянно присутствуют обломки и окатыши бледно-розового граната и ильменита, зерна которого достигают 2 мм в диаметре. На рентгеновском спектрометре Kevex-rey-5100 в ильмените установлена постоянная примесь  $MgO$  (~3%).

На высоте 1,5 м от подошвы пачки в черной кремнистой гальке (4,0 см в диаметре) определены остатки панцирей трилобитов Tomag-

nostus ex gr. sibiricus Pork. et Jegor., Peronopsis sp. Возраст — средний кембрий, амгинский ярус (устное сообщение Л.Н. Репиной). Мощность пачки конгломератов 3,5 м.

Вверх по разрезу эти отложения согласно сменяются пачкой зеленовато-серых доломитовых алевролитов, иногда со слабым коричневым оттенком, который постепенно усиливается снизу вверх. Алевролиты хорошо отсортированы, фракция 0,1–0,01 мм слагает до 92% всей породы, цемент доломитовый, в нижней части пачки в нем присутствует незначительное количество кальцита, расположенного неравномерно. Карбонатного материала в алевролитах 30–35%. Мощность пачки до 6,0 м, выше залегают четвертичные отложения.

На севере Кюютингдинского грабена гравийно-галечные известняки образуют скальные обрывы высотой до 7 м. Контакт с нижележащими породами не обнажается. Пачка известняковых конгломератов состоит из чередования различных по мощности гравийных и галечных слоев. По латерали мощность слоев очень изменчива. Средний размер известняковых галек по длинной оси в целом для пачки около 3–4 см, гравия 2–4 мм. Иногда встречаются гальки до 10 см в поперечнике. Заполняющей массой для галек служит разноразмерный песчано-гравийный материал, кремнисто-карбонатный по составу. Галька с размерами 8–16 мм преимущественно сильно уплощена и лежит близкопараллельно поверхностям напластования. Преобладают полуокатанные гальки, реже встречаются угловато-окатанные и окатанные, единичные гальки имеют хорошую окатанность. Распространены обломки алевролитистых известняков, иногда окремненных (до 10% от числа всех галек), слабглинистых (1–2% пелитового вещества) и биогенно-детритовых.

Для слоев конгломератов и гравелитов характерно невысокое содержание нерастворимого остатка — от 9 до 34% (для прослоев гравелитов), в среднем 20%, который состоит в основном из гравийных и песчаных зерен кремнистых пород и в подчиненном количестве кварца, микроклина, полевого шпата (см. таблицу). Кремнистый материал представлен обломками тонкогоризонтально-слоистого и радиально-лучистого строения. Кремни первого типа — от угловато-окатанных до полуокатанных, имеют темно-коричневый, черный цвет, содержат слойки тонкозернистого кальцита. В одной из галек нижней части видимого разреза определен *Tomagnostus sibiricus* Pork. et Jegor. (устное сообщение Л.Н. Репиной). Количество галек кремней непостоянно для соседних разрезов, которые отстоят друг от друга на 50–100 м (см. таблицу). Кремни второго типа выделены из известняковых галек, цвет их светло-серый, окатанность отсутствует, хотя для кремнистого гравия, вымытого из галек, она колеблется от угловато-окатанной до хорошо окатанной. Кремни уплощены, имеют концентрические бугорки на поверхности, в верхней части разрезов встречаются губчатые кремнистые стяжения. Максимальный диаметр кремней в 4,5 см обусловлен размерами вмещающей гальки. По рентгеноструктурным данным в кремнях обоих типов преобладает кварц.

Слоистость в известняковых конгломератах горизонтальная, в тонкозернистых гравелитах и песчаниках встречается неявно выраженная косая слоистость. В песчаном прослое на глубине 2,0 м от кровли пачки грубообломочных отложений обнаружены знаки ряби: асимметричной мелкой (индекс ряби 15,2; индекс асимметрии 2,5) и луноподобной крупной (индекс ряби 8,2; индекс асимметрии 3,5); на последнюю наложена полигональная сетка трещин усыхания трех-, четырехугольной формы. Для гравелистого слоя характерно повышенное содержание нерастворимого остатка, в котором преобладает тонкогравийная фракция (1–3 мм) кремней, доходящая до 10% веса породы. Цемент гравелитов базальный, для конгломератов — базальный и по-

Гранулометрическая характеристика нерастворимого остатка конгломератов из нуччаюрегинской свиты

Размер фации, мм	Содержание фракций, % к общему весу пробы, в разрезах			
	северного типа			западного типа
	А	Б	В	
10	0,52		0,63	10,26
10 - 7	0,26	0,05	0,16	1,12
7 - 5	0,44	0,18	0,20	0,74
5 - 3	0,06	0,34	0,46	0,06
3 - 2	0,85	1,80	0,97	1,44
2 - 1	0,86	1,55	1,38	1,22
1 - 0,5	0,46	0,38	0,37	1,14
0,5 - 0,25	0,72	0,69	0,74	1,96
0,25 - 0,1	0,42	0,58	0,34	0,89
0,1 - 0,01	5,82	6,78	5,62	16,40
0,01 - 0,002	0,98	1,85	3,09	3,04
<0,002	2,44	2,88	2,64	1,66
Сумма ...	12,97	17,09	16,60	40,29
Кол-во образцов	5	4	19	5

ровый, представлен он хорошо раскристаллизованным кальцитом различной зернистости; в прослоях гравелитов и песчаников, кроме кальцита, присутствует еще глинистая фракция в незначительном количестве (1-2%), цемента в гравелитах до 50%, в конгломератах же не более 30%. Окрашивание шлифов красным ализарином показало мономинеральность карбонатов как в гальке, так и в цементе, их кальцитовый состав. Для всех трех разрезов на водоразделе обнаруживается тенденция к уменьшению размеров гальки снизу вверх, что наиболее отчетливо проявляется в верхних частях разрезов.

На конгломератовой пачке согласно лежат светло-серые известково-доломитовые песчаные алевролиты и коричневато-серые доломитовые песчаники, имеющие тонкую и мелкую горизонтальную, пологую косую и волнистую слоистость. Цемент базальный, доломитовый с примесью известкового и глинистого материала /Нижний карбон..., 1980/. На поверхности напластования песчаника встречаются знаки ряби волнения с прямыми гребнями и симметричным профилем (индекс ряби 4,0). Мощность отложений около 1 м, на эродированной их поверхности расположены четвертичные породы.

Сопоставление вещественного состава пород западного и северного типов разрезов показало наличие у них определенного сходства: в обоих случаях разрезы сложены грубообломочными породами с песчаными и гравелитовыми прослоями, преобладает базальный тип цемента, карбонатные гальки доминируют над кремнистыми, обломки окатанные, снизу вверх уменьшается крупность гравийно-галечного материала, сортировка конгломератов слабая. Кроме указанного сходства существуют достаточно явные различия. В разрезе северного типа существенно больше мощность базальной пачки нуччаюрегинской свиты, роль кремнистого материала подчиненная (см. таблицу), отсутствует доломит в обломках и цементе, меньше степень окатанности галек и гравия кремней, присутствуют карбонатные гальки с кремнистыми стяжениями, средний размер галек карбонатных и кремнистых пород меньше,

чем в разрезе западного типа, в тяжелой фракции появляются циркон, пироп и другие минералы, отсутствующие в разрезе на рч. Нучча-Юрегэ.

Литологические и геохимические исследования дают прямые доказательства прибрежно-морского происхождения грубообломочной пачки. О нем свидетельствуют: наличие знаков ряби течения; трещины усыхания в песчаных прослоях гравелитов; характерные текстуры на поверхности зерен кварца, изученные на РЭМе; выделенное из цемента гравелитов глинистое вещество, дающее соотношение химических элементов  $E:Ca = 10,8$  /Глинистые минералы..., 1976/. Накопление известковых конгломератов шло при теплом климате, на что указывает сохранность тонкозернистого кальцита в цементе.

Преобладание терригенного карбонатного материала, невысокая в среднем степень его окатанности, нахождение обломков карбонатных пород различной степени окатанности в одном слое позволяют судить о петрографическом составе источника сноса и считать, что он находился относительно недалеко от береговой линии. Накопление известняковых конгломератов связано, по-видимому, с морфологией побережья.

Присутствие обломочного материала (кварца, ильменита, граната и других минералов), генетически не связанного с карбонатными породами кембрия, может указывать на привнос его с суши речным или эоловым путем.

## Литература

- Вааг О.В., Дивина Т.А., Матухин Р.Г. Литолого-фациальные особенности нижнего карбона Сибирской платформы. - Литология и палеогеография Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. СНИИГГИМС, 1979, с. 64-91.
- Вааг О.В., Матухин Р.Г. О нижнем карбоне Сибирской платформы. - Геол. и геофиз., 1982, № 11, с. 12-19.
- Глинистые минералы как показатель условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. 191 с.
- Михайлов М.В., Харькозов Л.С., Штейн Л.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы. - Сов. геология, 1979, № 2, с. 93-97.
- Нижний карбон Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. 221 с.

В. А. Дымкин

### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ

### СРАВНИТЕЛЬНОГО СТАДИАЛЬНОГО МЕТОДА

### ПРИ ИЗУЧЕНИИ КАРБОНАТНОГО ВЕЩЕСТВА

Одна из важных составных частей исследования осадочных пород - стадийный анализ, помогающий выявлять и восстанавливать комплекс последовательных превращений, которые претерпевали осадок, а затем осадочная порода. Таким образом, "задачей стадийного анализа является установление парагенетических минеральных ассоциаций, а также текстурных и структурных особенностей осадочных пород."

турных изменений, которые характеризовали бы различные стадии истории возникновения и существования породы" /Коссовская и др., 1957/.

Использование стадийного анализа для решения разнообразных задач в приложении к различным объектам широко освещено в зарубежной и особенно в отечественной литературе. С его помощью устанавливается геохимическая история некоторых элементов в осадках, как это было сделано для минералов группы железа /Страхов, 1953/. Применяется он и для выяснения времени и последовательности формирования отдельных минералов или их ассоциаций. Подобное исследование было проведено для фосфоритов и сульфидов свинца, цинка и меди /Бушинский, 1954; Лазаренко, 1947; Малиновский, 1955/.

Применение стадийного анализа не ограничивается только перечисленными выше случаями. Этот метод позволяет исследовать литолого-фациальные комплексы и формации, и если они не претерпевали глубоких катагенетических, метакатагенетических и метаморфических изменений, в них устанавливаются элементы и минеральные ассоциации, характерные для различных стадий и этапов формирования породы. Такие работы для карбонатных отложений карбона Русской платформы были выполнены И.В. Хворовой /1957/, а для палеозойских отложений — Г.А. Каледой /1969/.

Для стадийного анализа необходимо очень подробное изучение минералогического состава и структурно-текстурных особенностей составных элементов породы, по которым можно определить последовательность их образования. Надо отметить, что выявление, а главное, правильная интерпретация структурно-текстурных взаимоотношений, встречаемых в карбонатных породах, нередко затруднены. Осадочное породообразование — это длительный многоступенчатый прерывисто-непрерывный процесс, протекающий в различных обстановках. Большое влияние на характер осадка и последующее его преобразование оказывают локальные факторы — морфология рельефа бассейна осадконакопления, удаленность источников питания и т.п.

В настоящее время принято выделять несколько стадий, которые проходит осадочное вещество в процессе своего развития, начиная от момента его отложения в бассейне седиментации и преобразования в осадочную породу и кончая переходом осадочной породы в метаморфическую. Большая часть исследователей сейчас признает выделение следующих стадий: седиментогенез, диагенез, катагенез и метагенез. Стадии, в свою очередь, подразделяются на несколько этапов. Так, в седиментогенезе одни авторы выделяют три этапа /Страхов, 1960/, в то время как другие — один /Вассоевич, 1962/. В диагенезе, катагенезе и метагенезе большинство исследователей выделяют по два этапа — ранний и поздний. Такое подразделение на стадии и этапы, как указывалось выше, основано на степени изменения осадка и появлении новых минеральных ассоциаций.

Известно, что наиболее чувствительным индикатором при определении степени зрелости осадка и отнесении его к тому или иному этапу развития является глинистое вещество. Именно глинистое вещество быстро реагирует на изменение геологической обстановки среды, восстанавливая равновесие путем преобразования осадка. Таким образом, глинистые осадки и породы могут служить хорошим индикатором давления. Даже небольшое повышение температуры быстро сказывается на углистом веществе, которое довольно часто рассеяно или в виде небольших обособлений отмечается в глинистых породах. И тем не менее в большинстве случаев проведение четкой границы между стадиями практически невозможно, хотя бы уже потому, что различные типы пород и осадков неодинаково изменяются на одних и тех же глубинах захоронения. Строгое разграничение стадийности затруднено еще и тем, что новообразующиеся в осадке ассоциации иногда возникают под воз-

действием сразу нескольких геологических процессов, причем эти процессы могут перекрываться или следовать один за другим.

Итак, довольно трудно дать правильное и исчерпывающее истолкование генезиса пород или стадии изменения, на которой они находятся. Как справедливо указывают некоторые авторы, "...многие генетические интерпретации зависят от масштаба исследуемых объектов (шлиф, штупф, обнажение). Следовательно, точное определение природы процессов затруднительно, а иногда даже невозможно" /Чилингар и др., 1971/.

Надо отметить, что особые трудности вызывает определение стадий преобразования у карбонатных моно- и биминеральных пород. Объясняется это тем, что в таких породах нередко практически полностью отсутствуют как глинистое, так и углистое вещество, которые, как известно, служат индикаторами изменения температуры и давления. К тому же в биминеральных и тем более в мономинеральных породах не могут возникнуть новые минеральные парагенезисы, которые характеризовали бы ту или иную стадию эволюции породы. Определение стадийной принадлежности породы по такому признаку, как степень ее перекристаллизации, также неоднозначно, так как в карбонатных породах часто наблюдается локальная, и притом различной интенсивности, перекристаллизация, иногда даже в пределах шлифа.

Одним из способов восстановления особенностей механизма формирования сначала карбонатного осадка, а затем и породы, может служить эксперимент. Эксперимент — это воспроизведение сущности природных процессов в лабораторных условиях при строго контролируемых параметрах. Достоинство эксперимента состоит в том, что природный процесс, нередко весьма сложный и многостадийный, в лабораторных опытах можно как бы разделить на несколько частей. Отвлекаясь от всего многообразия параметров и составных частей процесса, мы исследуем только часть из них. Меняя физико-химические параметры системы и поочередно исследуя влияние того или иного компонента, получаем серию результатов. Сведя затем воедино все данные, мы имеем возможность представить весь процесс в целом и попытаться создать модель изучаемого явления. Модель можно с некоторыми ограничениями переносить на природные объекты, воссоздавая, таким образом, механизм образования и дальнейшую эволюцию осадочного вещества.

Развитие таких новых методов, как экспериментальное, электронно-микроскопическое и электронно-зондовое исследования, позволило разработать и применить к осадочным карбонатным породам комплексный сравнительный стадийный метод. Основа его — параллельное изучение и сравнение природных осадков, пород и вещества, синтезированного в лабораторных условиях (см. схему).

Сравнение природных и синтетических объектов проводилось с применением обычных оптических методов, но главным образом с помощью электронного сканирующего микроскопа. Такой параллельный анализ природных и искусственных карбонатов дает наиболее полное представление о физико-химии карбонатообразования в осадочном процессе. Уточняется стадийность появления и дальнейшего преобразования отдельных седиментационных и постседиментационных компонентов осадка и осадочной породы. Благодаря высокой разрешающей способности сканирующего электронного микроскопа на нем можно детально изучать структурно-морфологические особенности и отдельные мельчайшие образования, возникающие на какой-либо из стадий.

Эксперименты по синтезу карбонатов позволили получить карбонатное вещество, имеющее определенный минеральный состав /Казанский, Любушко, 1980/. В этой серии опытов моделировались условия, отвечающие седиментационной и раннедиагенетической стадиям. С помощью РЭМ было установлено, что синтезированные осадки в основном имеют колломорфную структу-

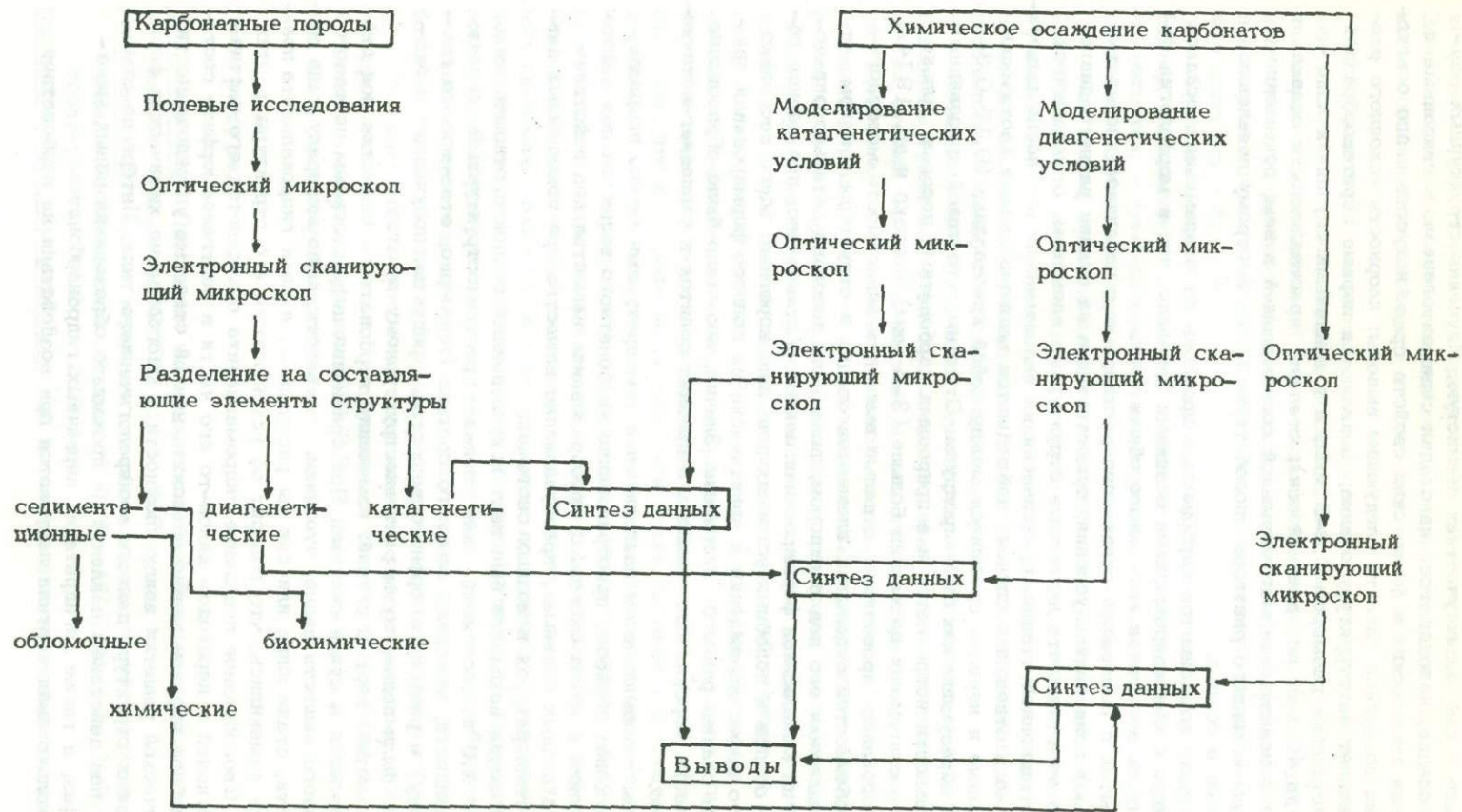


Схема использования сравнительного стадийного анализа при изучении карбонатных пород.

ру и только в небольших участках зернистую. Изучение структурных особенностей осадка, находящегося на стадии седиментогенеза, и связанные с ней вариации химических и физических свойств среды искусственного осадкообразования позволили сделать следующие выводы: хлорность исходного раствора не влияет на структуру осадка; появляются первые веретенообразной формы кристаллики размером 0,6–3 мкм, а в единичных случаях и идио-морфные (до 40 мкм по длинной оси); степень кристалличности осадка возрастает с понижением магниевой составляющей в нем; повышение температуры исходного раствора способствует более быстрому появлению кристалликов в осадке.

Сравнение компонентов карбонатных прослоев из современных осадков Черного моря с синтезированными осадками показало, что в морфологии составляющих их элементов есть много общих черт.

В опытах с выдержкой осадка под растворами с различной хлорностью (соленостью) создавались условия, существующие на стадии раннего диагенеза. Надо отметить, что некоторые структурные элементы, отмечавшиеся на седиментационной стадии, практически не видоизменились и после выдержки, и только в отдельных случаях наблюдаются многочисленные хаотически расположенные и нередко сросшиеся между собой кристаллики (0,15–0,3–2,0 мкм), образующие как бы микродрузы. Отметим, что такой друзовидный тип поверхности встречается и в природных карбонатных породах, только там размер слагающих ее частиц больше (3–5 мкм)/Перезио и др., 1974/.

Исследования, проводимые с целью выяснить зависимость морфологических особенностей отдельных элементов осадка и структуры в целом от времени выдержки его под раствором, позволили довольно детально определить один из механизмов формирования ооидов. Установлено, что период образования ооидов в подобных условиях довольно короткий, всего несколько дней, и что время зарождения и практически их полного формирования приходится на стадию раннего диагенеза. Значит, возможно было образование хотя бы части морских современных и древних оолитов в раннедиагенетической стадии.

Опыты с повышенными давлениями и температурами можно подразделить следующим образом: преобразование карбонатного вещества под действием давления в сухих системах; преобразование вещества под действием давления в водных системах; преобразование вещества при повышенных давлениях и температурах в водных системах.

В качестве исходного был взят искусственный осадок с отношением  $Mg/Ca = 1,6$  и состоящий, как показал рентгеноструктурный анализ, из гидрокальцита, минерала сложного состава (примерно, отвечающего гидромагнезиту) и рентгеноаморфного вещества. Продукты, полученные в эксперименте, были подвергнуты рентгеноструктурному анализу.

Рассмотрим первый случай: изменение карбонатного вещества под действием давления в сухой системе. При сравнении дифрактограмм исходного и полученного веществ видно, что пики, соответствующие минералу типа гидромагнезита, стали шире или как бы расплылись, а пики гидрокальцита практически не изменились, что говорит об устойчивости его структуры в этих условиях. Своеобразное поведение гидромагнезита объясняется его частичной деструкцией и переходом какой-то его части в рентгеноаморфное состояние. Подобное явление можно объяснить низкой степенью упорядоченности кристаллической решетки ввиду сложности и многообразия химических форм, составляющих структуру данного минералогического типа. Интересно отметить, что под действием давления не произошло образования новых минеральных фаз, а также дегидратации первичных гидрокарбонатов.

Несколько иная картина получается при воздействии на карбонатное

вещество давления в водной среде и при нормальной температуре ( $20^{\circ}\text{C}$ ). Здесь наблюдаются только следы пиков гидрокальцита и пики, соответствующие новой минеральной фазе — арагониту. Пики минерала типа гидромагнезита отсутствуют.

Дифрактограмма, соответствующая веществу, подвергнутому воздействию давления и температуры в водной среде, показывает полное исчезновение первичных минеральных фаз и возникновение новых. В первую очередь надо отметить возникновение главных в количественном отношении минералов — арагонита и магнезита, кроме того, наблюдаются пики, соответствующие доломиту и бруситу.

Сравнивая полученные результаты, приходим к выводу, что главный фактор, способствующий наиболее интенсивному преобразованию карбонатного вещества, — температура, а также среда, в которой протекают реакции (в данном случае это присутствие жидкой фазы).

Как видим, применение сравнительного стадийного метода для седиментационной и диагенетической стадий во многом уточняет и детализирует общую картину карбонатного минералообразования, протекающего в современных бассейнах седиментации. Несколько сложнее обстоит дело с моделированием условий, отвечающих катагенезу.

Катагенез сейчас признан большинством исследователей и для него установлены граничные физико-химические параметры, отделяющие его от других стадий. Трудность состоит в том, что температуры и давления, строго соответствующие катагенетической стадии, воспроизвести в лабораторных условиях нередко технически невозможно. Непосредственное использование результатов экспериментов для объяснения процессов, протекающих в катагенезе, будет не совсем правомерно по следующим причинам. Физико-химические параметры опытов далеко не соответствуют общепринятым для катагенетической стадии условиям. Правда, здесь нельзя не учитывать, что время опытов несоизмеримо меньше в сравнении с периодом геологической истории, в течение которого происходило преобразование породы. Надо еще отметить, что в природе не встречаются сухие системы и в процессах преобразования осадочного вещества обязательно участвуют поровые растворы. Исходя из этого, результаты проведенных опытов правильнее рассматривать не как модель катагенеза в целом, а скорее как особенности поведения карбонатного вещества при различных температурах и давлениях в сухих и водных системах. Конечно, это не исключает возможности приложения полученных результатов применительно к постдиагенетическим процессам в целом и к катагенезу в частности. По-видимому, наиболее приближенными к условиям катагенеза нужно считать результаты опытов по изменению карбонатного вещества под действием давления и температуры в водной среде.

Эксперименты с высокими давлениями и при повышенных температурах проводились совместно с сотрудниками Института геологии и геохимии и Института физики металлов УНЦ Л.В. Анфимовым, И.Г. Демчук, К.М. Демчук. Всем им автор благодарен за помощь.

## Литература

- Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины, М.: Изд-во АН СССР, 1954, 307 с.
- Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для образования стадий и этапов литогенеза. — Геологический сборник, № 7, Тр. ВНИГРИ, вып. 190, Л.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 220-244.
- Казанский Ю.П., Любушко Г.И. Об использовании экспериментальных иссле-

дований для расшифровки условий современного и древнего морского доломитообразования. — В кн.: Сравнительный анализ морского осадка накопления в докембрии и палеозое. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 140–146.

Каледа Г.А. Об эпигенетических изменениях палеозойских отложений Русской платформы. — Литол. и полезные ископ., 1969, № 6, с. 78–80.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Хворова И.В. Элементы стадийного анализа осадочных пород на основе микроскопических исследований. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 246–248.

Лазаренко Е.К. О галените и халькопирите в фосфоритовых конкрециях Подолии. — Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, № 1, Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1947, с. 86–89.

Малиновский Ф.М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 1, с. 37–39.

Перозо Г.Н., Белобородова Г.В., Козлов В.Ф. Атлас электронно-микроскопических снимков с поверхности сколов карбонатных пород. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1974, с. 3–13.

Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 12–49.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Типы литогенеза и их распределение на земной поверхности. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 212 с.

Хворова И.В. Опыт стадийного анализа карбонатных пород (на примере каменноугольных отложений Русской платформы). — В кн.: Методы исследования осадочных пород. Т.1. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 252–266.

Чилингар Дж.В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез и катагенез карбонатных пород. — В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971, с. 165–290.

В.Б. Дергачев

## О ТЕМПЕРАТУРЕ НАГРЕВА ПРОБ ПРИ АНАЛИЗЕ ГАЗОВОГО СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

(предварительные данные по результатам  
масс-спектрометрического анализа)

Конечная температура нагрева проб в исследованиях состава флюидных включений методом газовой хроматографии принимается различной. Используется прокаливание до 1100°C / Price, Bailey, 1980/, до 1050°C с предварительным отделением вторичных включений при 500°C / Моисеенко, Малахов, 1979/, 800°C — для минералов гидротермального генезиса, 850–800°C — для гранитов и 1000–950°C — для базальтов /Флюидный..., 1977/, 900°C / Kelly, Rye, 1979/, 700°C / Меленевский, Никитина, 1981/. Предложен метод сочетания раздавливания с нагревом до 400°C и продувкой инертным газом / Cuney e. a., 1976/. Выбор оптимального режима температуры вскрытия включений имеет существенное значение, так как перегрев пробы, как и недогрев, приводит к резкому искажению результатов опыта. Отсутствие единой методи-

ки в определении режима нагрева, помимо ряда ранее отмеченных недостатков / Cuneу e.a., 1976; Kelly, Rye, 1979; Конев, Бекман, 1978/, не позволяет провести сопоставление аналитических данных, полученных в разных лабораториях.

Предпочтительная температура нагрева в определенной степени может быть установлена с использованием масс-спектрометрического анализа по методике /Меленевский, Никитина, 1981/, позволяющей провести количественное определение и кинетику выделения воды и углекислого газа из газо-жидких включений в кварце. Для опытов мы использовали кварц из различных пород и руд: порфировидных биотитовых гранитов, грейзенов, кварцево-рудных жил вольфрамовых месторождений Горного Алтая и кварцевых жил золоторудных месторождений. Подборка производилась таким образом, чтобы охватить различный по условиям кристаллизации кварц. Температуры гомогенизации включений в кварце грейзенов составляют 510-400°C, вольфрамоворудных жил - 450-400°C, золоторудных жил - 350-250°C.

Кинетика выделения воды и углекислого газа из кварца различных пород отличается значительным разнообразием и в общем случае подтверждает необходимость индивидуального подхода в каждом конкретном случае (рис. 1). Тем не менее для большинства проанализированных проб отчетливо устанавливаются три группы разнотемпературных максимумов газовыделения: 500-300, 580-560 и 1000-900°C.

Температура первой группы максимумов газовыделения в грейзенах и кварцевых жилах относительно близка к температуре гомогенизации газо-жидких включений и определяется главным образом их размерами и составом. Наиболее распространенный случай - симбатное выделение воды и углекислого газа. Отсутствие или слабое выражение максимумов газовыделения в этом температурном диапазоне (см. рис. 1, Г, № 1, 6, 8), по-видимому, может свидетельствовать о плохой сохранности включений из-за каких-либо эпизодов геологической истории (например, процессов контактового или регионального метаморфизма). Рассмотрение этой группы температурных максимумов газовыделения, отвечающих кристаллизации рудных стадий гидротермального минералообразования - 450-250°C /Наумов и др., 1977/, не входит в задачи настоящего исследования.

Более высокотемпературные максимумы обусловлены разложением или газовыделением карбонат- и гидроксилсодержащих минералов. В кварцевых жилах и грейзенах Горного Алтая обычными включениями в кварце являются кальцит, мусковит и апатит. Простые расчеты показывают, что даже незначительные примеси этих компонентов могут существенно повлиять на выход воды и углекислого газа. Так, присутствие в "идеально" чистом кварце даже 0,2-0,5% мусковита даст при прокаливании столько же воды, сколько ее будет выделено из газо-жидких включений, находящихся в обычных для кварца количествах при температуре нагрева до 700°C. Кальцита в кварце требуется еще меньше: 0,02-0,05%, чтобы выделить эквивалентное количество углекислого газа из включений. К сожалению, даже самый тщательный отбор монофракции кварца не может полностью исключить влияние микропримесных компонентов на результаты опытов.

Избыточный углекислый газ главным образом будет поставлять карбонат, разложение которого в вакууме начинается при 275°C /Kelly, Rye, 1979/, а наиболее интенсивное выделение его происходит из сидерита (при 600-400°C), доломита (820-500°C), кальцита (850-600°C) /Espitalie e. a., 1977/. Высокотемпературные максимумы выделения углекислого газа за счет карбоната (кальцита и в подчиненном количестве анкерита) особенно характерны для кварца золоторудных жил (см. рис. 1, Г). Для термоллюминесцентного анализа мономинеральные пробы кварца приходилось

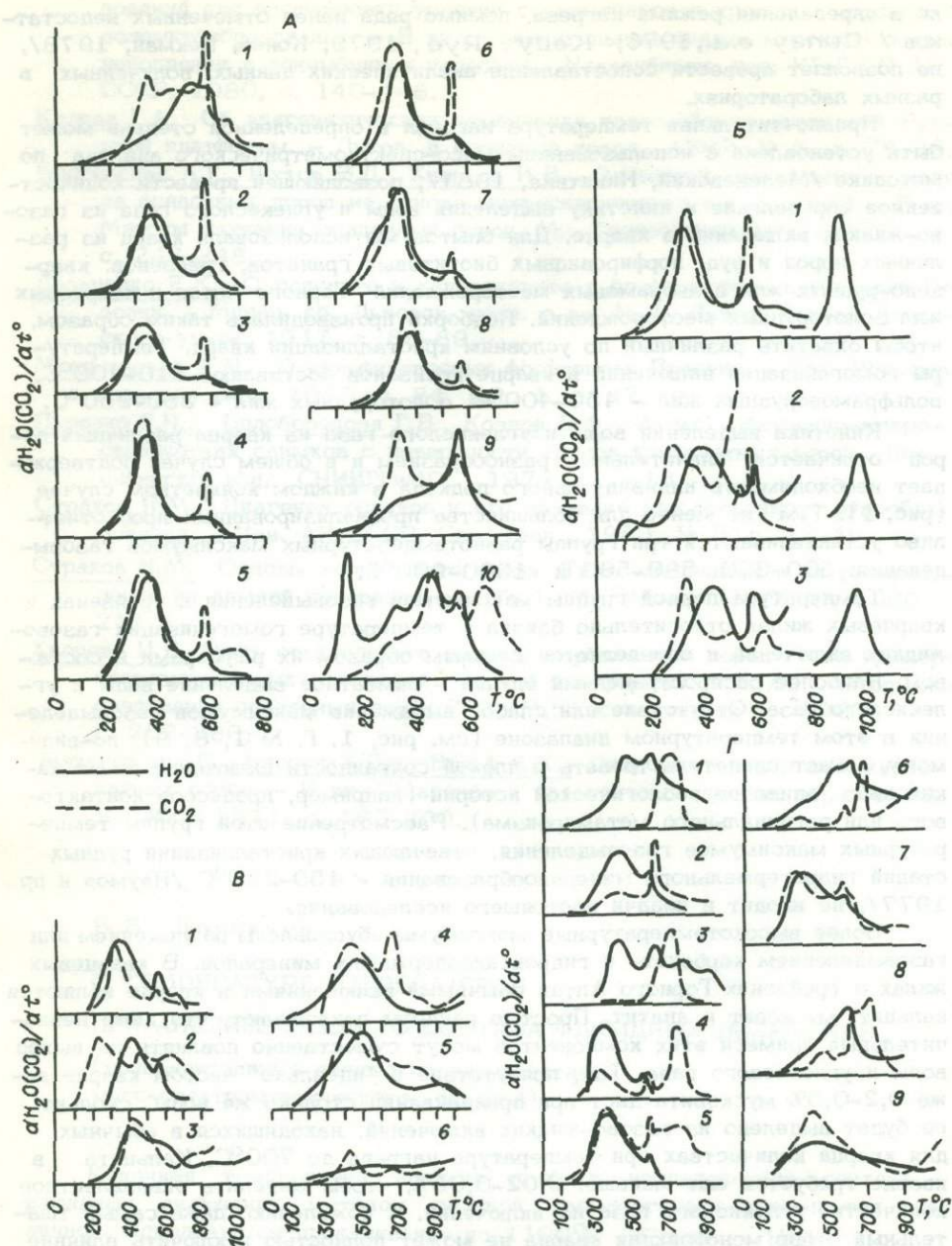


Рис. 1. Кинетика выделения  $H_2O$  и  $CO_2$  из кварца вольфрамовых месторождений (1 - Баргузинское, 2 - Ильдегемское, 3-8 - Калгутинское, 9 - Куру-Узекское, 10 - Оленджларское)(А), кварца грейзенов Джулалинского (1) и Кулгутинского (2,3) месторождений (Б), кварца гранитов (3-6 - по материалам А.М. Козлова)(В), Горного Алтая из кварца золоторудных месторождений (материалы К.Р. Рабиновича)(Г).

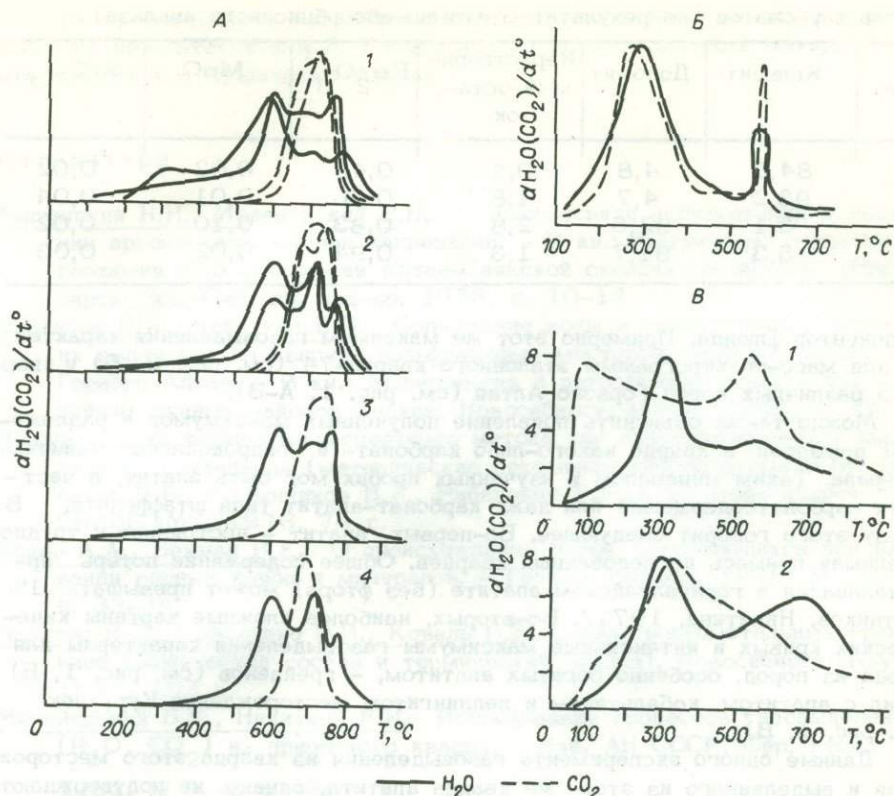


Рис. 2. Кинетика выделения  $H_2O$  и  $CO_2$  из различных карбонатов (А), из эталонного кварца-74 (Б), из кварца (1) и апатита (2) (В).

специально обрабатывать кислотами для исключения влияния карбонатов /Использование..., 1976/. Такой же обработке - выщелачиванию в 50%-ной соляной кислоте - подвергались мономинеральные фракции кварца золото-рудных месторождений для газового анализа. Однако, несмотря на это, формы кинетических кривых с температурными максимумами выделения углекислого газа 750-620 $^\circ C$  (см. рис. 1,Г) наиболее близки к формам кинетических кривых разложения карбонатов (рис. 2; см. таблицу).

Выход углекислого газа может происходить из мусковита, постоянно присутствующего в кварце гранитов, грейзенов и кварцевых жил Горного Алтая. Известно, что выделение структурной воды из серицита начинается при 610 $^\circ C$  /Слонимская и др., 1978/, а основной максимум выделения воды из мусковита происходит при его дегидратации и разрушении при температурах свыше 800 $^\circ C$  /Амшинский, Меленевский, 1976; Липидес и др., 1977/. Именно с этими процессами и связаны наиболее высокотемпературные максимумы выделения воды из анализируемых кварцев, мусковит в которых был обнаружен при микроскопических исследованиях.

Выше уже указывалось на близость полученных максимумов газовыделения (580-560 $^\circ C$ , чаще всего 575 $\pm$ 5 $^\circ C$ ) к точке инверсии обратимого перехода кварца из  $\alpha$ - в  $\beta$ -модификацию /Дергачев, Никитина, 1982/. Развивающаяся при этом сеть мелких трещин могла служить вместилищем

Состав карбонатов (по результатам атомно-абсорбционного анализа)

№ пробы	Кальцит	Доломит	Нераствори- мый оста- ток	$Fe_2O_3$	MnO	$SrCO_3$
1	84,5	4,8	9,4	0,46	0,02	0,02
2	93,2	4,7	1,8	0,06	0,01	0,04
3	3,1	92,5	2,8	0,83	0,10	0,02
4	5,3	91,7	1,3	0,94	0,02	0,03

компонентов флюида. Примерно этот же максимум газовой выделения характерен для масс-спектрограммы эталонного кварца-74 (см. рис. 2, Б) и кварца из различных пород Горного Алтая (см. рис. 1, А-В).

Можно также объяснить появление полученных максимумов и разложением примесей в кварце какого-либо карбонат- и гидроксилсодержащего минерала. Таким минералом в изученных пробах мог быть апатит, в частности карбонатсодержащий или даже карбонат-apatит типа штаффелита. В пользу этого говорит следующее. Во-первых, апатит - постоянная и трудно-отделимая примесь исследованных кварцев. Общее содержание потерь при прокаливании в горноалтайском апатите (без фтора) может превышать 1% /Сотников, Никитина, 1971/. Во-вторых, наиболее сложные картины кинетических кривых и интенсивные максимумы газовой выделения характерны для кварца из пород, особенно богатых апатитом, - грейзенов (см. рис. 1, Б) и жил с апатитом, кобальтином и леллингитом месторождения Куруузек (см. рис. 1, В).

Данные одного эксперимента газовой выделения из кварца этого месторождения и выделенного из этого же кварца апатита, однако, не подтверждают такую интерпретацию - в области температур 600-550°C не проявляются симбатные максимумы выделения воды и углекислого газа (см. рис. 2, В).

Приведенные материалы показывают, что обычно газовой выделение из включений в кварце гранитов, грейзенов и наиболее высокотемпературных кварцевых жил заканчивается до 550°C. Этот температурный предел, как указывалось, отвечает кристаллизации рудных стадий гидротермального минералообразования. Выше 550°C происходит разложение гидроксил- и карбонатсодержащих минералов, существенно искажающих действительные количества и соотношения основных газовых компонентов. В рассматриваемых случаях такими минералами являются мусковит, карбонаты и апатит. Расчеты показывают, что даже без резко аномального газовой выделения этих минералов в интервале 500-700°C происходит выход "избыточных" воды и углекислоты в среднем выше 30%. Анализ термограмм минералов /Термический..., 1974/ позволяет допустить, что такой же процесс избыточного газовой выделения кварца может происходить за счет других микропримесных компонентов: гидрокарбоната, гидрослюда, гиббсита, диаспора, апофиллита, глаукогонита и т.д. При отборе минералов для газового анализа необходимо также учитывать возможное влияние микропримесей, газовой выделение из которых может происходить и при более низких температурах. Например, вода из каолинита, иллита, монтмориллонита будет выделяться в диапазоне 50-200°C и 350-650°C, из гипса - 80-210°C / Термический..., 1974/.

Следовательно, конечная температура нагрева проб в исследованиях газового состава, принимаемая в различных лабораториях от 1100 до 400°C, по приведенным данным масс-спектрометрического анализа в общем случае не должна превышать 550°C.

Автор благодарит В.Н. Меленевского за выполнение анализов и обсуждение их результатов и К.Р. Рабиновича за предоставленный материал по месторождениям Кузнецкого Алатау.

## Литература

- Амшинский Н.Н., Меленевский В.Н. О взаимосвязи дегидратации и выделения аргона слюдами при нагревании. - В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 10-14.
- Дергачев В.Б., Никитина Е.И. Содержание воды и углекислоты и кинетика их выделения из кварцев вольфрамовых месторождений юго-востока Горного Алтая. - В кн.: Минералогия и петрография пород и руд главных рудных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с. 18-27.
- Использование термомлюминесцентного метода при прогнозной оценке эндогенного оруденения (методические рекомендации)/Акчурина В.Н., Булгаков В.Б., Булытников В.А., Рабинович К.Р. и др. Новосибирск: изд. СНИИГТИМС, 1976. 74 с.
- Конец А.А., Бекман И.К. О происхождении газов, выделяющихся при нагревании горных пород и минералов. - Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 33-38.
- Лапидес И.Л., Коваленко В.И., Коваль П.В. Слюды редкометалльных гранитоидов (химический состав и термический анализ). Новосибирск: Наука, 1977. 103 с.
- Меленевский В.Н., Никитина Е.И. Исследование процессов газовой выделения ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) из природного кварца. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 81-91.
- Моисеенко В.Г., Малахов В.В. Физико-химические условия эндогенного оруденения. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Наумов В.Б., Иванова Г.Ф., Моторина З.М. Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. (Тезисы докладов). Новосибирск: Наука, 1977, с. 131.
- Слонимская М.В., Дриц В.А., Салынь А.Л. Природа межслоистой воды тонкодисперсных мусковитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 95-104.
- Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 259 с.
- Термический анализ минералов и горных пород /Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Л.: Недра, 1974. 399 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии/Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандий Б.О. М.: Наука, 1977. 213 с.
- Cuney M., Tagel M., Touret J. L'analyse des gas des inclusions fluides par chromatographie in phase gó euse. - Soc. Franc. des Mineral et de Cristall Rulle tin, 1976, v. 99, N 2-3, p. 169-177.
- Kelly W.C., Rye R.O. Geologic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Studies of the Tin-Tungsten Deposits of Panasquiera, Portugal.-Econ. Geol., 1979, v. 74, N 8, p. 1721-1822.
- Espitalie J., Laporte J.L., Madec M.e. a. Methode Rapide

de Characterisation des Roches meres de leur potentiel petrolier et de Leur Degre d'Evolution. - Zevue Inst. Franc. du petrole, 1977, N 1, p. 23-42.

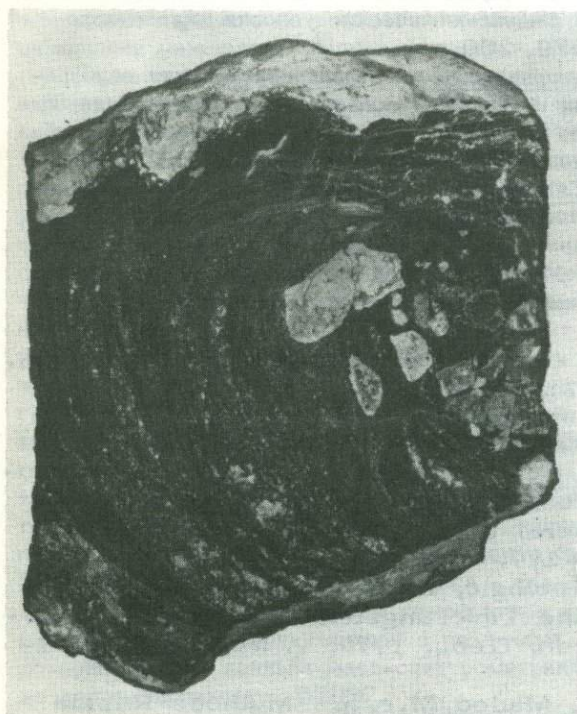
Price W.F., Bailey D.K. A carbon dioxide-rich volatile phase in Mount Etna volcanism. - Miner. Mag., 1980, v. 43, N 329, p. 675-677.

Г.Н. Черкасов

## НАХОДКА ДИСТЕН-СИЛЛИМАНИТ-КВАРЦЕВЫХ ПОРОД В ЗАПАДНОМ САЯНЕ И ИХ ГЕНЕЗИС

Проявление дистен-силлиманит-кварцевых пород в Западном Саяне установлено в 1976 г. Расположенно оно в левобережье Енисея, в 7 км ниже устья р. Хемчик и в 3,5 км от берега, на склоне хребта, на абсолютной отметке 700 м. Район проявления приурочен к зоне Центрально-Тувинского глубинного разлома и сложен крутопадающими (70-80°) серо-зелеными кварц-хлорит-серицитовыми сланцами нижнего палеозоя, прорванными интрузивом щелочных габброидов диаметром около 150 м, возраст которых по геологическим данным определяется как девонский.

По контакту интрузива с вмещающими сланцами установлен шток черных с голубоватым оттенком массивных, участками брекчированных, кварцевых пород мощностью 8-10 м, прослеженных по контакту с интрузивом на 25 м. Шток погружается на запад под углом 80-85°. Контакт лежащего бока его со сланцами ровный, близкий к согласному. В эндоконтакте шток



заполнен обломками сланцев (15-18%) размером до 1 см, которые превращены в буровато- и кирпично-красные горелики, сохранившие структуру исходных сланцев. Обломки ориентированы длинными осями вдоль флюиальности, фиксируемой в породе эндоконтакта лежащего бока штока. Сама порода афанитовой и обломочной структуры сложена мелкокристаллическими (до 0,03 мм) лапчатыми агрегатами аутигенного кварца и насыщена углеро-

Характер контакта кварцевого штока (темное) со щелочными габброидами (светлое). Видна вихревая структура породы, насыщенной обломками габброидов. Фото штуфа. Ум. 1,7 раза.

Химический состав черной дистен-силлиманит-кварцевой породы штока, масс. %

Компонент	Лежачий бок	Центральная часть	Висячий бок
SiO <sub>2</sub>	68,88	70,13	60,45
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,86	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	7,16	14,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,59	4,62	4,67
FeO	0,76	1,33	1,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,30	0,22
MnO	0,05	0,06	0,06
CaO	2,68	4,67	5,64
MgO	2,03	2,05	2,08
Na <sub>2</sub> O	0,67	0,66	0,67
K <sub>2</sub> O	0,22	0,22	0,22
C	3,12	3,21	3,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,97	5,02	5,57
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,17	0,17
Сумма...	99,80	99,65	100,46

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории СНИИГГиМС, химик-аналитик М.И. Гольдман.

дом. Фрагментарно по общей массе присутствуют участки серого вулканического стекла, переходящего в кварц и хлорит. В лежачем боку кварцевого штока встречаются зеленовато-голубоватые розеткоподобные агрегаты дистена и хлорита с размерами кристаллов до 0,8 мм по длинной оси, гнезда кальцита, гетита и серицита.

Контакт висячего бока кварцевого штока со щелочными габброидами рваный (см. рисунок), с вихревыми структурами вдоль кровли штока, подчеркнутыми расположением по линиям завихрения окремненных буровато-желтых угловатых обломков габброидов (25-40%). Наиболее крупные обломки размером до 3 см концентрируются в центре вихревой воронки. Под микроскопом фиксируется, что обломки габброидов замешаются кварцем и прорастают бесцветными иглами силлиманита размером до 0,5 мм по длинной оси. Окремнению подвергаются и щелочные габброиды в экзоконтакте с кварцевым штоком. Зона окварцевания 10-12 м. В 4-6 м от контакта в них появляются единичные кристаллы дистена и розетки хлорита. В зоне окремнения серая с зеленоватым оттенком окраска габброидов меняется на буровато-желтую. Химический состав кварцевого штока приводится в таблице. Петрографические и химические исследования позволили определить примерное содержание установленных минералов в породе, %: дистен, силлиманит 7-9, хлорит 8-10, кварц 50-60, серицит 8-10, кальцит 3,5-7,5, гетит 2-3, графит 2,5-3,5.

Спектральные количественные анализы показывают следующие средние содержания в породе элементов различной магмы и их кларк концентраций, г/т: ультраосновной - Fe 429000 (0,43), Mg 36000 (0,14), Cr 165 (0,08), Ni 140 (0,07), Co 85 (0,40); основной - Al 59400 (0,68), V 130 (0,65), Sb 95 (9,5), Sc 21 (0,80), Nb 12 (0,6), Mo 6,5 (6,0); кислой - Si 323000 (1,0), Zr 200 (1,0), Be 27,5 (5,0), Y 24 (0,70), Pb 15 (0,75), La 18 (0,30), Bi 7,5 (750), Sn 7,0 (2,3), Yb 4,5 (1,1), Ga 12 (0,60).

Побурение (обгорание) обломков вмещающих пород, попавших в кварцевый шток, вихревые и флюидальные структуры, фрагментарная стекловатость общей массы и рвуший контакт с габброидами свидетельствуют в пользу образования кварцевого штока из горячего кремнистого расплава, являющегося, вероятно (исходя из кларков концентрации элементов в породе), кислым дифференциатом основной магмы. Глинозем для образования дистена и силлиманита заимствован концентрировавшимися в расплаве летучими из вмещающих пород.

Прогрев краевой зоны интрузива щелочных габброидов внедрившимся кремнистым расплавом сопровождался потерей ими части аргона из решеток минералов. Калий-аргоновый метод должен фиксировать эту потерю как омоложение габброидов и одновременно показать абсолютный возраст расплава. Определение абсолютного возраста по валовому калию (2,45%) в прогретых габброидах, проведенное в лаборатории СНИИГГиМС В.Н. Меленевским из навески 10,1 г, содержащей воздушного Ar 30%, дало  $Ar^{40} \text{ г/т} \cdot 10^{-9}$  43,7 - 46,4,  $Ar^{40} / K^{40}$  0,0146-0,0155 и возраст 246-260 млн. лет, что отвечает концу нижней перми.

П.Н. Соколов, Ю.И. Коробов,  
И.Г. Косухина, Л.В. Колотова

## МИНЕРАЛОГИЯ ВОДНОРАСТВОРИМЫХ СУЛЬФАТОВ НАМАНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ АЛЮМИНИТА

(Якутская АССР)

Быстрый рост потребности народного хозяйства в алюминии требует непрерывного расширения его минерально-сырьевой базы. Поэтому геологические организации страны в последние годы стали проявлять большой интерес к небокситовому глиноземсодержащему сырью. Один из возможных видов небокситового алюминиевого сырья - аломосульфаты. Они представлены большим количеством минералов, часть из которых устойчива в поверхностных условиях (алунит, алюминит, базальюминит, метаалюминит), другие же легко растворяются в воде (алуноген, галотрихит, пиккерингит, квасцы и др.). В проявлениях Сибири наиболее часто встречаются алюминит, галотрихит и пиккерингит. Вместе с ними нередко присутствуют железистые (мелантерит, фиброферрит) и магниезиальные (шаркейт и др.) сульфаты. Наиболее крупные скопления образует алюминит.

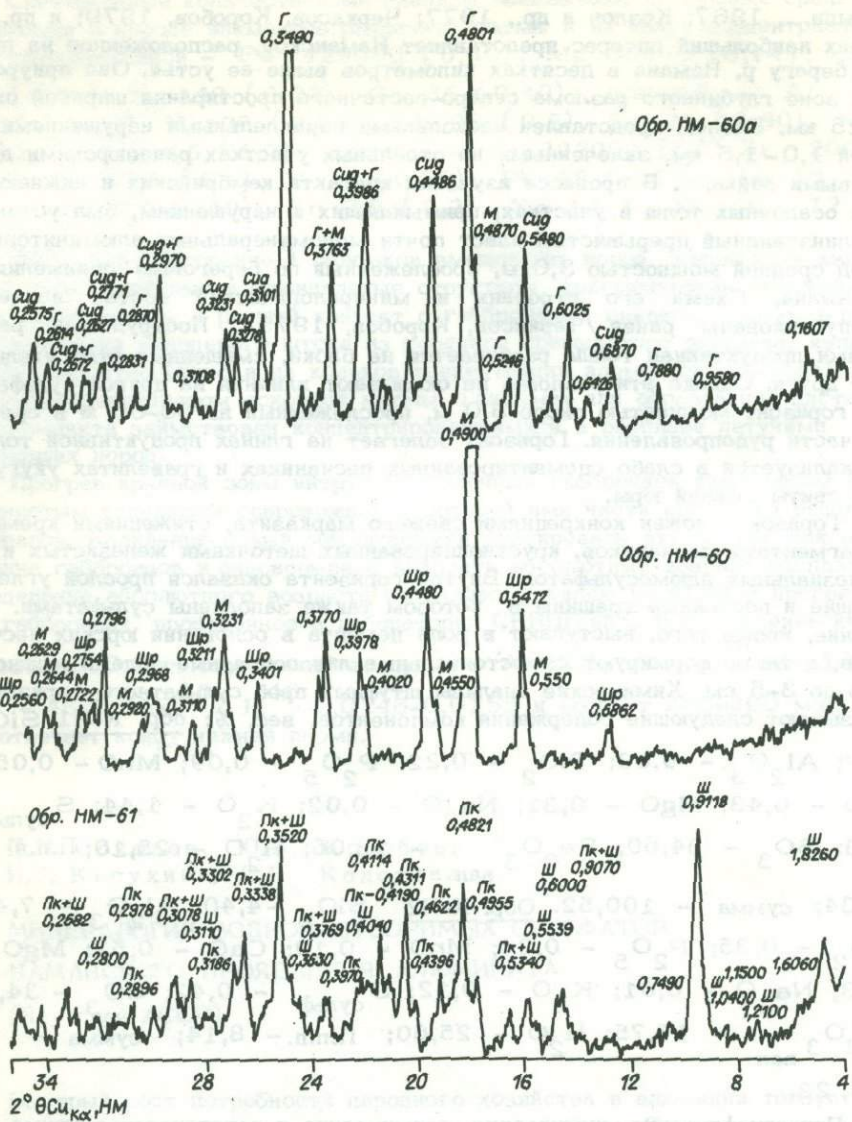
К настоящему времени на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении установлено несколько десятков таких проявлений /Алмазоносные

россыпи..., 1967; Козлов и др., 1977; Черкасов, Коробов, 1979; и др./.

Из них наибольший интерес представляет Наманское, расположенное на правом берегу р. Намана в десятках километров выше ее устья. Оно приурочено к зоне глубинного разлома северо-восточного простирания шириной около 25 км. Разлом представлен несколькими параллельными нарушениями шириной 1,0–1,5 км, залеченными на отдельных участках раннеюрскими долевритовыми дайками. В процессе изучения контакта кембрийских и нижнеюрских осадочных толщ в участках, примыкающих к нарушениям, был установлен линзовидный прерывистый пласт почти мономинеральных алюминитовых пород средней мощностью 3,0 м, прослеженный по береговым обнажениям р. Намана. Схема его строения и минералогический состав изучены и опубликованы ранее /Черкасов, Коробов, 1979/. Пострудными разломами продуктивная толща разбивается на блоки, смещенные относительно друг друга. Однако эти разломы не оказывают влияния на другой сульфатный горизонт мощностью около 3,0 м, прослеженный на 50–60 м в средней части рудопроявления. Горизонт залегает на глинах продуктивной толщи и локализуется в слабо сцементированных песчаниках и гравелитах укугутской свиты нижней юры.

Горизонт сложен конкрециями свежего марказита, стяжениями кремней и фрагментами песчаников, крустифицированных шеточками железистых и магниезиальных аломосульфатов. Внутри горизонта оказался прослой углей, секущие и послойные трещины в котором также заполнены сульфатами. Последние, кроме того, выступают в роли цемента в основании юрских песчаников, а также формируют самостоятельные линзообразные залежи мощностью до 3–5 см. Химические анализы штучных проб сульфатного горизонта показывают следующие содержания компонентов, вес. %: обр. К-П1  $\text{SiO}_2$  - 4,62;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 9,03;  $\text{TiO}_2$  - 0,22;  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,09;  $\text{MnO}$  - 0,05;  $\text{CaO}$  - 0,43;  $\text{MgO}$  - 0,31;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,02;  $\text{K}_2\text{O}$  - 1,44; S сульф - 0,33;  $\text{SO}_3$  - 34,60;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  вал - 13,06;  $\text{H}_2\text{O}$  - 25,10; П.п.п. - 11,34; сумма - 100,52. Обр. К-П2  $\text{SiO}_2$  - 4,40;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  - 7,45;  $\text{TiO}_2$  - 0,35;  $\text{P}_2\text{O}_5$  - 0,24;  $\text{MnO}$  - 0,10;  $\text{CaO}$  - 0,57;  $\text{MgO}$  - 0,93;  $\text{Na}_2\text{O}$  - 0,01;  $\text{K}_2\text{O}$  - 0,12; S сульф - 0,42;  $\text{SO}_3$  - 34,50;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  вал - 17,75;  $\text{H}_2\text{O}$  - 25,60; П.п.п. - 8,14; сумма - 100,23.

Петрографические, химические, термические и рентгеноструктурные исследования сульфатов показали, что они относятся к подклассу водных минералов без дополнительных анионов /Годовиков, 1975/. Среди них выделяют ся маловодные сульфаты без алюминия - мелантерит  $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , сидеритил  $\text{FeSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , шаркейт  $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  и обводненные, содержащие алюминий - галотрихит  $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ , пиккерингит  $\text{MgAl}_2[\text{SO}_4]_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ . Эти минералы встречаются обычно в тесном сростании друг с другом. Для них характерны изоморфные замещения двухвалентных катионов и взаимопереходы в парах шаркейт - сидеритил, галотрихит - пиккерингит. Дифрактометрические кривые исследованных минералов показаны на рисунке. Ниже приводится характеристика наиболее распространенных в горизонте минералов.



Дифрактограммы образцов воднорастворимых сульфатов: Пк - пиккерингит, Ш - шаллантит, Г - галотрихит, М - мелантерит, Сид - сидеритил, Шр - шаркейт. Условия съемки: установка ДРОН-1,5, Cu-анод, Ni-фильтр, U = 40 kv, J = 36 mA, V<sub>счет</sub> = 1°/мин.

Галотрихит  $Fe^{2+}Al_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$  - белый, иногда с желтоватым или зеленоватым оттенком, реже бесцветный с шелковистым блеском минерал длинноволокнистого либо игольчатого габитуса. Волокна и иголочки часто собраны в радиально-лучистые агрегаты, на обломках пород и минералов, а также стяжениях кремней и сульфидов образуют крустификационные шеточки. Минерал двусный отрицательный, удлинение положительное, угасание косое (с: Ng = 35-37°), Ng = 1,488 ± 0,002; Nm =

1,486 ± 0,002;  $N_p = 1,479 \pm 0,002$ ;  $N_g - N_p = 0,009$ . Вкус кисловатый, вязущий. Кривая нагревания имеет два глубоких эндозффекта при 150 и 770°C и один мелкий при 320°C. Наиболее характерные рефлексы на дифрактограмме следующие, нм: 0,602(3), 0,480(10), 0,430(4), 0,349(10).

Пиккерингит  $MgAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$  встречается в виде белых и желтовато-белых порошковатых мелоподобных, реже мелкочешуйчатых или длинноволокнистых масс. Вкус вязущий, сначала кисловатый, затем, по мере растворения на языке, переходящий в сладковатый. В проходящем свете (в иммерсионном препарате) наблюдается в виде бесцветных игольчатых кристаллов, иногда собранных в сноповидные или радиально-лучистые агрегаты с положительным удлинением и косым угасанием ( $c : N_g = 32-36^\circ$ ). Минерал двусный, отрицательный,  $N_g = 1,482 \pm 0,002$ ;  $N_m = 1,480 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,474 \pm 0,002$ ,  $N_g - N_p = 0,008$ . На кривых нагревания наблюдается сложный эндотермический эффект при температурах от 50 до 400°C, связанный с обезвоживанием минерала, и эндозффект при 700-800°C, связанный с разложением сульфат-иона. Главные линии на рентгенограмме следующие, нм: 0,607(2), 0,495(2), 0,482(10), 0,462(1), 0,431(4), 0,351(10).

Мелантерит -  $FeSO_4 \cdot 7H_2O$  наблюдается в виде волокнистых агрегатов или отдельных удлиненно-призматических кристаллов от зеленовато-голубого до серо-синего цвета со стекляннм блеском. Реже встречается в виде бесцветных ромбоэдрических кристалликов размером до 10 мм. Кристаллы при хранении на воздухе быстро обезвоживаются и покрываются белым порошковатым налетом сидеротила ( $FeSO_4 \cdot 5H_2O$ ). Минерал легко растворяется в воде. Вкус кисловато-горьковатый, вязущий.

В проходящем свете бесцветный. Кристаллы таблитчатые до игольчатых, реже изометричные с отрицательным удлинением и косым угасанием ( $c : N_g = 60-65^\circ$ ). Двусный положительный с большим углом оптических осей.  $N_g = 1,488 \pm 0,002$ ,  $N_m = 1,480 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,474 \pm 0,002$ ,  $N_g - N_p = 0,014$ . На термограмме наблюдается большой сложный эндотермический прогиб в интервале температур 50-310°C, незначительный эндотермический эффект в интервале температур 400-550°C и интенсивная эндотермическая реакция при 650-750°C. На дифрактограмме наибольшие интенсивные рефлексы следующие, нм: 0,550(2), 0,490(10), 0,402(1), 0,377(6), 0,323(4).

Кроме перечисленных выше минералов в средней части сульфатной залежи в сростках с пиккерингитом нами был обнаружен неизвестный ранее на территории Советского Союза минерал, по предварительным данным имеющий формулу  $6Fe_2(SO_4)_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ . Минерал наблюдается в виде микротаблитчатых или чешуйчатых агрегатов с высокими цветами интерференции, не полностью угасающими при повороте столика микроскопа (из-за чего не удалось замерить его оптические константы). Наибольший показатель преломления его более 1,560, но менее или равен 1,575. Диагностика минерала проведена по результатам рентгеновских исследований. Наиболее сильные рефлексы на дифрактограмме следующие, нм: 1,826(5), 0,912(4), 0,607(4), 0,554(4), 0,462(5), 0,404(4), 0,356(4), 0,352(10). Приведенные данные совпадают с характеристиками минерала шаллантита, находки которого до настоящего времени в мировой литературе были зафиксированы лишь дважды - первая в Италии, вторая в Канаде /Schmetzer, Medenbach, 1983/.

В заключение следует отметить, что природные сульфаты алюминия представляют интерес не только как заменители бокситов. Эти минералы, так же как и сульфаты железа, широко используются в качестве коагулянтов для очистки сточных вод, в химической, бумажной, лакокрасочной промышленности, применяются в медицине и других областях народного хозяйства. Поэтому в случае достаточно крупных скоплений алюмо- и железистые сульфаты могут представлять интерес для многих отраслей промышленности.

#### Литература

- Алмазоносные россыпи Западной Якутии /Рожков И.С., Михалев Г.П., Прокочук Б.И., Шамшина Э.А. М.: Наука, 1967. 278 с.
- Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1975. 519 с.
- Козлов Г.В., Кужельная З.В., Соколова М.Ф. Нижневиллойканское проявление сульфатов алюминия (Западная Якутия). - Геол. и геофиз., 1977, № 10, с. 132-136.
- Черкасов Г.Н., Коробов Ю.И. Проявление алуминитовых руд р. Наманы на юге Якутии. - В кн.: Рудоносность вулcano-плутонических комплексов Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 94-99.
- Schmetzer K., Medenbach O. Chalcantit aus Cache-Creek, British Columbia, Kanada - ein zweiter Fundpunkt. - Neues Jahrb. Miner. Monatsh., 1983, N 4, S. 158-162.

## СОДЕРЖАНИЕ

Кононов А.Н. Белорецко-Холзуновская железорудная полоса Алтая.	3
Лузгин Б.Н. Формационная принадлежность продуктивных вулканических толщ марганцево-железородных месторождений Коргонского прогиба . . . . .	15
Корель В.Г., Перфильва Н.В. Породы и руды Петропавловско-Тюхтятской кольцевой структуры (Восточный Саян) . . . . .	20
Бабушкин А.Е. Субщелочные траппы бассейна р. Мура и возможности связи с ними магнетитового оруденения (Среднее Приангарье) . . . . .	30
Булытников В.А. О классификационной принадлежности золоторудных месторождений Западной Сибири, сложенных кварцевыми жилами и сульфидными телами . . . . .	34
Рабинович К.Р., Курмей А.Е. Зональность и особенности золотоносности гранитоидных плутонов Кузнецкого Алатау . . . . .	41
Хомичев В.Л., Хомичева Е.С. Зональность тигертышского молибденоносного комплекса (Кузнецкий Алатау) . . . . .	48
Чекалин В.М., Черных А.Ф., Беляев А.П. Морфология, генезис и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая . . . . .	56
Бальтер Б.Л., Астафьев М.П., Бокова Г.И. Проявление магнетитового метасоматоза в зоне рудного выщелачивания Юбилейного полиметаллического месторождения на Рудном Алтае . . . . .	66
Уваров А.Н., Жигалов С.В. О нефелиновых породах верховий рч. Петропавловки (Кузнецкий Алатау) . . . . .	71
Амшинский Н.Н., Долгушина А.А. Закономерности распределения петро- и рудогенных элементов в магматических и рудных телах . . . . .	84
Сараев С.В. Минеральный состав рифейских отложений Енисейского края по петрохимическим данным . . . . .	91
Ван А.В., Сысолова Г.Г. Вулкано-осадочные образования нижнего триаса среднего течения р. Ниж. Тунгуски . . . . .	97
Фомин А.М. Условия образования нижнекаменноугольных конгломератов бассейна р. Оленек . . . . .	102
Дымкин В.А. Опыт применения сравнительного стадийного метода при изучении карбонатного вещества . . . . .	106
Дергачев В.Б. О температуре нагрева проб при анализе газового состава флюидных включений (предварительные данные по результатам масс-спектрометрического анализа) . . . . .	112
Черкасов Г.Н. Находка дистен-силлиманит-кварцевых пород в Западном Саяне и их генезис . . . . .	118
Соколов П.Н., Коробов Ю.И., Косухина И.Г., Колотова Л.В. Минералогия воднорастворимых сульфатов Наманского проявления алюминита (Якутская АССР) . . . . .	120

**МОРФОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС  
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Утверждено к печати  
Западно-Сибирским отделением  
Всесоюзного минералогического общества

Редактор издательства И.С. Цитович  
Художественный редактор М.Ф. Глазырина  
Технический редактор Л.Г. Филина  
Корректоры В.В. Игнатьева, Е.Н. Зимица

---

ИБ № 23641

Сдано в набор 27.06.84. Подписано к печати 16.01.85. МН-01510.  
Формат 70x100 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 10,4. Усл.кр.-отт. 10,7. Уч.-изд. л. 10,3.  
Тираж 600 экз. Заказ № 342. Цена 1р.50к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".  
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВА "НАУКА"

готовится к выпуску книга:

Вотах О.А. Введение в геотектонику. 20 л.

В книге анализируются современные знания о фундаментальных объектах геотектоники – науки о структуре и истории развития Земли в целом и всех ее составных частей, называемых структурными элементами. Данные о структуре и составе этих объектов представлены в систематизированном на основе единой ранговой шкалы виде. Они иллюстрированы конкретными примерами, которые наглядно показывают, что из чего в земной коре и в Земле состоит, последовательно раскрывают ее строение от самых мелких деталей до глобальных частей планеты включительно. Их внутренняя структура представляется в четырех различных видах трехмерного пространства, по которым различаются минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная группы структурных элементов Земли. Большое внимание уделяется истории обособления рассматриваемых структурных единиц, истории самой геотектоники, современному состоянию ее методологии.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков широкого профиля, на студентов геолого-геофизических и географических факультетов университетов и специализированных вузов, а также всех, интересующихся строением Земли и методологическими вопросами естествознания.

Книга высылается наложенным платежом.

Заказы просим присылать по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин "Наука".

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13  
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4  
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140  
320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24  
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289  
420043 Казань, ул. Достоевского, 53  
252030 Киев, ул. Ленина, 42  
252142 Киев, проспект Вернадского, 79  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4  
277012 Кишинев, проспект Ленина, 148  
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1  
660049 Красноярск, проспект Мира, 84  
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2  
191104 Ленинград, Литейный проспект, 57  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2  
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16  
220012 Минск, Ленинский проспект, 72  
103009 Москва, ул. Горького, 19а  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22  
142284 Протвино, Московской обл., "Академкнига"  
142292 Пушкино, Московской обл., МР, "В", 1  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700129 Ташкент, ул. Ленина, 73  
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43  
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6  
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49  
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87

1 р. 50 к.

4349