



ДОКЕМБРИЙСКИЕ
ДИАСПОРОВЫЕ
БОКСИТЫ
МОНГОЛИИ

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	5
Введение	6
Геологическое строение восточной части хр. Ихэ-Дариби	9
Метаморфические образования докембрия	9
Ведд-нижнекембрийский комплекс	14
Среднепалеозойский (девонский) комплекс	15
Интрузивные комплексы	17
Алагульский гипербазитовый массив	17
Гранитоидные интрузии	20
Дайки кайнозойских базальтов	21
Алагульское месторождение диаспоровых бокситов	22
Вещественный состав руд и ассоциирующих с ними пород Алагульского месторождения	26
Диаспоровые бокситы	27
Породы, ассоциирующие с диаспоровыми бокситами	38
Метаморфические породы терригенного происхождения	57
Особенности химического и геохимического состава диаспоровых бокситов и ассоциирующих с ними пород Алагульского месторождения	63
Диаспоровые бокситы	64
Породы, ассоциирующие с бокситами, и метаморфические образования «безрудного» докембрия	67
Вопросы генезиса диаспоровых бокситов Алагульского месторождения	78
Изотопный состав графита из метаморфических толщ хр. Ихэ-Дариби	78
Условия метаморфизма диаспоровых бокситов	80
Экспериментальные исследования технологических свойств диаспоровых бокситов Алагульского месторождения	88
Метод гидрохимического автоклавного выщелачивания	89
Метод спекания	91
Литература	95

МОНГОЛЫН ЭРТНИЙ ХУРДАС ДАХЬ ДИАСПОР БУХИЙ ХӨНГӨН ЦАГААНЫ ХУДЭР

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Бутээл, цуврал 33

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *В. В. Менлер*, *В. Г. Гербова*, академич *А. В. Пейвэ*,
ЗХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *П. П. Тимофеев*, *О. Төлөртоогоо*,
академич *А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

геолог-эрдэс судлалын ухааны доктор, профессор *Ю. П. Казанский*



«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
СИБИРИЙН САЛБАР
Новосибирск • 1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ УЛААН
ТУГИЙН ОДОТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН
СИБИРИЙН САЛБАРЫН
ГЕОЛОГИЙН БА ГЕОФИЗИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR
ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE
GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF THE SIBERIAN
BRANCH

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ДИАСПОРОВЫЕ БОКСИТЫ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 33

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР *Б. Лусанданзан*,
академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академик *А. В. Пейве*,
член-корреспондент АН СССР *П. П. Тимофеев*, *О. Толмуртоого*, академик *А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

д-р геол.-мин. наук, проф. *Ю. П. Казанский*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1981

THE PRECAMBRIAN DIASPORE BAUXITES OF MONGOLIA

THE JOINT SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, 33

Editorial board:

N. S. Zaitsev, Corresponding member of the MPR Academy of Sciences *B. Luvsandanzan*,
academician *V. V. Menner*, *V. G. Gerbova*, academician *A. V. Peive*,
Corresponding member of the
academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor
Professor, dr. *Yu. P. Kasansky*

УДК 553.277

Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии / *Г. В. Пинус, Л. В. Агафонов, Н. С. Зайцев, Ж. Баярхуу*. Новосибирск, Наука, 1981.

Рассмотрены вопросы геологического строения и время формирования метаморфических и интрузивных образований хр. Ихэ-Дариби и открытого в его пределах месторождения диаспоровых бокситов. Обсуждаются вопросы морфологии рудных тел, вещественного состава руд и метаморфических пород как ассоциирующих с бокситами, так и за пределами месторождения. С применением современных методов (ИКС, рентгенометрический,

рудо- и порообразующие минералы метаморфических образований. На основании полученных данных обсуждены некоторые аспекты генезиса и метаморфизма бокситов хр. Ихэ-Дариби.

Монография рассчитана на петрографов,

ОТ РЕДАКТОРА

Предлагаемая вниманию читателей книга посвящена детальному петрографо-минералогическому и геохимическому описанию открытого авторами докембрийского метаморфизованного осадочного месторождения диаспоритов в Монгольской Народной Республике. Обнаруженные диаспориты не только имеют промышленное значение, но и представляют собой находку большой научной ценности. Открытие Алагульского месторождения дополнило небольшой список известных скоплений докембрийских аллитов осадочного происхождения. По минералогическому составу и характеру вмещающих пород диаспориты месторождения больше всего напоминают скопления диаспора в пурпольской свите Патомского нагорья (Восточная Сибирь). Видимо, в первом приближении можно считать, что диаспориты Монголии и Патомского нагорья генетически близки, но сформировались в различных фациальных зонах древних бассейнов: породы Алагульского месторождения в достаточно мелководных, прибрежных условиях, тогда как отложения пурпольской свиты — в удаленных от берега участках бассейна, в обстановке разубоживания аллитового материала.

Значение Алагульского месторождения состоит, кроме того, в том, что в результате его открытия однозначно и положительно решается вопрос о возможности обнаружения крупных скоплений диаспоритов осадочного генезиса в докембрии. Аргументация противников перспективности докембрия для поисков алюминиевого сырья сводилась к тому, что в это время в связи со своеобразием палеогеографических условий на суше не было благоприятных обстановок для формирования аллитных кор выветривания, а также для сохранения в зонах седиментации продуктов их переотложения. Несостоятельность таких утверждений опровергается все увеличивающимся списком разрезов кор выветривания мощностью в десятки метров и мощных толщ их переотложенного материала, представленного метаморфизованными продуктами кварцевых песков, каолиновых глин и т. д. Первоочередная задача исследования — уже не доказательство их существования, а выявление закономерностей распространения этих продуктов в земной коре, в том числе и на территории СССР.

При решении этой задачи большое значение приобретают вопросы создания рабочей физико-химической модели выветривания для этого времени, а также подвижности соединений алюминия в коре выветривания, на путях их миграции и в бассейне конечного осадконакопления. Первостепенную роль будут играть физико-химические параметры, положенные в основу разработки исходной модели: составы атмосферы и гидросферы, термобарические величины в приповерхностных условиях и т. д.

Все сказанное позволяет надеяться, что предлагаемая монография привлечет внимание широкого круга специалистов-петрографов, геохимиков, а также геологов, интересующихся алюминиевым сырьем и общими вопросами развития геосфер.

Среди древних докембрийских пород (архей-протерозойского возраста) настоящие бокситы на земном шаре почти не известны. В ряде районов различных континентов (Азии, Африки, Европы) в породах этого возраста установлены «корундсодержащие гнейсы, кианитовые сланцы, протяженные пласты наждаков, конкреции и линзы диаспорита среди хлоритово-глинистых сланцев и другие» [Бушинский, 1975, с. 398]. Однако совсем мало известно пород, которые можно было бы считать настоящими метаморфизованными бокситами. Причиной этого, как полагает Г. И. Бушинский, является «главным образом неизученность архейско-протерозойских отложений с точки зрения бокситоносности» (там же, с. 399).

Тем более важным и со всех точек зрения интересным является открытие диаспоровых бокситов и корундитов в породах докембрия (не моложе рифея) на юго-западе Монголии.

Здесь бокситы открыты в 1976 г. группой сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР — Г. В. Пинусом, Л. В. Агафоновым, Ф. П. Лесновым и сотрудником Геологического института Академии наук МНР Ж. Баярхуу, работавшими в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Эта группа в течение ряда лет вела в различных районах Монголии изучение гипербазитов и связанных с ними полезных ископаемых. В 1976 г. ими в хр. Ихэ-Дариби был закартирован крупный гипербазитовый массив, на наличие которого было указано В. С. Аносовым (устное сообщение), не показанный ни на одной из существующих геологических карт, и одновременно в его пределах найдены высококачественные диаспоровые бокситы и корундиты.

Хребет Ихэ-Дариби представляет собой высокогорный плосковерхий безлесный массив, сложенный в основном докембрийскими породами и поднятый молодыми (неотектоническими) движениями над смежными частями окружающих его со всех сторон впадин на относительную высоту до 800 м (рис. 1). Впадины выполнены континентальными мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

На юге располагается обширная Шаргын-Нурская впадина, на востоке и северо-востоке — Хойсин-Гобийская, на северо-западе и юго-западе — Ихэс-Нурская. Последняя поперечной перемычкой близ северной оконечности хр. Ихэ-Дариби перегораживается на две части, раскрывающиеся к северо-западу и юго-востоку. Мощность отложений, выполняющих эту впадину, здесь наименьшая, а палеозойско-докембрийский ее фундамент приближен к поверхности. Вообще мощности мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих все три впадины, резко колеблются в различных их частях.

Зоны сопряжений впадин с хр. Ихэ-Дариби на геологических картах, как правило, показываются, в виде разломов, что, по-видимому, отвечает действительности.

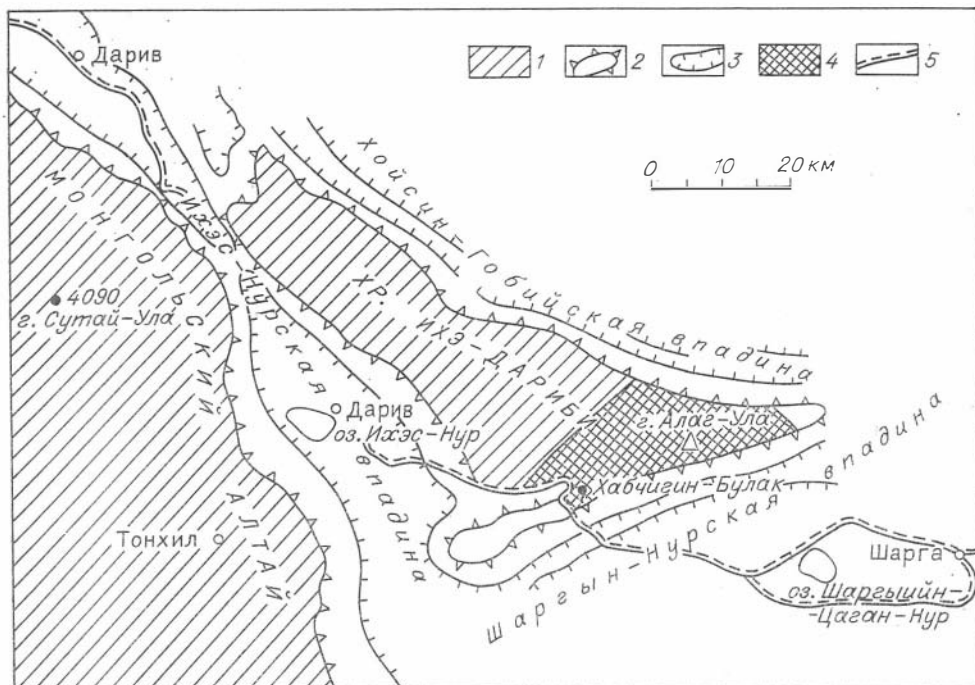


Рис. 1. Структурно-орографическая схема района хр. Ихэ-Дариби. Составил Н. С. Зайцев.

1 — каледонские структуры, поднятые в новейшее время; 2 — границы впадин и поднятий; 3 — условные структурные изолинии; 4 — район работ; 5 — автомобильные дороги.

Сам хр. Ихэ-Дариби — крайний юго-восточный отрог собственно Монгольского Алтая, представляет собой крупный горстовый выступ, резко, особенно на юге, обрывающийся в сторону мезозойско-кайнозойских впадин. Рельеф хребта сильно расчленен густой сетью продольных и поперечных сухих сайров на сложную систему мелких отрогов с узкими гребнями. Сайры, разделяющие эти хребты, глубоко врезаны, извилисты, их сухие тальвеги, по сравнению с водораздельными гребнями, расположены на многие сотни метров ниже. Этим обусловлена труднодоступность хребта, особенно его южной части.

Район Алагульского месторождения, так же как и хребет в целом, безводен. Постоянно текущим водотоком является только родник Хабчигин-Булак, сбрасывающий свои воды в бессточную Шаргын-Нурскую впадину. Он находится примерно в 12—14 км к западу от самого южного участка Алагульского месторождения бокситов. На остальной территории хребта имеются немногочисленные колодцы или малобежитные родники, питающие водой кочующее в этом районе население. Ближайший к месторождению малобежитный колодец находится в 2,5—3 км западнее. В административном отношении месторождение расположено на площади сумона Дарив (центр сумона на оз. Ихэс-Нур) Гоби-Алтайского аймака (центр г. Гоби-Алтай); оба центра соединены грунтовой автомобильной дорогой, проходящей в 15 км западнее Алагульского месторождения. Расстояние, отделяющее последнее от автомобильной дороги, легко преодолевается автотранспортом и лишь последние 2 км, до наиболее богатого западного участка месторождения, требуют небольших работ по расчистке.

До работ сотрудников Советско-Монгольской геологической экспедиции район Алагульского месторождения был изучен плохо. Составлены только геологические карты масштаба 1 : 1 500 000, опубликованные в 1966 и 1971 гг. по материалам маршрутных геологических исследований

50-х и начала 60-х годов (В. А. Федоровский, И. И. Волчек, Б. Лувсанданзан). На них в хр. Ихэ-Дариби показаны вулканогенно-карбонатные породы венда — кембрия, несколько разновозрастных массивов гранитов и диоритов, а в юго-западной части хребта небольшое тело ультрабазитов. Крупный Алагульский массив ультрабазитов, расположенный по южной окраине хребта, до работ экспедиции известен не был.

Начатые на юге Монголии в 70-х годах монгольскими специалистами гидрогеологические съемки пятисоттысячного масштаба, захватившие южную часть хр. Ихэ-Дариби, находятся еще в стадии оформления и пока никак не отражены на сводных геологических картах.

После открытия Алагульского месторождения, в течение 1977—1978 гг., геологические работы на хр. Ихэ-Дариби были расширены. Сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции выяснены основные черты геологического строения района, а для южной части хребта составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 100 000 и более детальная (масштаб 1 : 17 000) геологическая карта непосредственно района Алагульского месторождения диаспоровых бокситов. В результате проведенных исследований получены новые данные, кардинально меняющие существовавшие ранее представления о геологическом строении хр. Ихэ-Дариби, и оригинальные материалы, характеризующие условия залегания, вещественный состав руд и ассоциирующих с ними пород, качество бокситов и генезис месторождения.

В процессе изучения диаспоровых бокситов Алагульского месторождения большую помощь авторам оказали сотрудники лаборатории рентгенографии и молекулярной спектроскопии Института геологии и геофизики СО АН СССР Д. К. Архипенко, В. Н. Столповская, Н. А. Пальчик, Т. Н. Григорьева, кабинета термографии — Т. А. Корнева, лаборатории спектроскопии — М. И. Зеркалова и Н. А. Яковлева, лаборатории электронного микронзондирования — Ю. Г. Лаврентьев, Л. Н. Поспелова, А. И. Кузнецова, химики-аналитики Л. С. Зоркина, Н. А. Якоби. Заведующий лабораторией геохронологии доктор Л. В. Фирсов, заведующий лабораторией масс-спектроскопии Е. Ф. Доильницын. Всем этим товарищам, а также профессору Ю. П. Казанскому и старшим научным сотрудникам Г. Г. Лепезину и Ф. П. Леснову, с которыми обсуждались многие вопросы, затронутые в данной работе, авторы выражают большую благодарность.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Амф — амфибол	Ка — кальцит	Сап — сапфирин
Анд — андалузит	Каол — каолинит	Серп — серпентин
Ап — апатит	Кб — карбонат	Сл — слюда
Би — биотит	Кв — кварц	Сил — силлиманит
Бр — брусит	Кор — корунд	Ск — скаполит
Вез — везувиан	Корд — кордиерит	Ст — ставролит
Гет — гетит	Кпш — калишпат	Сф — сфен
Ггет — гидрогетит	Кц — клиноцоизит	Т — тальк
Гпб — гиббспт	Ми — микроклин	Фл — флогопит
Гп — гипс	Мт — магнетит	Хл — хлорит
Гм — гематит	Му — мусковит	Хр — хромит
Гр — гранат	Ол — оливин	Ци — циркон
Гсл — гидрослюда	Пи — пиррофиллит	Цо — цоизит
Грф — графит	Пл — плагиоклаз	Шп — шпинель
Ди — диаспор	Пр — пренит	Эп — эпидот
Ил — ильменит	Ро — роговая обманка	Нд — недиагносцируемое вещество
КлПи — моноклинный пироксен	Ру — рутил	

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХР. ИХЭ-ДАРИБИ

Сотрудники Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, в число которых, кроме авторов, входили В. Г. Беличенко, Д. Доржнамжаа, А. В. Ильин, Ф. П. Леснов, Б. Лувсанданзан, Б. Лхасурен, И. П. Палей, исследовали главным образом юго-восточную часть хр. Ихэ-Дариби, тяготеющую к Алагульскому месторождению диаспоровых бокситов.

В результате проведенных работ выяснилось, что в геологическом строении хр. Ихэ-Дариби в основном участвуют докембрийские образования. Значительную роль играют также крупные разновозрастные интрузивы кислого, основного и ультраосновного состава. Менее распространены породы венда — нижнего кембрия, вулканогенные образования предположительно нижнего — среднего девона и флишoidная серия среднего — верхнего девона. Установлены дайки молодых, кайпозойских базальтов.

Широкое распространение в хр. Ихэ-Дариби докембрийских метаморфических толщ отличает его от хр. Монгольский Алтай, юго-восточным отрогом которого он является. В хр. Монгольский Алтай породы докембрия (по-видимому, не древнее рифея) пока известны только на весьма ограниченных площадях [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975]. В структурном плане хр. Ихэ-Дариби располагается в южной части Озерной структурно-фациальной зоны каледонид. Докембрий хр. Ихэ-Дариби структурно связан с древними метаморфическими толщами хр. Хасагту-Ула, расположенного к северо-востоку от него. Эти горные хребты вместе с хр. Хан-Хухэй, также сложенным докембрийскими образованиями, перегораживают поперек и делят на отдельные крупные впадины раннекаледонскую Озерную зону, сложенную преимущественно эвгеосинклинальными терригенно-вулканогенными отложениями венда — нижнего кембрия, седиментация которых, как считается, происходила на коре океанического типа [Тектоника МНР, 1974]. Однако в настоящее время все более выясняется, что фундаментом отложений Озерной зоны, так же как и преобладающей части каледонских и раннекаледонских структур Монголии вообще, является кора континентального типа, созданная еще в докембрии, на которой развивались фанерозойские геосинклинальные прогибы и складчатые структуры [Зайцев и др., 1974]. Еще одно подтверждение сказанного — установление обширных полей докембрийских метаморфических толщ в хр. Ихэ-Дариби.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ДОКЕМБРИЯ

Изучение геологического строения и вещественного состава древних докембрийских образований района важно здесь выявлены впервые, широко распространены и вносят существенные коррективы в сложившиеся ранее представления о геологической истории формирования каледонид Западной Монголии, но и потому, что в тесной связи с одним из докембрийских комплексов находятся руды открытого месторождения диаспоровых бокситов.

Среди докембрийских пород хр. Ихэ-Дариби на данной стадии изученности может быть выделено два или три (?) довендских метаморфических комплекса. Они несколько отличаются между собой по набору пород и степени метаморфизма.

Породы первого из них, по-видимому самого древнего и наименее изученного, обнажаются в ядре крупной антиклинорной структуры в западной части восточного отрезка хр. Ихэ-Дариби. Здесь, по данным Б. Лувсанданзана и Н. С. Зайцева, комплекс сложен гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотитовыми и роговообманковыми плагиогнейсами, реже биотитовыми и роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами, горизонтами и пачками мраморов, часто графитистых, и амфиболитов.

Породы комплекса местами обильно пронизаны кварц-полевошпатовыми прожилками, пересечены дайкообразными телами гранито-гнейсов, аплитов и пегматитов. Мощность его, вероятно, не менее 3—4 км. Породы очень напряженно дислоцированы, собраны в систему пологих и крутых складок северо-восточного простирания с преобладающими падениями к северо-западу и юго-востоку.

Близкий по составу, а может быть и по возрасту, комплекс пород распространен на северном склоне хребта и в районах к юго-западу от вышеописанного первого комплекса. Для его характеристики приведем описание отдельных разрезов.

Разрез по долине сухого сайра, прорезающего северный склон хребта непосредственно к востоку от высоты с отметкой 2468 м (с севера на юг и снизу вверх):

	<i>Мощность, м</i>
1. В нижней части разреза, срезанной тектоническим нарушением, прослеживаемым по северному фасу (вероятно, крутой взброс), в устьевой части сайра обнажается горизонт катаклазированного белого графитосодержащего мрамора с прослоями гнейсов	250
2. Выше следует мощная пачка силлиманит-ставролитовых, двуслоистых кристаллических сланцев (Сил + Ст + Му + Би + Кв + Пл; акцессорные — магнетит, циркон), содержащих несколько горизонтов небольшой мощности амфиболитов и отдельные прослои белого мрамора	500
3. Более мощная пачка серых роговообманково-биотитовых (Ро + Би + Кв + Пл + Эл) и порфириобластовых полевошпат-биотитовых гнейсов (Би + Кв + Пл + Кпш — решетчатый микроклин, образующий порфириобласты; акцессорные — сфен, ильменит, циркон). В гнейсах — жилы розоватых лейкократовых микроклиновых аплитовидных гранитов. В низах пачки 30-метровый горизонт черных разнородных гранатовых амфиболитов (Пл + Ро + Гр; акцессорные — сфен, ильменит). В основании пачки залегают серые плейчатые биотит-роговообманковые гнейсы	610
4. Мрамор белый, слабо пиритизированный	80
5. Кварцит темный, гранатосодержащий	12
6. Пачка мелкозернистых, меланократовых биотит-роговообманковых гнейсов (Пл + Ро + Би + Кв; акцессорные — сфен, ильменит, апатит, циркон) с прослеживающимися зонами порфириобластовых биотитовых гнейсов (Кв + Пл + Би + порфириобласты микроклин-пертита; акцессорные — сфен, ильменит, циркон)	350

Разрез обрывается интрузией крупнозернистых биотит-роговообманковых диоритов и кварцевых диоритов. Простирание пород в разрезе субширотное (280°) при моноклинальном крутом (от 60 до 90°) падении на юг. Общая мощность пород в приведенном разрезе несколько более 1800 м.

Следующий разрез метаморфических пород комплекса находится в сухом сайре в 4 км восточнее предыдущего.

Здесь в устье сайра обнажены:

	<i>Мощность, м</i>
1. Катаклазированные роговообманково-биотитовые гнейсы (Кв + Пл + Би + Ро; акцессорные — сфен, ильменит, апатит)	80
2. Выше по сайру (стратиграфически вверх по разрезу) выходят кварц-полевошпатовые биотитовые кристаллические сланцы то более, то менее меланократовые (Кв + Пл + Ми + Би; акцессорные — магнетит), с отдельными горизонтами амфиболитов	220

3. Мощная пачка графитистых мраморов с горизонтами амфиболитов (Пл + Ро + Кц; аксессуарные — сфен, ильменит). В мраморах примеси зерен кварца, плагиоклаза, сфена, ильменита, реже амфибола	600
4. Мощная пачка слюдястых кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев с гранатом или без него (Кв + Пл + Ми + Би + Му + Гр; аксессуарные — рутил, магнетит, циркон), с отдельными горизонтами черных гранатовых амфиболитов (Пл + Ро + Гр; аксессуарные — сфен, ильменит)	600
5. Пачка преимущественно амфиболитов (Пл + Ро + Кц + Кл + Пи; аксессуарные — сфен, ильменит) с подчиненными прослоями двуслюдяных кристаллических сланцев (Кв + Пл + Би + Му; аксессуарные — апатит, циркон, магнетит). И те и другие прорваны дайками аплитовых гранитов и гранит-порфиров	400
6. Горизонт кварцитов	15
7. Пачка биотитовых порфиробластовых кристаллических сланцев (Кв + Пл + Ми + Би + Кц; с двуслюдяными кристаллическими сланцами без микроклина (Кв Би + Му; аксессуарные — циркон, апатит, магнетит)	400
8. Светлые мраморы	100

Разрез тектонически оборван; южнее к нему примыкают карбонатизированные серпентиниты Алагульского гипербазитового массива. Метаморфические породы в этом разрезе простираются субширотно (245—280°) и моноклиально падают к югу под углами 60—80°. Общая мощность разреза 2400 м.

Сходные разрезы близких по составу пород описываемого метаморфического комплекса можно наблюдать и в целом ряде других мест. В деталях строение их меняется. В них появляются мощные горизонты то кварцитов (как, например, в районе колодца Яман-Усны), то амфиболитов и меланократовых гнейсов, а также мраморов. Но общее строение, достаточно полно охарактеризованное приведенными разрезами, остается примерно таким же.

На юго-западе (рис. 2) преобладающее простирание пород этого комплекса северо-восточное, а в отдельных блоках северо-западное (близкое к меридиональному).

На данной стадии изученности определенно намечаются следующие устойчивые парагенезисы минеральных фаз в основных типоморфных петрографических разновидностях пород комплекса. В гнейсах это будут: Кв + Пл + Ми + Би ± Ро ± Кц ± Эп; в кристаллических сланцах: Кв + Пл ± Ми + Би ± Му ± Сил ± Ст ± Гр ± Кц; в амфиболитах: Пл ± Ро ± КлПи ± Гр ± Кц ± Сф. Анализ приведенных минеральных ассоциаций, опираясь на данные Н. Л. Добрецова и других [Фации..., 1970], позволяет уверенно определить условия регионального метаморфизма пород комплекса, которые, вероятно, отвечали эпидот-амфиболитовой фации средних давлений. Отметим, что близкие по РТ нального метаморфизма породы описаны К. Б. Кепежинским (1977), И. К. Козаковым и Ф. П. Митрофановым на северном склоне хр. Хан-Хухэй, А. Ф. Бойшенко (1978) в Баян-Хангорском выступе пород докембрия и в других местах Монголии. Давно они известны на смежной с Монголией территории Тувы — в нагорье Сангилен [Лепезин, 1974; Козаков, Митрофанов, 1976].

Описанные два комплекса метаморфических пород близки по составу и степени метаморфизма. Вполне возможно, что они близки и по возрасту и представляют единое целое, только первый из них, вероятно, является нижней его частью.

Следующий (рифейский) докембрийский комплекс существенно отличается от вышеописанных как по условиям метаморфизма, так и по составу. В целом этот комплекс пород отвечает зелено-сланцевой фации метаморфизма. На основании сравнительного анализа всех имеющихся по Монголии геологических данных он относится нами к рифею.

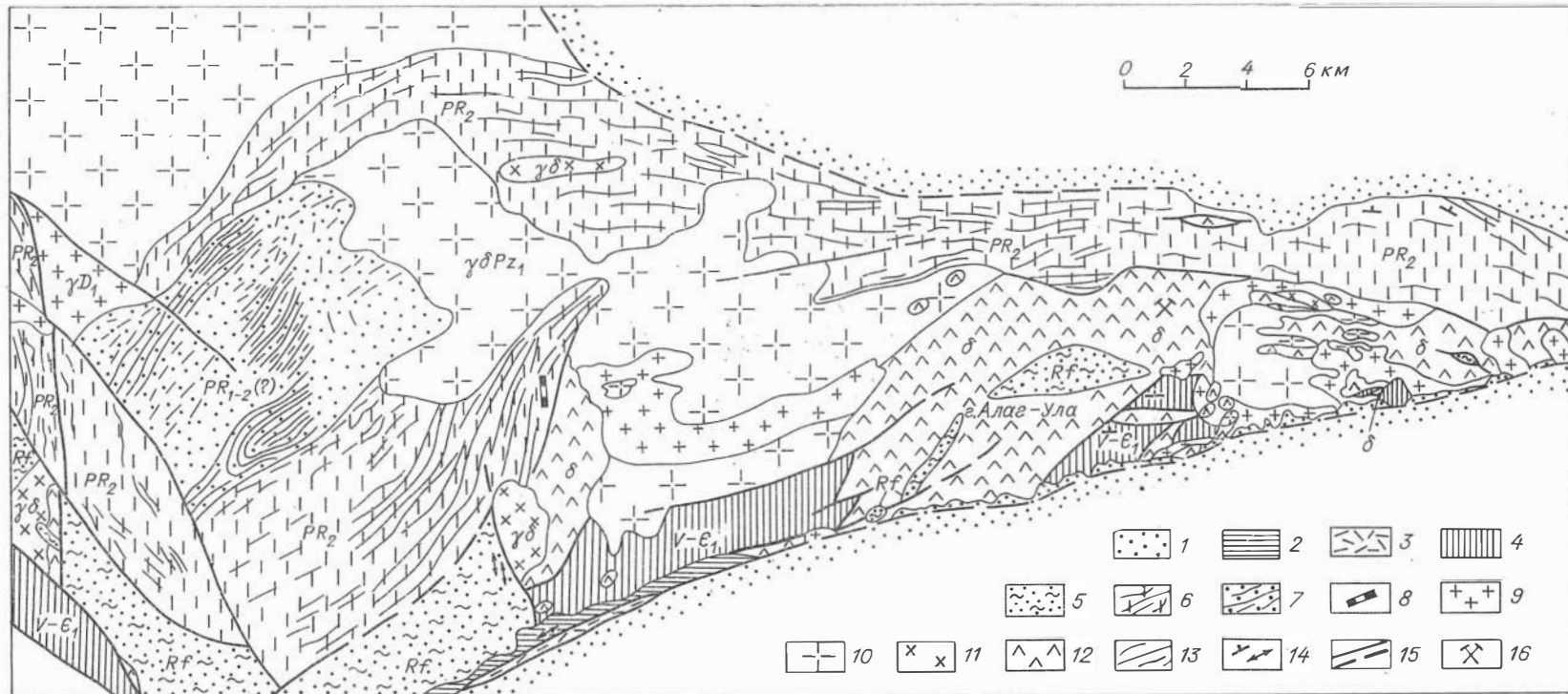


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-восточной части хр. Ихэ-Дариби. Составил Н. С. Зайцев по материалам Л. В. Агафонова, И. Б. Баярхуу, В. Г. Беличенко, Д. Доржнамжаа, А. В. Ильина, П. П. Кузнецова, Ф. П. Лесинова, Б. Лувсанданзана, Б. Лхасурена, И. П. Палея, Г. В. Пинуса.

1 — Q, делювий и пролювий конусов выноса; 2 — D₂₋₃, терригенная флишеидная толща; базальты, базальтовые сланцы с флорой; 3 — D₁₋₂ (?), преимущественно кварцевые порфиры и их туфы; 4 — V — E₁, кварц-хлоритовые, серпентинит-хлоритовые и кремнистые сланцы, метаморфизованные песчаники и алевролиты, горизонты кварцитов и мраморизованных известняков, основные эффузивы и их туфы; 5 — Rf, амфиболиты, хлорититы, горизонты терригенно-метаморфических пород с карбонатным цементом, гранатиты, хлорит-графитовые сланцы, диаспоровые бокситы, корундиты, пинцель-корундовые и существенно пинцельевые породы; 6 — PR₂, графитизированные мраморы, кристаллические сланцы, кварциты, амфиболиты; 7 — PR₁₋₂ (?), гранат-биотитовые, биотит-роговообманковые и другие плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы; 8 — дайны кайнозойских базальтов; 9 — γL, субцелочные микроклинитовые граниты; 10 — γδPz₁, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, биотит-роговообманковые граниты; 11 — γδ, габбро, габбро-диориты; 12 — δ, гипербазиты, преимущественно серпентиниты и серпентинизированные гардбургиты, лерцолиты, пироксениты; 13 — преобладающие простирания пород; 14 — элементы залегания; 15 — тектонические нарушения; 16 — рудопроявление хризотил-асбеста.

В пределах изученного района (см. рис. 2) породы комплекса распространены на Алагульском месторождении бокситов. В этом районе рифейские породы, вероятно, образуют остаток кровли гипербазитового массива, отдельные части которого надвинуты на толщу пород рифея, представленную амфиболитами, хлорититами, горизонтами диаспоровых бокситов, шпинель-корундовых пород, карбонатных и своеобразных терригенных гранат-графитовых пород. Подробнее эти породы описываются ниже в главе, посвященной геологии собственно Алагульского месторождения диаспоровых бокситов.

С этим же комплексом Н. С. Зайцев объединяет толщи пород, обнажающиеся в юго-западной части района к западу от родника Хабчигин-Булак. В этом районе выведен на поверхность крупный блок пород рифея, ограниченный со всех сторон крутыми разломами. Породы повсеместно очень круто дислоцированы, чаще залегают вертикально, с мелкой плоччатостью и следами течения материала к пластам; простираются согласно с граничающим тектоническим нарушениям; при этом в комплексе преобладают субмеридиональные простирания, плавно меняющиеся в сторону Шаргын-Нурской впадины на северо-восточные.

В составе комплекса, как это хорошо видно в ряде сухих сайров западнее родника Хабчигин-Булак и по его крутому правобережному склону, участвуют: хлорит-серицитовые сланцы, различной мощности горизонты кварцитов местами со следами железуруденения, мраморизованные доломитизированные известняки и мраморы, терригенные зеленокаменно-измененные породы (алевролиты и песчаники), средние и кислые эффузивы, пластовые тела метаморфизованных и раздробленных основных эффузивов. Породы комплекса интенсивно кливажированы, вблизи разломов часто раздавлены и будинированы, а по зонам контакта с прорывающими интрузивами габбро-диоритов — ороговикованы. В низовьях родника Хабчигин-Булак, на левом берегу, видно, как они несогласно перекрываются слабее метаморфизованными, эффузивно-терригенными породами, относимыми к венду — кембрию. Последнее обстоятельство прямо указывает на более древний возраст рассматриваемого комплекса, а повсеместный его метаморфизм в зеленосланцевой фации (повышающийся вблизи контактов с интрузиями) позволяет относить эти породы к рифею. Не противоречат этому выводу и данные абсолютной геохронологии. Имеются две надежные цифры полученные калий-аргоновым методом в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л. В. Фирсовым. Одна относится к амфиболитам, залегающим в основании бокситоносной пачки Алагульского месторождения среди зеленосланцевых отложений, для которых определен возраст 848 млн. лет, и другая — к дайке габбро, прорывающей ультрабазиты Алагульского массива — 930 ± 60 млн. лет. И та и другая цифры соответствуют по принятой для докембрия геохронологической шкале [Келлер и др., 1977] верхнему рифею или, лучше сказать, вообще не моложе рифея. Следует к тому же учесть, что первая цифра определяет возраст метаморфизма пород и, следовательно, время их седиментации будет еще более древним.

Интересно отметить, что в более северных частях хр. Ихэ-Дариби, в районе горы Цаган-Цахир, среди мощных линз доломитизированных известняков, находящихся, по всем данным, на стратиграфическом уровне зеленосланцевой серии, в 1977 г. Д. Доржнамжаа впервые нашел онколиты и катаграфии, по его заключению, вероятно, рифейские.

Таким образом, вряд ли можно сомневаться в том, что рассматриваемый верхний комплекс метаморфических пород докембрия является рифейским.

Что же касается двух (или одного) более низких комплексов, относящихся по степени метаморфизма к эпидот-амфиболитовой фации, то можно считать их более древними, очевидно, ниже-среднепротерозойскими. К такому выводу, анализируя строение пород докембрия Мон-

Возраст метаморфических пород хр. Ихэ-Дариби

№ лабораторный	Образец	Порода	Содержание K_2O , вес. %	Возраст, млн. лет
5675	1856	Гнейс	2,40 \pm 0,02	435 \pm 5
5724	2315-б	Кристаллический сланец	2,21 \pm 0,00	410 \pm 2
5725	2307-б	То же	4,33 \pm 0,01	341 \pm 1
5726	1922-в	Амфиболит	0,435 \pm 0,005	848
5681	2116	Габбро из дайки, секущей гипербазиты	0,042 \pm 0,003	930 \pm 60

голии вообще, пришли ранее ряд исследователей [Благонравов, Зайцев, 1977; Зоненшайн и др., 1977]. Цифры абсолютного возраста, полученные для этих отложений, как правило, оказываются сильно завышенными (омоложенными) и, очевидно, связаны с влиянием более молодых (палеозойских!) интрузий гранитоидов. Определения, сделанные по нашим материалам в лаборатории геохронологии (Л. В. Фирсов), оказались также слишком омоложенными (табл. 1).

Рифейские отложения в пределах Монголии, как правило, отделены от нижележащих перерывом и структурным несогласием. В изученном районе между ними имеются тектонические контакты.

ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Породы этого комплекса распространены к востоку и западу от Алагульского гипербазитового массива вдоль южного фаса х. Ихэ-Дариби и в крайнем юго-западном углу изученного района. Они представлены разнообразным набором пород, обычно зеленокаменноизмененных. Юго-



Рис. 3. Хр. Ихэ-Дариби, южный склон. Общий вид толщи венда — кембрия. Фото Н. С. Зайцева.

западный блок венда — нижнего кембрия сложен преимущественно основными эффузивами диабазового и диабаз-порфирового состава и их туфами, с подчиненными линзами и горизонтами кремнисто-яшмовых и карбонатных пород. Здесь с ними сочетаются выходы ультрабазитов и габбро. Общее простирание пород блока северо-западное, почти перпендикулярное к простиранию пород дорифейских комплексов.

Вблизи Алагульского гипербазитового массива венд-кембрийские отложения имеют более сложное строение. В целом это вулканогенно-терригенная серия, состоящая из зеленовато-серых, красновато-вишнево-серых кварцево-хлоритовых, серицит-хлоритовых сланцев, метаморфизованных алевролитов и песчаников, преимущественно с карбонатным цементом, линз и прослоев кварцитов, мраморизованных известняков и известняков с примесью кварц-полевошпатовых зерен, а также покровов основных и средних миндалекаменных эффузивов и их туфов. Местами внутри пород серии наблюдаются выходы сравнительно небольших по размерам тел ультрабазитов, вблизи которых породы венда — нижнего кембрия оказываются часто очень сложно перемятыми, брекчированными, пакки и пласты разорванными на отдельные разноориентированные тела.

Лучше всего серию можно наблюдать по левому борту родника Хабчигин-Булак и по сухим глубоким и широким сайрам восточнее последнего (особенно по первому, расположенному в 3—3,5 км к востоку от него). Общее простирание пород серии здесь восток-северо-восточное (субширотное), с часто меняющимися падениями в ту и другую сторону и с преобладающими крутыми углами наклона (рис. 3).

Венд-нижнекембрийский возраст для комплекса принят условно по аналогии с близкими по составу и условиям залегания венд-нижнекембрийскими отложениями, развитыми в других структурных зонах Монголии.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ (ДЕВОНСКИЙ) КОМПЛЕКС

В пределах изученного района отложения этого комплекса распространены локально — по южной окраине хр. Ихэ-Дариби. Среди пород комплекса выделены две характерные толщи: нижняя — вулканогенная и верхняя — терригенно-сланцевая (флишоидная). Обе прослеживаются по простиранию на расстоянии 10—15 км.

Вулканогенная толща образует краевую гряду шириной 150—200 м и примерно той же мощности. Она сложена монотонными зеленовато-серыми и серыми сильно брекчированными кварцевыми порфирами и их туфами (рис. 4).

Верхняя флишоидная толща по своему общему строению близка к так называемой черно-сланцевой формации среднего и верхнего девона Делюно-Юстыдского прогиба [Зайцев, 1963; Гранитоидные и щелочные формации..., 1975], прослеживающегося на огромном расстоянии — от северных границ советского Горного Алтая до южных границ Монгольского Алтая (до его сочленения с Барун-Хурайской герцинской впадиной).

Терригенно-сланцевую толщу (рис. 5) слагают: конгломераты, гравелиты, полимиктовые песчаники, тонкие алевролиты, черные аргиллиты и сланцы. Наблюдается отчетливое погрубение материала к нижней части толщи. В средней и верхней части толщи ясно выражена тонкая ритмичная слоистость, состоящая из чередования алевролитовых, песчаниковых, аргиллито-сланцевых слоев. Преобладающая окраска пород серая и черно-серая. В основании толщи прослеживается горизонт конгломератов максимальной мощностью до 20 м. В гальке конгломератов, самой разнообразной по размерам, встречаются все породы, начиная от древних метаморфических и кончая субщелочными красными гранитами, заходящими в низы девонских отложений. Встречаются среди них и серпентиниты.



Рис. 4. Хр. Ихэ-Дарбин, Родник Хабчигин-Булак при выходе из гор. На переднем плане (слева) гряда девонских эффузивов. Фото Н. С. Зайцева.

По роднику Хабчигин-Булак в основании толщи залегают не грубые конгломераты, а гравелиты и красноцветные песчанки. В низовьях этого же родника в черных сланцах и аргиллитах в 1977 г. Б. Лувсанданзан обнаружил отпечатки флоры девонского облика. Породы терригенно-сланцевой толщи, как правило, почти повсеместно залегают вертикально или круто падают то к северу, то к югу. У южной окраины хребта они местами

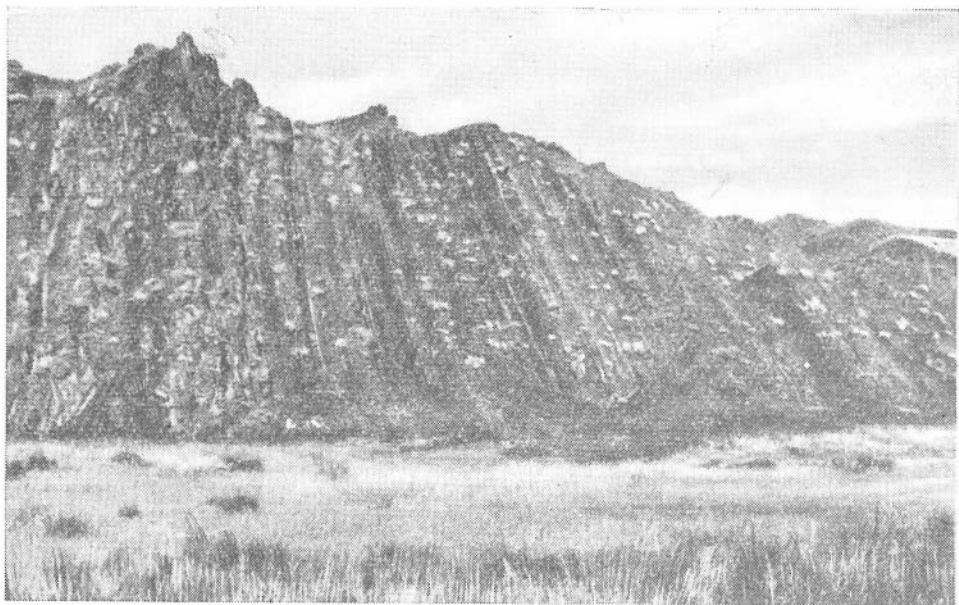


Рис. 5. Флишоидная толща среднего—верхнего девона. Родник Хабчигин-Булак. Фото Н. С. Зайцева.

запрокинуты на юг — в сторону Шаргын-Нурской впадины. Мощность толщи около 1 км. Породы девона в этой части Монгольского Алтая установлены нами впервые. Реконструируя палеотектонические условия геологического прошлого, можно предположить, что среднепалеозойский (девонский) прогиб хр. Ихэ-Дариби имел в свое время прямую и тесную связь с одновозрастными Уэнчинским и Делюно-Юстыдским наложенными прогибами [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975].

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В пределах изученного района широко распространены интрузивные образования. Ими сложена значительная часть закартированной площади. Среди них, как отмечалось выше, выделяются интрузивы различного состава и возраста. К числу наиболее древних относятся мелкие интрузивные тела гнейсовидных гранитов, аплитов и пегматитов, тесно сопряженных с породами дорифейских метаморфических комплексов. Их следует отличать от наиболее молодых субщелочных микроклиновых гранитов, также местами интрузирующих эти образования. В дорифейское время сформировались в этом районе и ультраосновные породы, слагающие крупный Алагульский массив и ряд небольших протрузивных тел [Пинус, Агафонов, 1978]. Вероятно, близки к ним по возрасту и габброиды, небольшие тела которых тесно пространственно ассоциируют с гипербазитами. К фанерозойским магматическим образованиям относятся крупная интрузия диоритов и кварцевых диоритов и широко распространенные, особенно в восточной части хр. Ихэ-Дариби, многочисленные небольшие массивы розовых субщелочных гранитов. Наиболее молодые проявления магматической деятельности в районе — дайки кайнозойских базальтов.

Краткая характеристика дорифейских гранитов дана при описании метаморфических комплексов. Ниже, на примере Алагульского ультраосновного массива будут охарактеризованы гипербазиты и приведено описание фанерозойских гранитоидов и кайнозойских базальтов.

АЛАГУЛЬСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ

Этот массив — один из наиболее крупных ультраосновных массивов Монголии. Он обнажается на южном склоне хр. Ихэ-Дариби, захватывая и водораздельную его часть. Массив вытянут в субширотном направлении вдоль регионального крутопадающего разлома, проходящего по южному фасу хребта. Тектоническими нарушениями, а также прорывающими его различными по составу и возрасту интрузиями Алагульский массив расчленен на ряд изолированных друг от друга выходов ультраосновных пород, что обуславливает весьма сложный его контур. Протяженность массива составляет 28 км при максимальной ширине до 6 км. Крутым, сильно расчлененным рельефом южного склона хр. Ихэ-Дариби гипербазитовый массив вскрывается на глубину 700 м.

С северной, западной и восточной сторон Алагульский гипербазитовый массив тектонически контактирует с породами метаморфической толщи докембрия. Здесь же на значительном расстоянии граница его определяется линией контакта с рвущими ультраосновные породы интрузиями диоритов и более молодых гранитов. Южная граница массива чаще всего перекрыта четвертичными отложениями мощного конуса выноса, и лишь на отдельных участках ультраосновные породы находятся в тектоническом контакте с отложениями венда — нижнего кембрия или с рвущей их гранитной интрузией.

Большая часть площади Алагульского гипербазитового массива сложена серпентинитами. В различной степени серпентинизированные

ультраосновные породы оконтуриваются в основном в районе, расположенном к югу от горы Алаг-Ула, там, где массив оказался наиболее глубоко эродированным. Не полностью замещенные серпентином ультраосновные породы в виде небольших участков обнажаются также среди полей серпентинитов и в других местах наиболее расширенной части массива.

Первичные ультраосновные породы представлены в основном перидотитами, среди которых преобладают обогащенные оливином гарцбургиты. Количество пироксенов в них меняется в пределах 10—20% объема пород. Гарцбургитам количественно подчинены лерцолиты. И в них оливин резко преобладает над пироксенами. Среди пироксеновой составляющей в лерцолитах превалирует ортопироксен. Содержание клинопироксена не превышает 5% объема пород. Дуниты встречаются реже перидотитов. В виде небольших по площади участков они были оконтурены в северной и юго-восточной частях наиболее широкого участка гипербазитового массива. Пироксениты (вебстериты) обнаружены пока только в одном пункте, в той же северной части массива, в зоне контактового влияния прорывающей гипербазиты интрузии диоритов. Средне-, мелкозернистые вебстериты, с преобладанием в их составе ортопироксена над клинопироксеном, образуют там маломощные (0,2—0,6 м) жиллообразные тела среди перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов. Геологическая позиция вебстеритов, форма их тел, а также наличие в них среди гранобластического агрегата пироксеновых зерен реликтовых участков антигоритовых серпентинитов свидетельствуют в пользу метасоматического происхождения этих пород.

Среди серпентинитов в Алагульском гипербазитовом массиве преобладают антигоритовые и смешанные антигорит-лизардитовые разновидности. Реже обнаруживаются лизардитовые серпентиниты. Чисто хризотилевые разновидности не были встречены. Хризотил местами устанавливается в составе антигоритовых и лизардит-антигоритовых серпентинитов. Антигоритовые серпентиниты обладают решетчатой, пластинчатой, игольчатой, волокнистой и криптокристаллической микроструктурами. Особенно широко антигоритовые серпентиниты распространены там, где гипербазиты контактируют с рвуцами их интрузиями гранитоидов. Большая часть их образована, вероятно, в результате перекристаллизации лизардитовых серпентинитов с характерной для них петельчатой микроструктурой. Последняя обусловлена наличием двух генераций лизардита: первой — создающей лизардитовые петли, и второй — выполняющей внутреннюю часть петель. Если в антигоритовых серпентинитах практически не сохраняются реликты породообразующих минералов ультраосновных пород — оливина и пироксенов, то в лизардитовых разновидностях серпентинитов такие реликты иногда встречаются. Исключение составляют хромшпинелиды, которые либо в свежем состоянии, либо в виде частично или полностью замещенных магнетитом зерен всегда присутствуют во всех петрографических разновидностях серпентинитов. В лизардитовых серпентинитах в единичных случаях был обнаружен брусит. Смешанные антигорит-лизардитовые серпентиниты имеют свойства, характерные для антигоритовых и лизардитовых серпентинитов.

Изменения первичных ультраосновных пород Алагульского массива не ограничиваются серпентинизацией. Под влиянием прорывающих гипербазиты интрузий гранитоидов в зоне их контактового воздействия возникает целая гамма апосерпентинитовых образований. Наиболее распространенный тип изменения серпентинитов — карбонатизация. Карбонатизированные серпентиниты повсеместно встречаются в зонах воздействия гранитоидов на гипербазиты. Они же обнаруживаются и вне видимой связи гранитоидов с гипербазитами, чаще всего вдоль структурно ослабленных зон внутри Алагульского массива. Магнезиальный карбонат в виде жилок проникает в серпентиниты, иногда избирательно замещает псевдоморфозы бастита, но чаще развивается по всей массе породы, не

считаясь с наличием в ней различных модификаций серпентинитов. Дальнейшая интенсификация процесса, вызывающего карбонатизацию серпентинитов, приводит к появлению кварцево-карбонатных, а при более высоких температурах — кварц-талково-карбонатных и тальк-карбонатных пород. Они образуют пластообразные залежи или жиллообразные тела в области контактов гипербазитов с гранитоидами или в зонах тектонических нарушений во внутренних частях ультраосновного тела. Подобные образования обычны для Алагульского гипербазитового массива, хотя распространены здесь значительно меньше, чем, например, в мелких серпентинитовых линзах, насыщающих офиолитовые зоны в герцинских складчатых областях Монголии. При еще более высокотемпературном метасоматическом преобразовании ультраосновных пород в числе вновь образованных минеральных фаз появляются аптофиллит и тремолит. Возникающие при этом тремолит-талк-карбонатные, тремолит-талковые и серпентин-антофиллитовые породы нередко встречаются в составе ксенолитов гипербазитов, захваченных и переработанных интрузиями гранитоидов. Апогипербазитовая природа всех этих пород достоверно устанавливается либо по сохранившимся реликтовым участкам серпентинитов, либо, при отсутствии таковых, по всегда сохраняющимся зернам метаморфизованных хромшпинелидов, а также по геологической ситуации в местах выходов этих пород. В восточной части Алагульского массива, на водоразделе между двумя сайрами, открывающемся в сторону Шаргын-Нурской впадины, в зоне непосредственного контакта оранжево-серых субщелочных гранитов с гипербазитами, обнаружены оригинальные оливин-талк-антофиллитовые породы, которые в сторону от гранитной интрузии сменяются оталькованными криптокристаллическими антигоритовыми серпентинитами, содержащими единичные лейсты антофиллита.

При петрографическом изучении пород метаморфической рамы Алагульского массива было установлено наличие продуктов дезинтеграции гипербазитов в виде обломков зерен хромшпинелидов в составе маломощных прослоев хлорититов среди диаспоровых бокситов рудоносной пачки. Этот факт бесспорно доказывает очень древний возраст ультраосновных пород, формирование которых было завершено до времени седиментации рифейских отложений [Пинус, Агафонов, 1978].

Следует иметь в виду, что это не единственный случай, свидетельствующий о древнем докембрийском возрасте альпийских гипербазитов. По данным В. В. Велинского и Н. С. Вартановой (1978), аналогичные продукты дезинтеграции гипербазитов найдены среди обломочной фракции пород в нижней части разреза венда — нижнего кембрия (шурмакская свита) вблизи выходов ультраосновных массивов Южно-Тувинского гипербазитового пояса. Таким образом, сейчас уже имеются серьезные основания ставить вопрос о древнем (докембрийском) возрасте формирования ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые массивы в каледонидах Центральной Азии. При этом необходимо различать время образования ультраосновных пород и время внедрения гипербазитов. Об этом говорят хорошо известные случаи, когда отдельные ультраосновные массивы единого гипербазитового пояса в результате неоднократно повторявшихся тектонических напряжений в мобильных зонах разломов стали причиной проникновения этих массивов на различные стратиграфические уровни. О том, что в таких случаях движение гипербазитовых массивов было неоднаковым, свидетельствуют факты внедрения гипербазитовых массивов в отложения, содержащие обломки ультраосновных пород.

В пределах Алагульского гипербазитового массива был обнаружен ряд пунктов с хризотил-асбестовой минерализацией. Наиболее богатое рудопоявление хризотил-асбеста расположено в водораздельной части хр. Ихэ-Дариби, в 5—6 км к северо-востоку от горы Алаг-Ула, в районе высоты 2123,8 м.

Кроме охарактеризованного Алагульского гипербазитового массива в районе хр. Ихэ-Дариби известно еще несколько более мелких гипербазитовых тел. Наиболее крупное из них обнажается в западной части хребта, за пределами закартированного района. Там, вдоль крутопадающей зоны разлома северо-северо-западного простирания, разделяющей метаморфические образования докембрия от существенно вулканогенной толщи, условно датированной вендом — шижним кембрием, на расстоянии 8 км прослежено линейное тело гипербазитов, интродуцированное габброидным массивом. Серпентиниты, слагающие это тело, так же как и ассоциирующие с ними габброиды, интенсивно катаклазированы, а в эпидоконтактных зонах рассланцованы. Неизмененных ультраосновных пород здесь не сохранилось. Серпентиниты большей частью карбонатизированы, а по периферии тела местами по ним образованы карбонатные листвениты. Помимо этого тела в различных местах выходов метаморфических образований докембрия и венд-нижекембрийских отложений закартированы мелкие линзообразные тела обычно интенсивно тектонизированных серпентинитов.

ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ

Выше было отмечено, что в районе хр. Ихэ-Дариби обнажаются различные по составу и возрасту интрузии.

Наиболее ранняя по времени образования из фанерозойских гранитоидов — интрузия диоритов и кварцевых диоритов. Породы ее распространены главным образом в северной части хребта. Интрузия рвет и метаморфизует гипербазиты Алагульского массива. Ксенолиты последних часто встречаются среди диоритов. С породами метаморфических комплексов докембрия интрузия диоритов местами имеет тектонические контакты, местами же породы интрузии, приобретая гнейсовидные текстуры и обогащаясь темноцветными компонентами, без резких контактов сменяются метаморфической толщей. Такие контакты мы наблюдали, например, на северном склоне хребта по долине сайра, расположенного сразу к востоку от высоты 2468 м.

Типоморфной породой интрузии являются серые крупнозернистые диориты, состоящие из преобладающего слегка серицитизированного плагиоклаза, содержащего 28—30% анортитовой молекулы, подчиненных ему ксеноморфных зерен решетчатого микроклина и небольшого количества кварца. На границах зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата обычны каемки мирмекиста. Темноцветные минералы представлены биотитом, почти всегда полностью или частично замещенным хлоритом. В некоторых разновидностях наряду с биотитом присутствует зеленоватобурая роговая обманка, развивающаяся по моноклинному пироксену, реликты которого иногда удается наблюдать. В числе аксессуарных минералов постоянно присутствуют ильменит, сфен, в меньшем количестве распространены апатит.

От охарактеризованного типичного диорита наблюдаются отклонения как в сторону более кислых разновидностей кварцевых диоритов, так и в сторону основного состава — габбро-диоритов, амфиболового габбро и даже меланократовых разновидностей их с явным преобладанием амфиболов над плагиоклазом.

Возраст интрузии, по данным определения калий-аргоновым методом в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики (Л. В. Фирсов), составляет 426 ± 4 млн. лет. Интрузия диоритов прорывается более молодой интрузией субщелочных гранитов. Породы последней рвут все геологические образования, слагающие район хр. Ихэ-Дариби, за исключением терригенных отложений среднего палеозоя. Субщелочные граниты отчетливо выделяются среди других интрузивных пород своей розовой,

светло-оранжевой и мясо-красной окраской. Наиболее распространенной разновидностью их являются породы, в составе которых резко преобладают зерна пелитизированного, нередко сдвойникового, чаще всего грубого микропертита. Ему количественно подчинен кварц. Плагиоклаза немного, по составу он отвечает альбит-олигоклазу № 10—12. Иногда плагиоклаз вовсе отсутствует. Субщелочные граниты содержат также листочки биотита. В ассоциацию аксессуарных минералов входят: магнетит, циркон, апатит.

Среди разновидностей этой интрузии выделяются лейкократовые, еще более обогащенные пелитизированным калиевым полевым шпатом породы, содержащие незначительное количество листочков биотита, с которым обычно ассоциируют мелкие зерна циркона. Нередко также встречаются обедненные темноцветной составной частью гранит-порфиры, основная ткань которых состоит из аллотриоморфного агрегата зерен кварца, решетчатого микроклина и кислого плагиоклаза. Этот минерал образует редкие порфировые выделения. В составе породообразующих минералов гранит-порфиров встречается гранат. Не менее широко распространены светлоокрашенные мелкозернистые субщелочные аплитовидные граниты, в основном сложенные решетчатым микроклином и кварцем. Мелкие тела и дайки подобных аплитовидных гранитов интродуцируют породы метаморфической толщи докембрия, где пространственно ассоциируют с порфиробластовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Не исключено, что появление порфиробластического микроклина в метаморфических породах обусловлено проявлением калиевого метасоматоза, источником которого были дайки субщелочных аплитовидных гранитов.

Явление калиевого метасоматоза можно наблюдать также и в породах более древней интрузии диоритов. В этих случаях бесформенные индивидуумы калиевого полевого шпата, развиваясь в породе, захватывают зерна плагиоклаза и роговой обманки, которые образуют в нем многочисленные пойкилитовые включения. В таких породах в качестве новообразований появляется бурый биотит. Интенсивное проявление процесса калиевого метасоматоза приводит к возникновению аподиоритовых монцонитов. Определение возраста субщелочного гранита калий-аргоновым методом (лаборатория геохронологии Института геологии и геофизики, Л. В. Фирсов) показало, что эта интрузия формировалась в начале каменноугольного периода (364 ± 4 млн. лет). Вероятно эта цифра завышена, поскольку по наблюдениям Н. С. Зайцева, как уже было отмечено, галька этих гранитов встречается в конгломератах флишеидной пачки пород среднего — верхнего девона.

В районе распространения субщелочных гранитов оконтурено довольно крупное тело, сложенное серыми, обогащенными плагиоклазом биотит-роговообманковыми гранитами и плагиогранитами. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу с содержанием анортитовой молекулы 20—21%. Не исключено, что это более кислые дериваты охарактеризованной выше интрузии диоритов, поскольку субщелочные граниты их прорывают.

ДАЙКИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Молодые базальты слагают протяженные дайки мощностью от 0,5 до 10 м. Мы наблюдали их как среди пород метаморфических комплексов докембрия в западной части района, так и среди венд-нижнекембрийских образований, распространенных у южного подножия хребта в его восточном окончании.

Базальты представлены черной, тонкокристаллической, миндалекаменной породой офитовой структуры, состоящей из каркаса призматических зерен основного плагиоклаза, инверстиции между которыми заполнены авгитом и густой сыпью мелких зерен титанистого магнетита. Много-

численные мелкие миндалины породы выполнены хлоритом и кальцитом.

В заключение охарактеризуем некоторые общие черты структуры района, вытекающие из анализа геологической карты (см. рис. 2). Хребет Ихэ-Дариби представляет собой крупный блок каледонской складчатой системы Монгольского Алтая, поднятый неотектоническими движениями над окружающими молодыми впадинами на относительную высоту до 1 км. В строении блока принимают участие преимущественно древние докембрийские породы и прорывающие их комплексы палеозойских интрузий, а также докембрийские ультрабазиты. В пространственном расположении этих пород наблюдается определенная закономерность, позволяющая говорить о том, что южная окраина хр. Ихэ-Дариби представляет, по-видимому, часть крупного антиклинорного сооружения, близкого к субширотному простиранию.

Наиболее древние породы, слагающие низы видимого разреза, выходят на поверхность в западной части закартированной площади и образуют, вероятно, свод антиклинорной структуры. На северном крыле структуры располагаются несколько более молодые метаморфические комплексы пород протерозоя, а на южном — рифея и венда — нижнего кембрия.

Гранитоидные интрузии занимают в основном центральную — сводовую часть структуры, а ультрабазиты смещены ближе к южному крылу. По истории формирования структура хр. Ихэ-Дариби относится к структурам длительного многоэтапного развития; выделяются дорифейская (главная), рифейская, венд-нижнекембрийская, ниже- и среднепалеозойская тектоно-магматические эпохи. Все досреднепалеозойские эпохи характеризуют геосинклинальные условия развития; эпоха среднего палеозоя относится уже к орогенной.

За это длительное время создалась сложная глыбово-складчатая система, характеризующаяся напряженностью дислокаций и различной степенью метаморфических изменений во всех докембрийских комплексах. Породы докембрия дислоцированы и метаморфизованы чрезвычайно интенсивно; в них развиты пологие и крутые, нередко изоклинальные складки, сопровождающиеся мелкой плейчатостью, течением вещества, тонкими инъекциями кварца, многочисленными разрывными нарушениями.

Осадочно-вулканогенные породы среднего палеозоя (девона) хотя и залегают вертикально, но в целом структура их простая, типичная для орогенных структур. В нашем случае это крутонаклоненная моноклираль, с меняющимся по простиранию падением слоев то на север, то на юг. По южному краю она ограничена разломами. В современной структуре хр. Ихэ-Дариби комплекс девонских пород образует односторонний грабен. Породы девона изменены в самой слабой степени. Субщелочные девонские калишпатовые гранитоиды также имеют очень свежий облик. Они входят в состав ниже-, среднедевонской интрузивной гранитовой формации, выделенной в общей структуре Монгольского Алтая С. П. Гавриловой [Гранитоидные и щелочные формации..., 1975].

АЛАГУЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ

Общие сведения о месторождении были приведены во введении. В этой главе они дополнены сведениями о геологическом строении месторождения, морфологии рудных тел и материалами, которые могут характеризовать масштабы оруденения.

Алагульское месторождение диаспоровых бокситов в 1976—1977 гг. изучалось открывшими его Г. В. Пинусом, Л. В. Агафоновым, Ф. П. Лесновым и Ж. Баярхуу, а в 1978 г. — А. Д. Слукиным, Г. М. Медведевым и

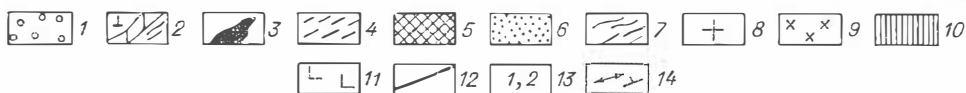
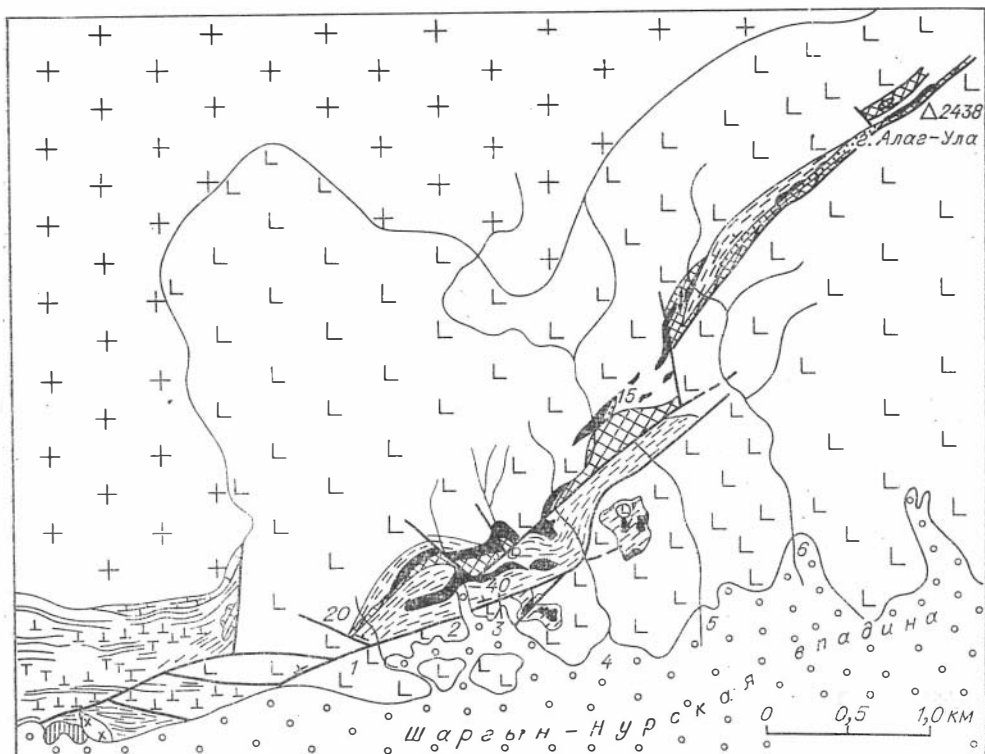


Рис. 6. Схема рудного поля Алагульского месторождения диаспоровых бокситов. Составлена Н. С. Зайцевым, А. Д. Слукимым, Б. Лхасуреном.

1 — четвертичные отложения; 2 — V — Sm_1 , зеленокаменно-измененные терригенно-вулканогенные и карбонатные породы; 3 — 6 — Rf, рудосодержащая толща: 3 — диаспоровые бокситы и их метаморфизованные аналоги, 4 — хлорититы в отдельных участках с линзами и прослоями диаспоровых бокситов, 5 — амфиболиты, 6 — графитсодержащие терригенно-метаморфические породы с карбонатным цементом, содержащие обломки пироксенитов и продукты их дезинтеграции, гранатиты; 7 — Rf, нерасчлененные метаморфические толщи; 8 — φPz_1 , интрузия гранитоидов; 9 — габбро; 10 — мономинеральные кварцевые породы; 11 — серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы; 12 — тектонические нарушения; 13 — условные номера сухих сайтов; 14 — элементы залегания.

Н. С. Зайцевым. Последним составлена геологическая карта месторождения, иллюстрирующая особенности его строения (рис. 6).

Как следует из геологической карты, рудные тела месторождения пространственно и, как увидим ниже, генетически тесно связаны с породами метаморфической толщи рифея, прослеживаемой в виде узкой полосы, шириной до 0,5 км в северо-восточном направлении на расстоянии около 5 км — от южного фаса хр. Ихэ-Дариби до его водораздельной части — горы Алаг-Ула.

Метаморфические породы рифея, с заключенными в них горизонтами диаспоровых бокситов, образуют протяженный провес кровли на эродированной поверхности крупного Алагульского гипербазитового массива, характеристика которого была приведена в предыдущей главе. Почти повсеместно границы между метаморфическими породами и гипербазитами осложнены тектоническими нарушениями, по которым ультраосновные породы Алагульского массива с северной стороны под углом порядка 60° перекрывают уходящие в глубь массива породы кровли. Метаморфические образования рифея представляют собой хорошо стратифицированную первично осадочную толщу, состоящую из протяженных горизонтов

амфиболитов, хлорититов, содержащих продукты дезинтеграции ультраосновных пород, графитсодержащих мраморов, включающих обломки пироксенитов, и продукты их дезинтеграции, своеобразных терригенных, хорошо отсортированных, гранатовых пород и слои диаспоровых бокситов, местами переходящих в шпинель-корунд-диаспоровые породы. Детальная характеристика пород рифея и заключенных в них диаспоровых бокситов и их метаморфических производных будет приведена в следующем разделе. Здесь же отметим, что метаморфические породы рифея и заключенные в них пласты бокситов образуют моноклиально залегающую толщу, пласты которой падают на север и северо-запад под углами, варьирующими от 10 до 60°.

В основании разреза бокситоносной толщи рифея на всем ее протяжении обнажается меняющийся по мощности горизонт полнокристаллических крупно- и мелкозернистых амфиболитов. Этот горизонт поперечными нарушениями расчленен на отдельные смещенные по отношению друг к другу части. Максимальная мощность горизонта амфиболитов достигает 40—50 м, но обычно меньше. У своего лежачего бока, почти повсеместно ограниченного разломом, амфиболиты круто падают на северо-запад. Местами единый горизонт амфиболитов расщепляется на более мелкие линзообразные тела, между которыми залегают бокситы (район 5-го и 6-го сайра, см. рис. 6).

Стратиграфически выше амфиболитов залегают бокситоносная пачка, состоящая из перемежающихся пластов бокситов и хлорититов. На юго-западном фланге месторождения (главном, наиболее богатом участке) оконтурены два насыщенных бокситовыми пластами участка. На южном участке пласты бокситов целиком локализованы среди хлорититов, а на расположенном к северу от него участке, в основании разреза бокситоносной пачки залегают горизонт амфиболитов. На обоих участках пласты бокситов чередуются с пластами хлорититов, образуя сложно построенные пачки с взаимопроникающими друг в друга пластами бокситов и хлорититов. На южном участке пласты бокситов наиболее изменчивы по мощности и по условиям залегания. Они прослеживаются по простиранию на 400—500 м при максимальной суммарной мощности в 15—20 м и мощности отдельных пластов 3—5 м. Пласты падают на северо-северо-запад под углами от 15 до 40°.

На северном участке бокситоносная пачка образует линзо-пластообразную залежь, вытянутую в северо-восточном направлении и падающую к северу и северо-западу под углами 10—60°. Крутое падение пластов наблюдается вблизи тектонических нарушений. Бокситоносная пачка построена в основном так же, как на южном участке и состоит из чередования диаспоровых бокситов с хлорититами с тесным взаимным проникновением их друг в друга. Максимальная мощность бокситоносной пачки на этом участке составляет 40 м, но чаще всего 12—15 м, мощность отдельных пластов бокситов не более 3 м. В целом по пачке на рудные пласты и пласты хлорититов приходится примерно поровну, хотя в отдельных местах эти соотношения могут меняться в ту и другую сторону.

Северная бокситоносная пачка прослеживается с небольшими перерывами, обусловленными как характером седиментации, так и сложным рельефом местности, на всем протяжении метаморфической толщи рифея. Она образует единый строго стратифицированный, сложно построенный горизонт, в пределах которого, кроме уже охарактеризованного юго-западного (главного) участка месторождения, условно можно выделить центральный участок, расположенный между 4-м и 5-м сайрами, и третий — северо-восточный участок, протягивающийся от пятого сайра до седловидного понижения хребта, находящегося непосредственно к западу от горы Алаг-Ула.

Если на юго-западном (главном) участке месторождения пласты бокситов тесно ассоциируют с хлорититами, то на центральном и северо-

Восточном они чередуются не только с хлорититами, но и с другими членами разреза метаморфической толщи рифея, залегающими, вероятно, стратиграфически ниже хлорититов. В строении разреза рудоносной пачки на этих участках принимают участие амфиболиты, терригенные гранатовые породы и горизонты карбонатных пород с графитом и обломками проксенитов. Последние почти на всем протяжении северо-восточного участка залегают непосредственно в подошве бокситов. Кроме того, на центральном участке месторождения пласты бокситов и вмещающие их породы дислоцированы более интенсивно. Они также моноκлиально падают на северо-запад, но уже под углами 50—60°. По характеру обнаженности проследить разрез метаморфической толщи удается не везде. Чаще наблюдаются лишь отдельные фрагменты рудоносной пачки с единичными, но мощными (3—5 м) пластами бокситов. Наиболее полный разрез рудоносной пачки обнажен на водоразделе между 4-м и 5-м сайрами. Там рудоносная пачка содержит семь пластов бокситов, без учета мелких пропластков, залегающих среди хлорититов. Мощность основных пластов бокситов в этом разрезе такая же, как и на юго-западном участке. В этом же разрезе отдельные пласты бокситов перемежаются с серпентинитами, что, очевидно, обуславливается более поздними тектоническими движениями.

Северо-восточный участок месторождения наиболее протяженный и наиболее эродированный. Рудные тела здесь разобщены между собой. Большая часть их залегает среди амфиболитов, хотя встречаются они и в других частях разреза метаморфической толщи рифея, в частности, между горизонтами графитсодержащих карбонатных пород и хлорититов. Для иллюстрации характера выходов рудных тел приведем схематическую геологическую карту крайней восточной части северо-восточного участка месторождения (рис. 7). В этой части участка на поверхности околунены три линзовидной формы в плане рудных тела, общая площадь которых составляет 22 000 м². Все три рудных тела залегают среди амфиболитов. Вместе с тем в альбандовых их частях фиксируется узкая оторочка хлорититов. Истинные размеры рудных тел на этом участке остаются не выясненными, поскольку они или тектонически перекрываются серпентинитами Алагульского гипербазитового массива, или скрываются под четвертичными отложениями. В этой части месторождения бокситы испытали сильный метаморфизм, вследствие чего здесь наиболее широко распространены корунд-шпинель-диаспоровые и корунд-шпинелевые породы, а также корундиты и существенно шпинелевые породы.

В заключение отметим, что, по устному сообщению геолога В. П. Покатилова, изучавшего в 1978 г. Алагульское месторождение хризотил-асбеста, расположенное в 6 км к востоку от горы Алаг-Ула, там среди аналогичных пород рифея были обнаружены свалы диаспоровых бокситов и их метаморфизованных аналогов. В 1979 г. сотрудником Советско-Монгольской геологической экспедиции А. Д. Слукниным породы рудоносной пачки рифея после небольшого эрозийного перерыва в районе горы Алаг-Ула были прослежены к востоку от месторождения еще почти на 5 км. Эти новые данные могут значительно расширить перспективы Алагульского месторождения диаспоровых бокситов.

Далее, учитывая всю совокупность данных, полученных в процессе исследования месторождения, мы выскажем свои соображения о генезисе Алагульского месторождения диаспоровых бокситов. Здесь же подчеркнем лишь те из них, которые вытекают из составленной крупномасштабной геологической карты и морфологии рудных тел.

1. Бокситы и вмещающая их рудоносная пачка лишь пространственно связаны с Алагульским гипербазитовым массивом.

2. Бокситы являются первично осадочными, а в настоящее время метаморфогенно-осадочными рудами. На это указывают: их строгое стра-

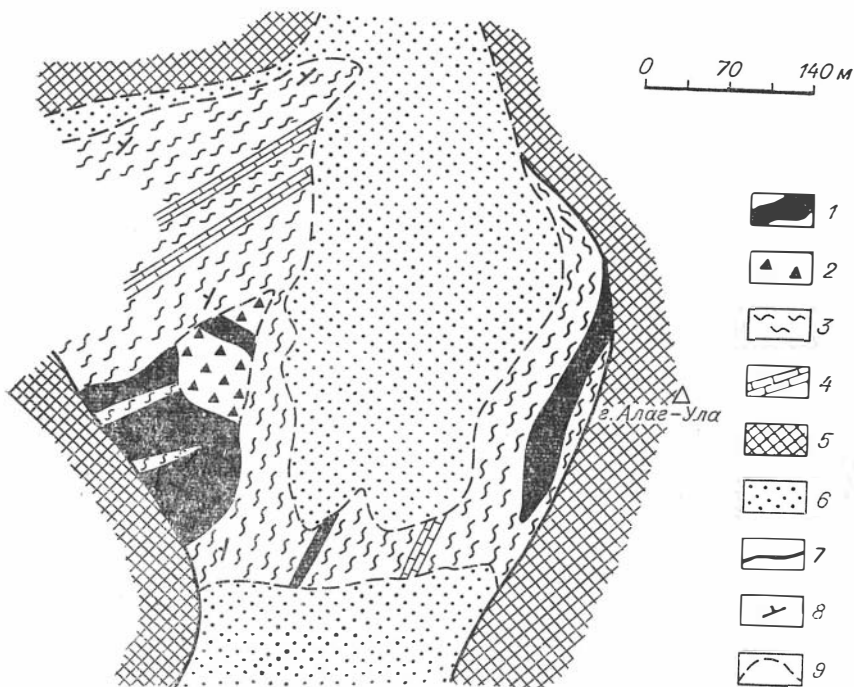


Рис. 7. Схематическая геологическая карта восточного участка Алагуль-ского месторождения диаспоровых бокситов.

1 — коренные выходы диаспоровых бокситов, корундитов и существенно шпинелевых пород; 2 — элювий и делювий бокситов и их метаморфизованных аналогов; 3 — амфиболиты; 4 — терригенно-метаморфические породы с карбонатным цементом, иногда с включениями амфиболитов; 5 — ультраосновные породы; 6 — четвертичные отложения; 7 — тектонические нарушения; 8 — элементы залегания; 9 — геологические границы.

тифицированное положение, особенно четко выявляющееся на северо-восточном участке, где они почти повсеместно залегают на терригенных метаморфических породах с карбонатным цементом; выдержанность на одном уровне по простиранию; наличие реликтов, несомненно, осадочных пород в покрывающих и подстилающих породах; отсутствие генетических связей не только с гипербазитами, но и с породами офиолитовой ассоциации в целом.

3. Метаморфическая толща, вмещающая бокситы (сама по себе тоже первично осадочная), хотя и относится по возрасту к докембрию, но по ряду общегеологических соображений и меньшей степени метаморфизма, более молодая (не древнее рифея), чем вышеописанные породы так называемого «безрудного» докембрия.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД АЛАГУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Было уже отмечено, что метаморфические породы хр. Ихэ-Дариби представлены широкой гаммой пород различного минерального состава. В данном разделе будут детально охарактеризованы петрографический состав, минеральные парагенезисы, особенности состава породообразующих минералов и некоторые вопросы метаморфизма диаспоровых бокситов и вмещающих их пород. В дальнейшем все метаморфические образо-

вания для удобства изложения условно разделяются на три группы. Первая группа — метаморфические породы, в которых пока не выявлены диаспоровые бокситы. По объему они составляют значительную часть хр. Ихэ-Дариби и далее будут называться «безрудным» докембрием. Вторая группа — это метаморфические породы, с которыми ассоциируют диаспоровые бокситы — так называемый рудосодержащий докембрий. Третью группу пород составляют руды — диаспоровые бокситы.

ДИАСПОРОВЫЕ БОКСИТЫ

В составе бокситов Алагульского месторождения установлен широкий спектр минералов, из которых наиболее широко распространен диаспор. Последний присутствует не только в собственно бокситах, но встречается практически во всех породах, ассоциирующих с бокситами, за исключением амфиболитов. Количественные соотношения диаспора с другими минералами, входящими в состав бокситов, разнообразны. Так, на восточном участке, где проявилась значительная гидротермальная деятельность, встречаются мономинеральные диаспориты, слагающие небольшой мощности жилки в существенно шпинелевых породах. Иногда в таких диаспоритах наблюдается значительная примесь корунда, шпинели и хлорита (септехлорита). На западном фланге месторождения в бокситах всегда присутствуют окислы и гидроокислы железа, количество которых по объему в отдельных случаях значительно. Наиболее наглядно соотношение диаспора с другими минералами бокситов показано в табл. 2. В ней приведено количество диаспора и других фаз, рассчитанное на основании данных термического анализа (рис. 8), исходя из стехиометрии минералов. Там, где рентгенометрическим анализом подтверждено присутствие гиббсита, вычислялось суммарное количество гетита и гиббсита, исходя из предположения, что эти две фазы присутствуют в равных количествах. В образцах, где отсутствуют рентгенометрические данные, вычислялся один гетит. Количественно оценить гетит и гиббсит в отдельности не представляется возможным, так как эндотермические эффекты дегидратации гиббсита и гетита совпадают.

Таблица 2

Минеральный состав бокситов, вес. %

Образец	Анализ															
	термический					рентгенометрический							ИКС			
	Гет+Гиб	Бр	Ди	Хл	Кб	Ди	О, ГО железа	Хл	Гиб	Кб	Шп	Оп	Ди	Гиб	Кб	О, ГО железа
1849 ^б	12	1,3	40,9	3,1	—	+	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+
1849 ^а	12,5	—	13,3	2,1	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	(гетит)															
1671 ^а	10,4	—	29,3	9,2	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	(гетит)															
1848 ^а	5	—	60,8	9,6	—	+	+	+	+	+	—	—	+	+	—	+
1848 ^а	37,5	—	38,3	14,6	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	(гетит)															
1663	22,9	—	48,3	3,3	—	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	(гетит)															
2030 ^г	8,13	—	47,5	2,1	—	+	+	+	+	—	+	+	+	+	—	+
1919 ^г	15,2	—	51,7	—	0,6	+	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+
1920	8,1	—	46,7	—	1,7	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+
1919 ^в	16,3	—	59,7	7,1	4,5	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+
1918 ^ж	6,5	—	81,7	4,7	2,8	+	+	+	+	+	—	—	+	+	+	+

Примечание. О, ГО — окислы и гидроокислы железа; + — фаза присутствует, — фаза отсутствует, 0 — нет данных.

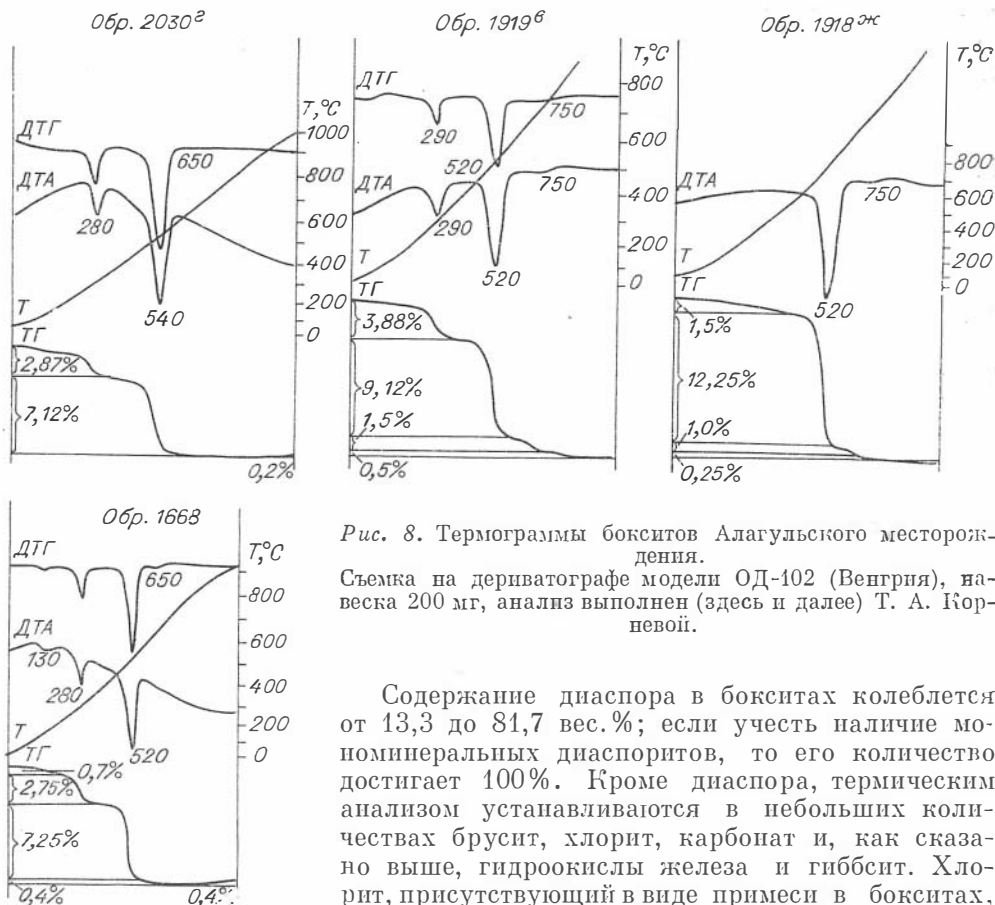


Рис. 8. Термограммы бокситов Алагульского месторождения.

Съемка на дериватографе модели ОД-102 (Венгрия), навеска 200 мг, анализ выполнен (здесь и далее) Т. А. Корневой.

Содержание диаспора в бокситах колеблется от 13,3 до 81,7 вес.%; если учесть наличие мономинеральных диаспоритов, то его количество достигает 100%. Кроме диаспора, термическим анализом устанавливаются в небольших количествах брусит, хлорит, карбонат и, как сказано выше, гидроокислы железа и гиббсит. Хлорит, присутствующий в виде примеси в бокситах, представлен септехлоритом, характеризующимся

высоким содержанием глинозема и низким — кремнезема. По данным рентгенометрического анализа, устанавливается существенно диаспоровый состав бокситов, в которых наряду с диаспором фиксируются окислы (гематит, магнетит) и гидроокислы железа (гетит, гидрогетит), хлорит, гиббсит, шпинель, оливин, карбонаты. Причем карбонаты представлены двумя фазами: кальцитом и магнезитом. Однако количество карбоната незначительно и согласно термике составляет максимум 4,5 вес.%. Следует заметить, что при микроскопическом изучении шлифов карбонат вообще не фиксируется. Вероятно, последний присутствует в бокситах в виде микродисперсной примеси. Выполненные анализы бокситов, в которых определялось CO_2 , также свидетельствуют о примеси карбонатов в незначительных количествах. Исследование бокситов методом инфракрасной спектроскопии также подтверждает существенно диаспоровый состав руд, в которых имеется примесь гиббсита и карбоната. Все анализируемые пробы бокситов методом ИКС имеют большой фон, обусловленный присутствием гидроокислов и окислов железа. При петрографическом изучении шлифов и аншлифов диаспоровых бокситов четко устанавливаются фазы, представленные диаспором, хлоритом, гетитом, гидрогетитом, шпинелью, корундом, магнетитом, ильменитом. Последний встречается как в виде самостоятельной фазы, так и образует в редких случаях структуры распада твердых растворов в магнетите. Помимо перечисленных минералов довольно часто встречается сфен, образующий каемки на ильмените и в виде самостоятельной фазы. В единичных случаях встречен скаполит и еще реже в бокситах присутствует трудно диагностируемое аморфное вещество.

Таким образом, изучение минерального состава бокситов Алагульского месторождения посредством традиционных методов петрографии и минераграфии с привлечением данных термического, рентгенометрического анализа и ИКС показывает широкий набор минералов, слагающих бокситы, основной из которых по объему диаспор. Другие минералы свободного глинозема, как гиббсит, присутствуют в небольших количествах и на фоне диаспора являются примесью, а такой минерал, как бемит, вообще не встречается в данных бокситах. Это обстоятельство позволяет считать бокситы Алагульского месторождения моногидратными — диаспоровыми. Вторая по объему фаза бокситов — окислы и гидроокислы железа (отдельно не подразделяются), представленные магнетитом, гематитом, гетитом и гидрогетитом. Все разнообразие бокситов обусловлено главным образом сочетанием этих минералов и в меньшей степени присутствием септехлорита и ильменита. Все другие минеральные фазы, отмеченные выше, являются примесями в бокситах. При описании бокситов мы не включаем в эту группу породы, которые значительно обогащены корундом, хлоритом или шпинелью. Они будут рассмотрены отдельно. Здесь мы только заметим, что количество диаспора в этих породах достигает иногда 50%, а согласно требованиям промышленности к качеству минерального сырья [Требования..., 1962] и эти породы могут рассматриваться в качестве бокситов.

Все бокситы Алагульского месторождения представлены каменистыми разностями со средней плотностью — $3,44 \text{ г/см}^3$ и по своей текстуре и окраске, обуславливаемой минеральным составом, могут быть подразделены на четыре главных типа.

Первый тип — темно-коричневые до черных с коричневым оттенком руды, на свежем сколе которых видны хаотично разбросанные обломочного характера зерна магнетита и ильменита (рис. 9, а, б). Эти руды характеризуются ровной окраской, наличием большого количества окислов и гидроокислов железа, а основная масса имеет микро- и мелкозернистое строение. Макроскопически в образцах зернистость основной массы вообще не устанавливается. Однако в шлифах видна микрозернистая

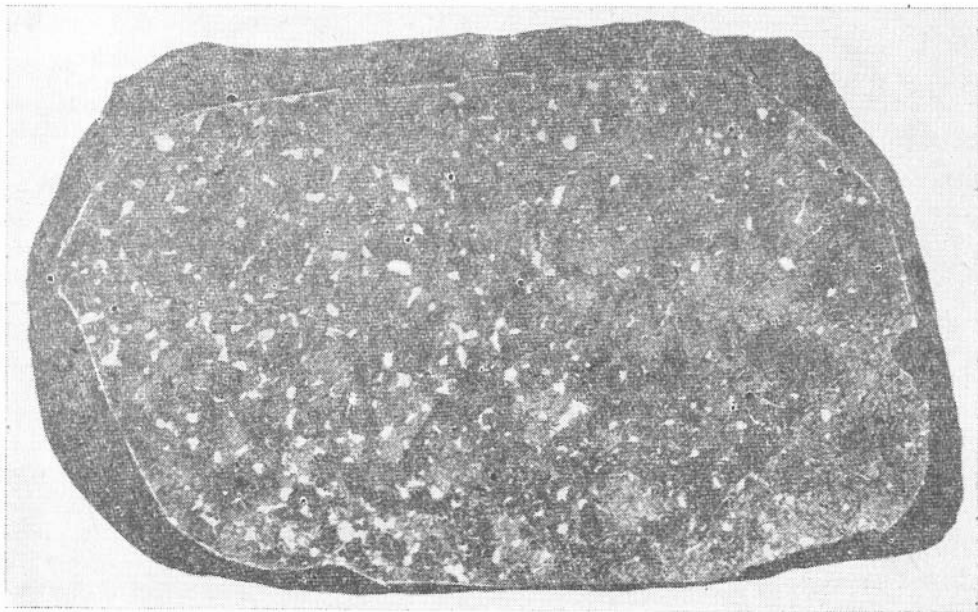


Рис. 9. Вид боксита в полированном шлифе. Светлое — обломки ильменита. Видно обогащение ильменитом левой части образца. Обр. 2030^Г, ув. 3.



Рис. 10. Тонкое переслаивание диаспоровых бокситов (темное и серое) с хлорититами (белое). Шлиф 2150-2: николи +, ув. 40.

структура руд, сложенных мельчайшими кристалликами диаспора и рудного, на фоне которых выделяются самой разнообразной формы крупные зерна магнетита или ильменита. Как правило, вокруг крупных зерен, либо в ассоциации с ними присутствует септехлорит, количество которого незначительно. По данным рентгенометрического анализа и ИКС, в составе этих бокситов фиксируется гиббсит. Это наиболее распространенный тип бокситов. Ими сложены мощные (до 5 м) пласты руды на западном участке месторождения. Данные, характеризующие качество этих бокситов, приведены в табл. 19 (см. образцы 1920, 1940, 1918ж, 1668, 1849б, 2332б).

Второй по распространенности тип бокситов представляет собой полосчатые с коричневой разной интенсивности окраской руды, тонко и грубо переслаивающиеся с хлорититами и септехлорититами (рис. 10). Мощность бокситовых прослоев в этих рудах самая разнообразная — от долей миллиметра до метра. В полосчатых бокситах в хлорититовых прослоях встречаются обломки хромшпинелидов. Диаспор в этих бокситах встречается не только в виде обогащенных прослоев, но и в виде отдельных неправильных обломков в ассоциации (рис. 11) с гидроокислами и окислами железа. Полосчатые бокситы распространены преимущественно

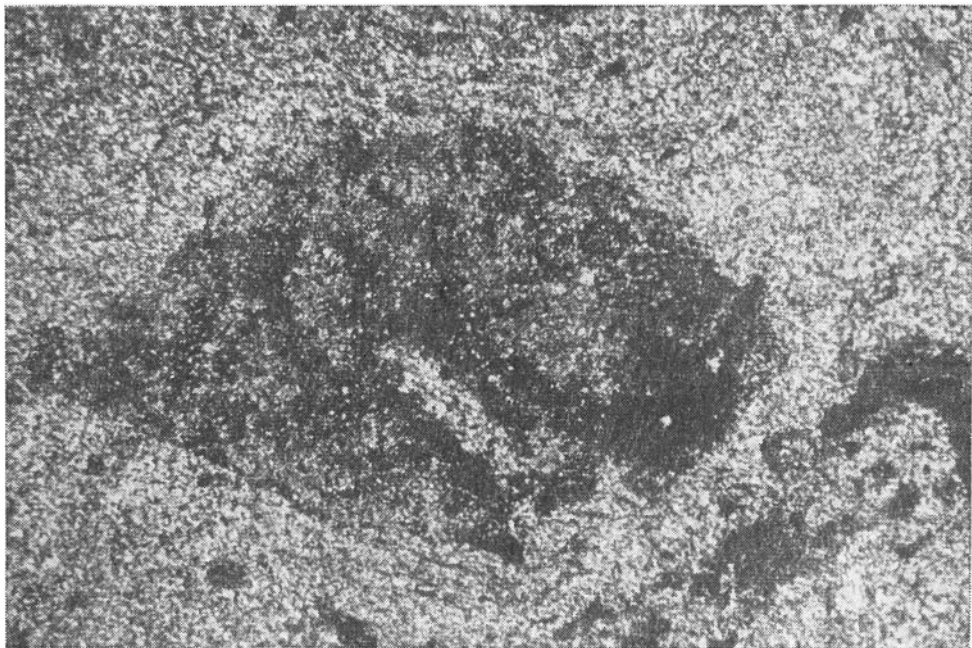


Рис. 11. Обломок диаспорового боксита (темное) в тонкозернистом хлоритите (светлое). Шлиф 1919^а, николь +, ув. 16.

на втором западном участке месторождения. Структура этих руд тонкозернистая, местами они не отличаются от руд первого типа. Частичный анализ этих бокситов на квантометре показал следующий состав в вес. %: SiO_2 — 8,8, TiO_2 — 3,10, Al_2O_3 — 44,90, Fe_2O_3 — 22,60, п. п. — 10,44.

Третий тип бокситов представлен светло- и темно-серыми пестроокрашенными рудами. На плоскостях скола в них наблюдаются в виде микрожилок и бесформенных выделений образования гетита, реже видны отдельные зерна и выделения гематита и магнетита (рис. 12, а, б). Отличительная особенность этого типа руд от двух предыдущих — макроскопически наблюдаемый в образцах диаспор, в виде мелких зерен и их скопления фиксируемый по всему объему штуфов. В шлифах светло-серые бокситы обнаруживают мелко-, средне- и крупнозернистое строение. По распространенности третий тип руд сопоставим со вторым. В отдельных случаях наблюдаются постепенные переходы от первого типа руд к третьему. Типичны для этого типа руд образцы 2332^а и 1919^г (см. табл. 19).

Четвертый тип руд — это бокситы, где проявилась гидротермальная деятельность, в результате которой произошло природное обогащение метаморфических образований диаспором. Причем сам процесс гидротермальной переработки мы не связываем с каким-то гипотетическим метасоматическим процессом, а рассматриваем гидротермальную деятельность в качестве источника воды, которая способствовала перераспределению компонентов в метаморфизованных бокситах на регрессивной стадии. Как показывает опыт изучения метасоматических пород, сложенных корундом, шпинелью, силикатами кальция, магния, железа, алюминия и полевыми шпатами [Колесник, 1976; Наседкина, 1977], при метасоматозе выявляется достаточно признаков, характерных для этого процесса. В нашем же случае мы видим только перераспределение компонентов, выражающееся в собирательной перекристаллизации, образовании жиллок, выполненных диаспором, септехлоритом в метаморфизованном субстрате, отвечающем по составу сильно метаморфизованным бокситам.

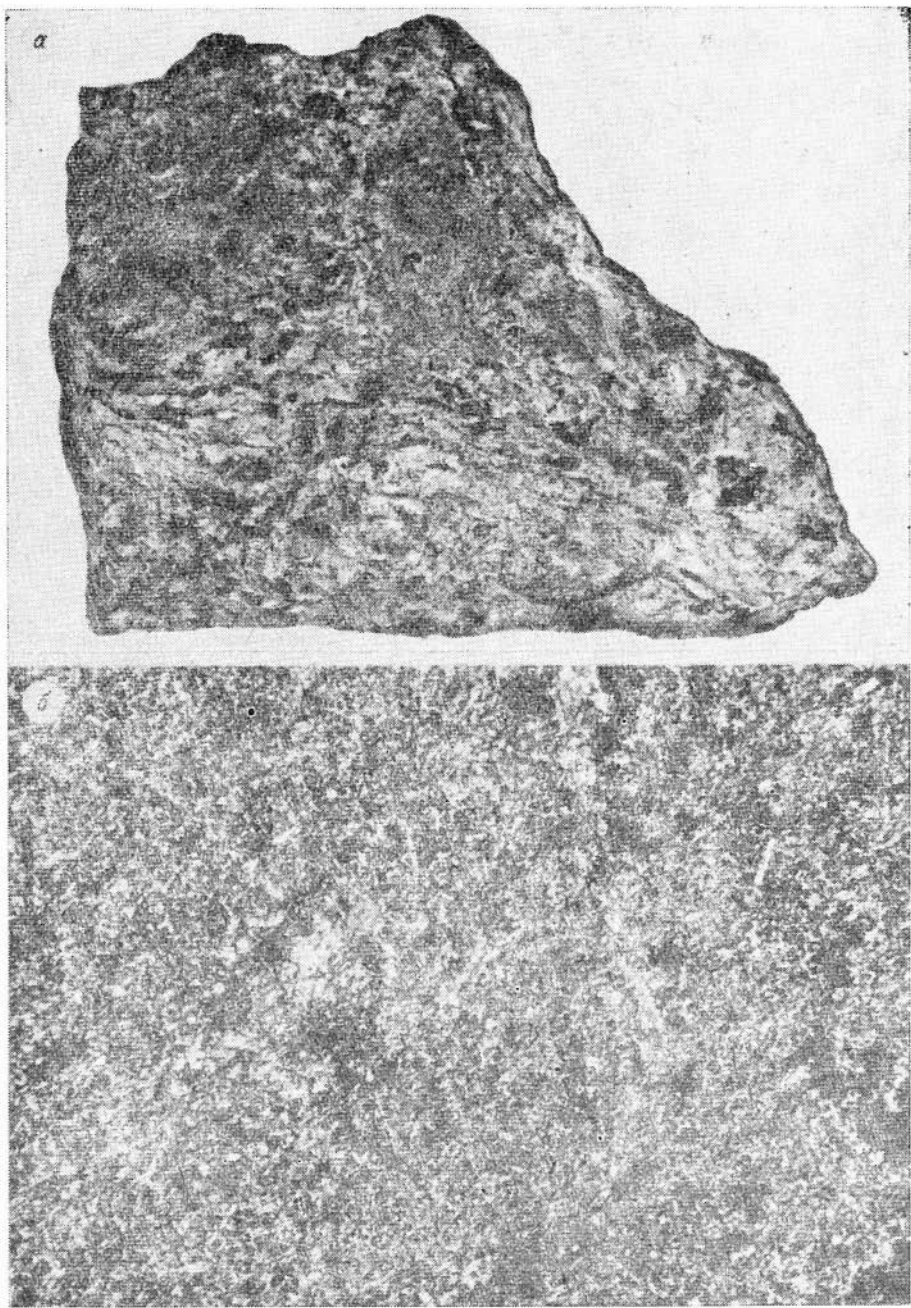


Рис. 12.

a — существенно диаспоровый боксит светло-серого цвета с незначительным количеством гидроокислов железа. Обр. 1919^п, штуф, ув. 3; *б* — мелкозернистая структура диаспорового боксита (обр. 1919^п). Виден преимущественно диаспоровый состав (светлое). Никколи +, ув. 30.

Далее будет рассмотрен более подробно вопрос о соотношении метаморфизма и гидротермальной деятельности.

В бокситах четвертого типа, по сравнению с тремя первыми, часто присутствуют корунд и темно-зеленая шпинель — герцинит. Эти руды характеризуются крупнозернистым строением, в них часто развивается пластничатый диаспор, величина кристаллов которого достигает 5 см.

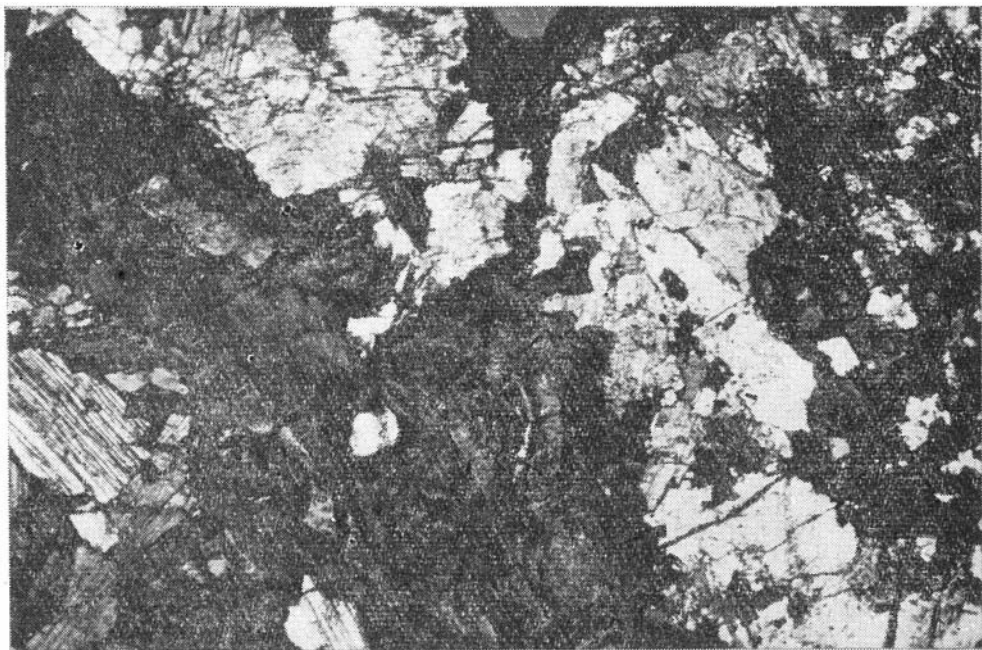


Рис. 13. Кристаллы диаспора (белое) в основной гидрогетитовой массе колломорфной структуры (темное). Шлиф 1901а, никколи +, ув. 50.

Наряду с пластинчатой формой, встречаются жилки, выполненные игольчатыми кристаллами диаспора. Диаспоровые жилки обычно имеют небольшую мощность от 0,5 мм до 3 см, однако количество их бывает значительно. В отдельных случаях отмечается серия тонких параллельных жилок, напоминающих прослой в осадочных образованиях. Часто в связи с диаспоровыми жилками фиксируются колломорфные образования гетита (рис. 13). В этом случае крупные кристаллы диаспора погружены в основную гетитовую колломорфную массу. Иногда диаспоровые жилки в залебандах оторачиваются септехлоритовыми или магнетит-ильменитовыми жилками (рис. 14). При этом видно, что диаспоровые, магнетит-ильменитовые и септехлоритовые жилки уже после образования претерпели деформации. Они сложно изогнуты или смещены по плоскостям скольжения на некоторое расстояние. Септехлорит в таких жилках подвергается интенсивным пластическим деформациям, которые фиксируются в виде широко проявленного волнистого угасания, связанного с изгибом зерен, а также образования узких клиновидных деформационных двойников (рис. 15, а, б).

Несмотря на то, что в этом типе бокситов присутствует значительное количество шпинели, корунда, магнетита, ильменита и септехлорита, которые составляют до 50% объема породы, здесь же присутствуют участки мономинеральных диаспоритов. В среднем содержание диаспора в этом типе руд достигает 50%. В ассоциации с четвертым типом руд встречаются корунды, корунд-шпинелевые и существенно шпинелевые породы, но также содержащие 10—20% диаспора. Четвертый тип руд наиболее распространен на восточном фланге, реже встречается на других участках месторождения. Наиболее типичные разности этих руд представлены образцами 1900^а, 1903-1, 1903, 1670^а, 1971^а (см. табл. 19).

Рассмотрим некоторые особенности рудообразующих минералов бокситов Алагульского месторождения.

Было выполнено девять анализов диаспора, самого распространенного минерала бокситов. Для анализа отбирались образцы диаспора, от-

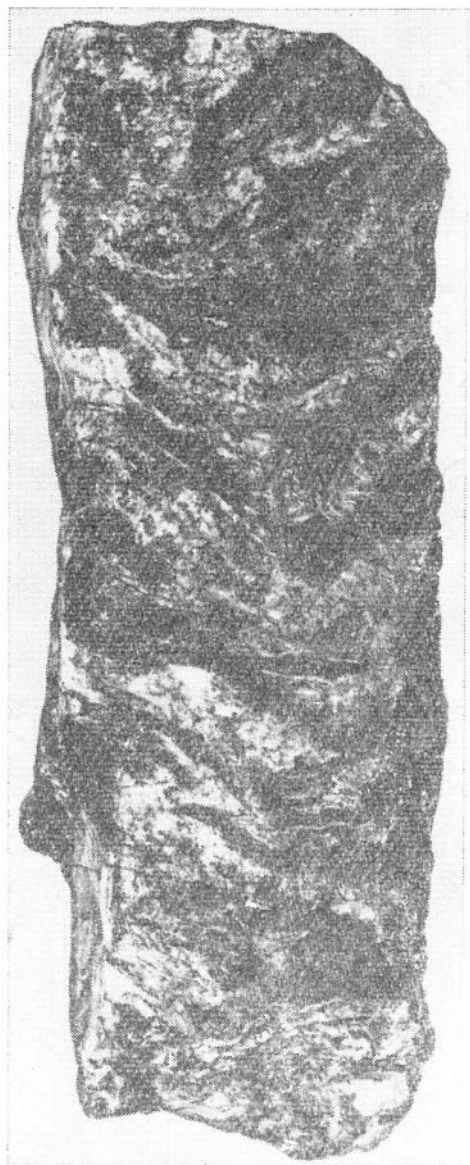


Рис. 14. Диаспоровый боксит с признаками гидротермальной переработки. Видны чередующиеся деформированные жилки, выполненные диаспором (белое) и магнетит-ильменитом (темное).
●бр. 1903, нат. величина.

личающиеся морфологией кристаллов — пластинчатые и игольчатые, по окраске — белые с сиреневым оттенком и желто-коричневые. В существующей литературе имеются сведения о составе диаспора, полученные ординарным мокрым химическим способом, когда анализировались мономинеральные фракции диаспора. Но как бы тщательно не производился отбор материала, всегда возможны в пробах посторонние примеси.

Нами диаспоры были проанализированы на микроанализаторе, что исключало попадание посторонних примесей в исследуемые образцы. Общая особенность состава зерен диаспора — разной морфологии и окраски — их одинаковый состав. Те небольшие различия в содержании железа, которые имеются (табл. 3), не коррелируются ни с морфологией, ни с окраской. С другой стороны, по результатам рентгенометрического анализа устанавливается различие составов белого и желто-коричневого диаспора. Так в последнем среди межплоскостных расстояний (табл. 4, обр. 1670^a) отмечаются рефлексы гетита, а в белом диаспоре эти отражения отсутствуют, либо проявлены незначительно (табл. 4, обр. 1901^a). Таким образом, очевидно, что желто-коричневая окраска диаспора связана с мелко-механической примесью гетита, который в виде тонких налетов и корочек обволакивает диаспор по наиболее пропущаемым плоскостям. Кстати, при микроскопическом изучении шлифов по спайности диаспора практически всегда фиксируются в виде пунктирных или сплошных линий субмикроскопической толщины примеси, которые на основании рентгеновских данных можно диагностировать как гетит.

На ИК-спектрах диаспора отмечается ряд полос поглощения, из которых наиболее характерны в области 1990 и 2125 см^{-1} (рис. 16). По данным термического анализа (рис. 17), в диаспоре проявлен один эндотермический пик при 550°C , отвечающий удалению конституционной воды, количество которой занижено относительно теоретического. В образцах бокситов этот эндотермический эффект обычно проявляется при более низкой температуре ($520\text{—}540^\circ\text{C}$). Общая особенность всех диаспоров, подвергавшихся анализу, отражается в низкой сумме анализа. Два результата из девяти в табл. 3 вообще не приведены, поскольку их сумма не превышает 95%. Так как вода в анализах расчетная, соответствующая стехи-

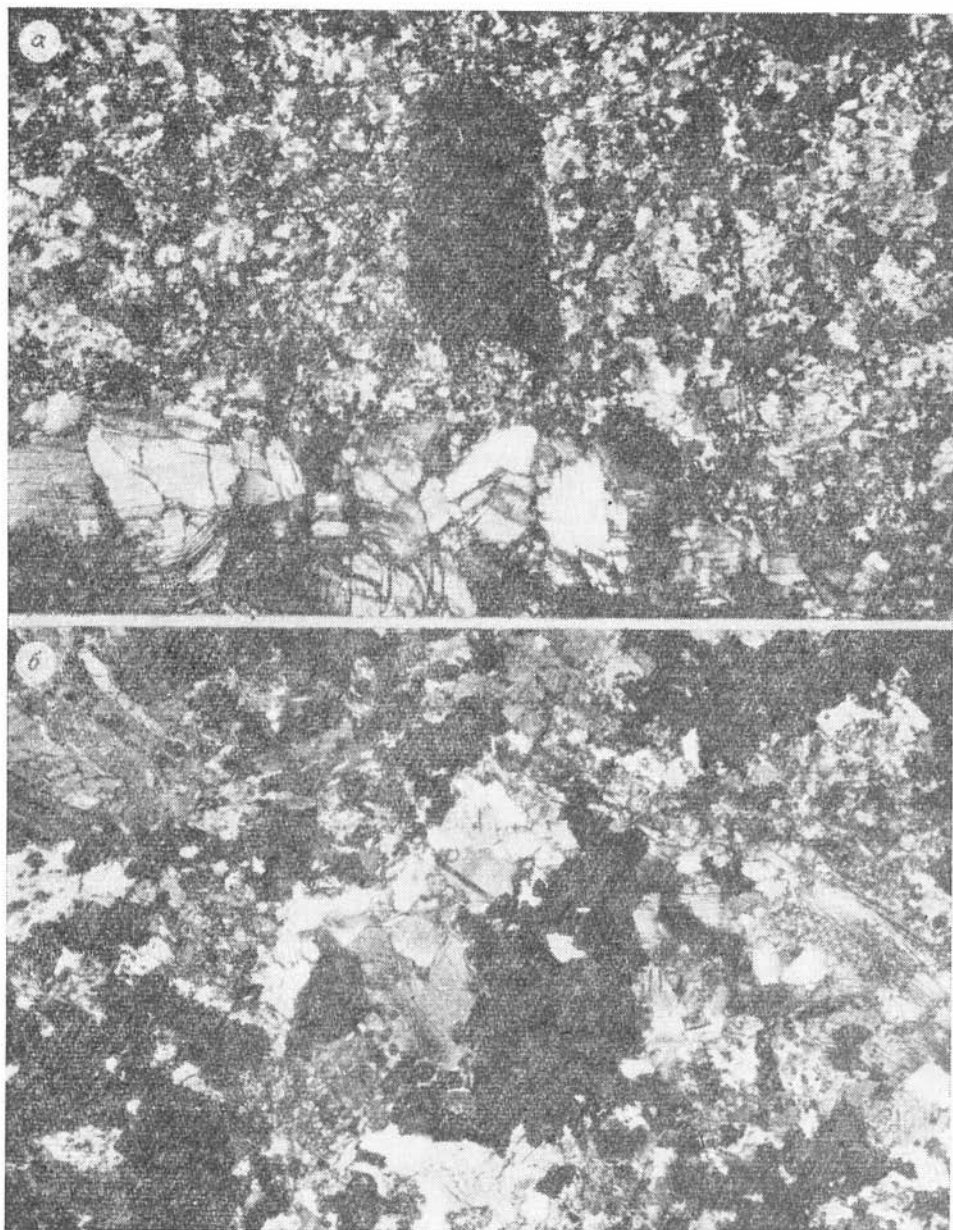


Рис. 15.

а — контакт диаспорового боксита (вверху), содержащего обломки ильменита (аэрию черного цвета), с жилкой, выполненной септехлоритом (внизу). В септехлорите видны деформационные двойники и волнистое погасание. Шлиф 1671^а, николи +, ув. 60; б — структура рекристаллизованных бокситов, сложенных диаспором и септехлоритом. Шлиф 1670^а, николи +, ув. 50.

ометрии диаспора, исходя из количества глинозема, то мы предполагаем, что недостаток в сумме связан главным образом с недостатком воды, а это, в свою очередь, говорит о том, что диаспор подвергается незначительной гиббситизации. Количество вторичного гиббсита, согласно стехиометрии его и диаспора, незначительно и составляет 2—3 вес. % (см. табл. 3). Это предположение требует дополнительных детальных исследований, однако уже на основании имеющихся данных (состав диаспора, рентгенометрические данные и ИКС, свидетельствующие о наличии гиббсита в бокситах)

Химический состав диаспоров, вес. %

Компоненты	Образец						
	1901 ^a	1901 ^a -1	1670 ^a	1900	1900 ^a	1900 ^a -1	1900 ^a -2
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	83,15	83,18	83,78	83,34	83,15	82,64	83,30
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,16	0,33	0,21	0,50	0,34	0,67	0,37
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	0,11	—	0,01	0,04
CaO	—	0,01	0,01	—	0,02	0,02	0,05
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	14,71	14,73	14,77	14,78	14,69	14,68	14,76
С у м м а	98,02	98,25	98,77	98,73	98,20	98,02	98,52

Примечание. H₂O⁺ — расчетная, согласно стехиометрии, анализ на микроанализаторе «ЛХА-5А» выполнен Л. Н. Поспеловой; — не обнаружено.

Образец	Кристаллохимическая формула:
1901 ^a	Al _{1,998} · Fe _{0,002} ⁺³ · O ₃ · H ₂ O
1901 ^a -1	Al _{1,996} · Fe _{0,004} ⁺³ · O ₃ · H ₂ O
1670 ^a	Al _{1,998} · Fe _{0,002} ⁺³ · O ₃ · H ₂ O
1900	Al _{1,993} · Fe _{0,008} ⁺³ · Mg _{0,003} · O ₃ · H ₂ O
1900 ^a	Al _{1,996} · Fe _{0,004} ⁺³ · O ₃ · H ₂ O
1900 ^a -1	Al _{1,989} · Fe _{0,010} ⁺³ · O ₃ · H ₂ O
1900 ^a -2	Al _{1,996} · Fe _{0,004} ⁺³ · Ca _{0,001} · O ₃ · H ₂ O

можно полагать, что этот процесс имеет место. Кроме алюминия и небольшого количества железа, вероятно присутствующего в окисной форме, в отдельных диаспорах фиксируется незначительное количество магния и кальция. Такие элементы, как кремний, титан, хром, марганец, калий, натрий и никель, вообще не проявляются в изоморфных замещениях в структуре диаспора.

Наряду с диаспорами исследовался состав магнетита и ильменита, анализы которых помещены в табл. 5 и 6. Как видно из приведенных данных, в составе магнетитов из диаспоровых бокситов в заметных количествах присутствует алюминий, содержание других элементов ограничено

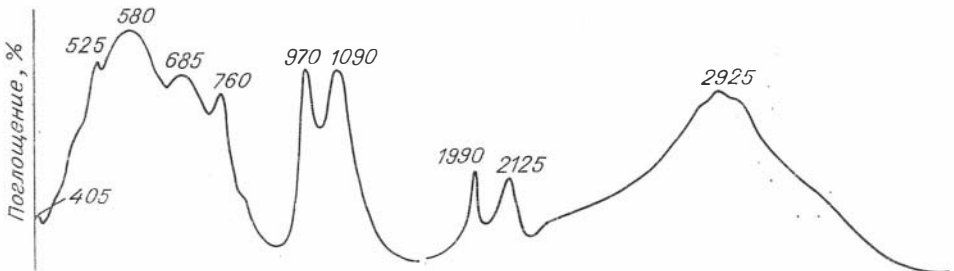


Рис. 16. ИК-спектр диаспора, обр. 1670^a. Здесь и далее на спектре ИКС цифрами обозначены максимумы полос поглощения в волновых числах (см⁻¹— величина, обратная длине волны).

Результаты рентгенометрического анализа диаспоров *

J		$\frac{d}{n} \alpha, \text{Å}$		Фаза	J		$\frac{d}{n} \alpha, \text{Å}$		Фаза
1670 ^a	1901 ^a	1670 ^a	1901 ^a		1670 ^a	1901 ^a	1670 ^a	1901 ^a	
100	100	4,77	4,77	Гетит	13	10	1,820	1,820	Гетит
100	100	4,04	4,01		2	—	1,807	—	
40	22	3,23	3,23		12	14	1,738	1,735	
100	90	2,56	2,56		32	26	1,718	1,718	
—	5	—	2,44		4	7	1,683	1,683	
100	100	2,368	2,36	90	76	1,683	1,683	Гетит	
76	90	2,330	2,32	70	47	1,612	1,613		
7	—	2,21	—	42	90	1,574	1,574		
85	90	2,140	2,139	13	12	1,525	1,526		
100	100	2,088	2,084	62	60	1,484	1,483		
4	—	2,000	—	Гетит	—	17	—	1,434	
3	3	1,906	1,905						

* Условия съемки: Си — антикагод; УРС — 50 ПМ; J — 10 мА; V=35 кВ.

десятыми долями процента. Заметно стабильное содержание хрома, никеля и марганца в магнетитах. Эти элементы устойчиво фиксируются и в ильменитах, которые обогащены марганцем. Устойчивое содержание никеля и хрома в магнетитах и ильменитах свидетельствует о том, что эти два минерала — основные концентраторы хрома и никеля в диаспоровых бокситах. В ильменитах наблюдается обогащение не только марганцем, но и магнием, содержание которого доходит почти до 3 вес.%. Остальные элементы присутствуют в ограниченных количествах. Другие минералы, входящие в состав бокситов (септехлорит, гидрогетит и гетит, корунд и шпинель), детально будут рассмотрены ниже, здесь мы только отметим некоторые их черты. Септехлорит представлен железистомагнезиальной разновидностью и характеризуется высоким содержанием глинозема, причем септехлорит, присутствующий в составе бокситов (1900^a, 1971^{a-1}), имеет более железистый состав, чем септехлорит, образу-

Таблица 5

Химический состав магнетитов, вес. %

Компоненты	Образец		
	1900 ^a	1900 ^{a-1}	1901 ^a
SiO ₂	0,13	0,04	0,04
TiO ₂	0,13	0,20	0,12
Al ₂ O ₃	1,09	0,33	1,68
Cr ₂ O ₃	0,16	0,15	0,14
FeO	92,96	93,37	92,06
MnO	0,20	0,18	0,19
MgO	0,22	0,06	0,36
CaO	0,03	0,03	0,09
NiO	0,16	0,14	0,14
С у м м а	95,08	94,50	94,82

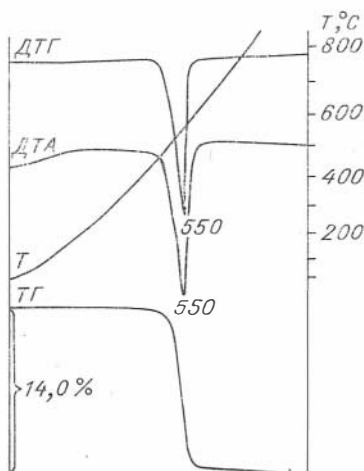


Рис. 17. Термограмма диаспора, обр. 1670^a. Дериватограф ОД-102 (Венгрия), навеска 200 мг.

Примечание. Железо приведено в виде FeO без разделения на двух- и трехвалентное. Анализы выполнены на микроанализаторе «ГХА-5А» А. П. Кузнецовой.

Химический состав ильменитов, вес. %

Компонент	Образец		Компонент	Образец	
	1671 ^a	1670 ^a		1671 ^a	1670 ^a
SiO ₂	0,05	0,04	<i>Количество катионов в пересчете на 3(O)</i>		
TiO ₂	53,70	53,04			
Al ₂ O ₃	0,04	0,02			
Cr ₂ O ₃	0,11	0,11			
FeO	40,54	44,08			
MnO	3,71	1,67			
MgO	2,76	1,70			
CaO	0,03	0,02			
NiO	0,10	0,10			
Сумма . . .	101,04	100,78			
			Ti	0,991	0,991
			Al	0,001	0,001
			Cr	0,002	0,003
			Fe ⁺²	0,832	0,916
			Mn	0,077	0,035
			Mg	0,101	0,063

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе «ИХА-5А» А. И. Кузнецовой.

ющий жилки. Шпинель представлена темно-зеленым герцинитом, в котором согласно частичному анализу присутствуют железо и магний (FeO, MgO), соответственно 31,48 и 8,21 вес.%. Корунд практически стерилен в отношении других элементов (за исключением железа). Исходя из особенностей состава минералов, можно полагать, что концентраторами магния в бокситах являются септхлориты, шпинель, ильменит и в редких случаях — брусит, фиксирующийся термическим анализом.

Заключившая описание минерального состава руд и их типов, отметим некоторые общие выводы.

На первично осадочное происхождение бокситов указывают переслаивание пластов бокситов с хлорититами, полосчатые текстуры в некоторых типах бокситов, наблюдаемые на макро- и микроуровне, наличие обломков зерен ильменита и хромшпинелидов, а также крупных обломков, сложенных диаспором в ассоциации с окислами и гидроокислами железа.

На месторождении широко проявлен метаморфизм, в результате которого сформировались наиболее метаморфизованные аналоги диаспоровых бокситов, представленных корундовыми, корунд-шпинелевыми и существенно шпинелевыми образованиями.

Наиболее метаморфизованные аналоги бокситов гидротермально переработаны в результате диафтореза, характерного для регрессивной стадии высокометаморфизованных руд и не проявившегося столь же широко в менее метаморфизованных бокситах, поскольку условия диафтореза отвечают устойчивости диаспора. Однако и в диаспоровых бокситах присутствие гиббсита, фиксируемого по данным рентгенометрического анализа и ИКС, может указывать на незначительный диафторез, проявившийся в виде гиббситизации диаспора.

ПОРОДЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ДИАСПОРОВЫМИ БОКСИТАМИ

Эту группу пород составляют амфиболиты, гранатиты, хлорититы, корундиты, шпинелевые породы и своеобразные метаморфические образования первично терригенного происхождения с карбонатным цементом. Горизонты амфиболитов, как правило, располагаются в низах разреза рудосодержащего докембрия, иногда переслаиваясь с бокситами и их метаморфизованными аналогами. Хлорититы тесно связаны с диаспоровыми бокситами, образуют с ними переслаивающиеся и взаимно выклинивающиеся пласты. Остальные петрографические разновидности пород тяготеют к верхним частям разреза, хотя могут встречаться на разных уровнях.

Амфиболиты

Амфиболиты представляют собой крупно- и среднезернистые породы черного цвета, иногда состоящие из почти мономинерального амфибола, что особенно характерно для крупнозернистых разностей. В этом случае они по минеральному составу и текстуре приближаются к горнблендитам. В отдельных случаях можно наблюдать постепенные переходы от крупнозернистых (размером до 1 см) почти мономинеральных амфиболитов к мелкозернистым. Причем в мелкозернистых разностях, наряду с амфиболом, появляется переменное количество моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового ряда. Размер зерен моноклинного пироксена также не постоянен и наряду с крупными отмечаются мелкие идиоморфные зерна. На поверхности выветривания амфиболитов клинопироксен обычно фиксируется по более светлой, коричневой окраске. Кроме амфибола и моноклинного пироксена, в амфиболитах в небольших количествах отмечается плагиоклаз, замещающий пренитом. Последний иногда слагает жилки, секущие амфиболиты. В амфиболитах «безрудного» докембрия пренит так же встречается, как вторичный минерал, развивающийся по плагиоклазу. Анализ подобного пренита приведен ниже: SiO_2 — 43,94, TiO_2 — 0,01, Al_2O_3 — 22,90, Cr_2O_3 — 0,02, FeO — 0,06, MnO — не обн., MgO — не обн., CaO — 27,52, Na_2O — не обн., K_2O — не обн., NiO — 0,01, H_2O^+ — 4,30 (расчетная, согласно стехиометрии), сумма — 98,77 вес.%. Кристаллохимическая формула: $\text{Si} - 3,060$, $\text{Al}^{\text{IV}} - 0,940$, $\text{Al}^{\text{VI}} - 0,940$, $\text{Ti} - 0,001$, $\text{Fe}^{+2} - 0,004$, $\text{Cr} - 0,001$, $\text{Ca} - 2,054$, $\text{OH} - 4,00$. Как видно, пренит имеет почти теоретический состав с минимальным содержанием примесей. В отдельных образцах амфиболитов в значительных количествах присутствует клиноцоизит с аномальными цветами интерференции. Акцессорные минералы, присутствующие в этих породах, сложены главным образом ильменитом, по периферии которого развивается сфен. Реже отмечаются сульфиды.

Кроме перечисленных минералов, в амфиболитах в переменных количествах отмечается графит, максимальное количество которого не превышает 2—3% объема породы. Графит в виде изогнутых пластинок обычно облегает зерна амфиболов. В отдельных образцах амфиболитов фиксируется гранат. Амфибол представлен бурой роговой обманкой, плеохрозирующей в буро-коричневых тонах (N_g — светло-коричневая до бесцветной, N_p — коричневая) с небольшим углом погасания ($cN_g = 14^\circ$). Зерна амфибола широко призматические и вытянутые, часто образуют в породе директивные структуры, благодаря чему отмечается сланцеватость. Вместе с тем наблюдаются амфиболиты, в которых амфибол представлен изометричными зернами, без всяких признаков директивности. Вторичные изменения амфиболитов, помимо замещения бурой роговой обманки зеленым лучистым амфиболом (актинолит), пренитизации и цоититизации плагиоклаза, проявляются также в хлоритизации главных породообразующих минералов. Судя по аномальным цветам интерференции хлорита, прямому угасанию и отсутствию плеохроизма, хлорит больше всего отвечает разновидности группы пеннин — клинохлор.

Таким образом, парагенезис амфиболитов, ассоциирующих с диаспоровыми бокситами, представлен следующим набором минералов: Амф ± КлПи + Ил ± Пл ± Кц ± Гр ± Сульфиды + Грф. Остальные минералы (зеленый Амф, Пр, Хл, Сф) представляют собой продукты диафтореза амфиболитов.

Поскольку бурый амфибол является типоморфным минералом как амфиболитов рудосодержащего, так и амфиболитов «безрудного» докембрия, были изучены амфиболы из обеих толщ для их сопоставления по составу и условиям метаморфизма. Согласно рентгенометрическим данным (табл. 7) и ИКС (рис. 18), амфиболы из рудосодержащего и «безрудного» докембрия характеризуются одинаковыми структурными особенностями,

Результаты рентгенометрического анализа амфиболов*

J		$\frac{d}{n} \alpha, \text{Å}$		Фаза	J		$\frac{d}{n} \alpha, \text{Å}$		Фаза
1922 ^B	1897	1922 ^B	1897		1922 ^B	1897	1922 ^B	1897	
10	—	14,4	—	Хлорит	28	11	2,39	2,39	Хлорит
35	13	9,1	9,06		28	27	2,35	2,35	
100	100	8,55	8,52	9	5	2,31	2,309		
30	—	7,14	—	20	22	2,17	2,174		
9	9	5,13	5,15	9	9	2,06	2,055		
7	7	4,95	4,97	16	23	2,024	2,024		
16	—	4,76	—	8	—	2,010	—		
18	10	4,55	4,54	20	11	1,896	1,896		
17	12	4,23	4,23	16	10	1,820	1,820		
6	—	3,90	—	5	8	1,688	1,687		
20	—	3,56	—	22	24	1,652	1,655		
16	15	3,40	3,40	10	11	1,640	1,642		
70	54	3,29	3,29	11	10	1,620	1,625		
100	100	3,14	3,14	20	16	1,590	1,590		
—	7	—	3,01	4	4	1,565	1,565		
15	22	2,96	2,95	9	6	1,543	1,541		
90	70	2,82	2,82	5	—	1,522	—		
16	20	2,74	2,75	13	100	1,504	1,506		
50	42	2,71	2,72	3	4	1,475	1,475		
23	18	2,60	2,61	6	8	1,460	1,460		
16	12	2,56	2,56	30	30	1,441	1,443		

* Условия съемки: Си — антикатод; УРС — 50 ИМ; J=10 мА; V=35 кВ.

отражающими близость составов амфиболов из этих толщ. Нужно отметить, что парагенезисы и вторичные изменения амфиболов из рудосодержащего и «безрудного» докембрия идентичны. Близки и оптические свойства амфиболов из сравниваемых амфиболитов. Для определения минерального вида амфиболов и их химического состава было проанализировано четыре амфибола из следующих пород:

1922^B — рудосодержащий докембрий, крупнозернистый амфиболит состава Амф + Хл + Пр + Ил + Сф + Грф.

1897 — «безрудный» докембрий, крупнозернистый амфиболит состава: Амф + Гр + Пл + КлПи + Пр + Ил + Сф + Грф.

1893^ж — «безрудный» докембрий, среднезернистый амфиболит состава: Амф + Гр + Пл + Хл + Сф + Ил + Гет + Грф.

1900^B — рудосодержащий докембрий, метаморфическая порода терригенного происхождения с кальцитовым цементом состава: Амф + КлПи + Хл + Грф + Кц + Ка.

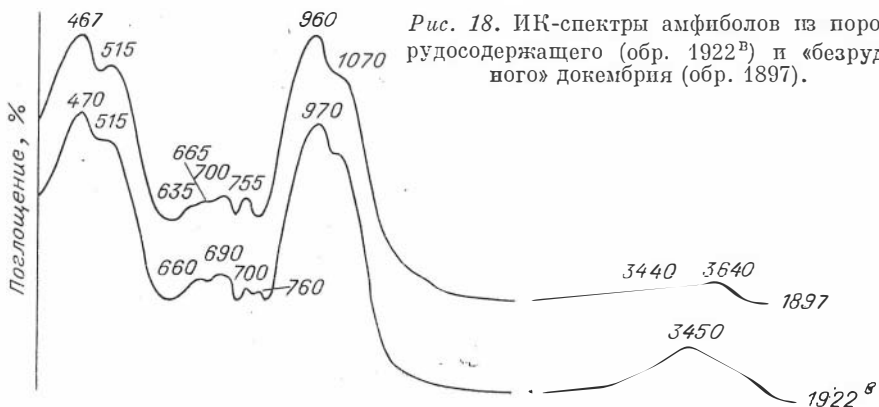


Рис. 18. ИК-спектры амфиболов из пород рудосодержащего (обр. 1922^B) и «безрудного» докембрия (обр. 1897).

Состав амфиболов, вес. %

Компонент	Образец				Компонент	Образец			
	1922 ^В	1897	1893 ^{ЖК}	1900 ^В		1922 ^В	1897	1893 ^{ЖК}	1900 ^В
SiO ₂	41,86	44,38	45,33	51,02	<i>Количество катионов в пересчете на 24(0)</i>				
TiO ₂	1,83	2,06	1,34	0,12	Si	6,296	6,637	6,719	7,253
Al ₂ O ₃	14,15	11,77	11,99	7,94	Al ^{IV}	1,704	1,363	1,281	0,747
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	н.о.	0,07	Al ^{VI}	0,805	0,712	0,814	0,583
FeO	13,75	14,12	14,48	8,51	Ti	0,207	0,232	0,149	0,013
MnO	0,18	0,23	0,14	0,10	Cr	0,004	0,002	—	0,008
MgO	9,84	9,52	9,68	15,65	Fe ⁺²	1,730	1,766	1,795	1,012
CaO	11,83	12,04	12,26	13,39	Mn	0,023	0,029	0,018	0,012
Na ₂ O	2,14	1,53	1,02	0,45	Mg	2,206	2,122	2,138	3,316
K ₂ O	0,50	0,83	0,82	0,21	Ca	1,907	1,929	1,947	2,040
NiO	0,02	0,01	0,03	0,02	Na	0,624	0,444	0,293	0,124
H ₂ O ⁺	1,99	2,00	2,02	2,11	K	0,096	0,158	0,155	0,038
					ΣAl	2,509	2,075	2,095	1,330
					OH	2,00	2,00	2,00	2,00
					Fe ⁺³	0,449	0,466	0,397	0,249
					Fe·100, %	43,95	45,42	45,64	23,38
					Fe+Mg				
С у м м а . .	98,12	98,51	99,11	99,59					

Примечание. Количество Fe⁺³ рассчитано из предположения, что соотношение двух- и трехвалентного железа в амфиболе соответствует соотношению этих катионов в породе. Приведено в качестве иллюстрации возможного содержания окисного железа и в сумму катионов не включено. Вода рассчитана согласно стехиометрии. Анализ выполнен на микроанализаторе «IXA-5A» Л. Н. Поспеловой.

По химическому составу (табл. 8) амфиболы из рудосодержащего и «безрудного» докембрия, за исключением амфибола из метаморфической породы терригенного происхождения (который далее не будем рассматривать, так как не известен его первоначальный парагенезис), характеризуются высоким общим содержанием глинозема и высоким содержанием алюминия в шестерной координации. Близость состава амфиболов указывает на одинаковые условия метаморфизма амфиболитов в отмеченных группах пород и говорит о том, что эти условия соответствуют эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Появление в кристаллических сланцах «безрудного» докембрия ставролита и силлиманита (чаще фибролит), вероятно, будет отвечать низам эпидот-амфиболитовой фации. Возможно, нижние части метаморфической толщи метаморфизованы в более высокотемпературной области, отвечающей средней части эпидот-амфиболитовой фации. Приведенные нами составы амфиболов не противоречат данному высказыванию и согласуются с результатами статистического изучения составов амфиболов и различных фаций метаморфизма [Костюк, 1970]. По составу изученные амфиболы отвечают роговым обманкам (Дир и др., 1965), а наличие в них титана дает основание рассматривать их как титанистые роговые обманки. На рис. 19 наглядно показано расположение фигуративных точек амфиболов в поле роговой обманки. Повышенное содержание алюминия в образце 1922^В, по сравнению с амфиболами из «безрудного» докембрия, вероятно, обусловлено более высокоглиноземистым составом исходных пород, подвергавшихся метаморфизму. Это подтверждается данными химического состава амфиболов из пород одинаковой фации метаморфизма, но различного состава по глинозему [Костюк, 1970; Лепезин, 1978].

Приведенные данные по составу амфиболов и результаты изучения петрографического состава амфиболитов показывают, что последние как в рудосодержащем, так и «безрудном» докембрии имеют одинаковый фазовый состав. Составляющая основной объем амфиболитов роговая обманка

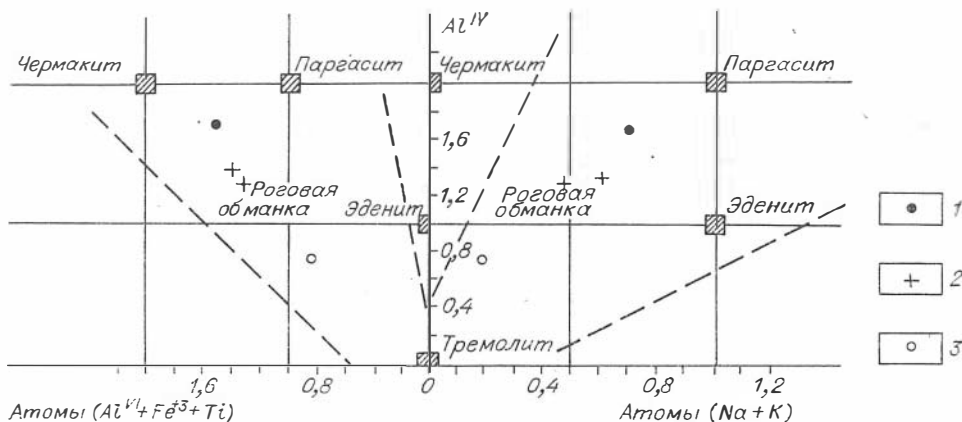


Рис. 19. Состав амфиболитов из метаморфических пород хр. Ихэ-Дариби [Дир и др., 1965].

1 — амфиболит-рудосодержащий докембрий; 2 — амфиболит-«безрудный» докембрий; 3 — метаморфическая порода терригенного происхождения.

и в рудосодержащем, и в «безрудном» докембрии имеет близкий состав. То же можно сказать и о характере вторичных изменений в сравниваемых амфиболитах. Сопоставление амфиболов из различных фаций метаморфизма по составу [Костюк, 1970] показывает отличие изученных амфиболов от кальциевых амфиболов зеленосланцевой фации метаморфизма и близость к амфиболам более высоких по температуре ступеней метаморфизма, которые, по нашему мнению, отвечают низам эпидот-амфиболитовой фации. Как уже говорилось, нижние части разреза докембрийских образований, вероятно, метаморфизованы по температуре в условиях средней части эпидот-амфиболитовой фации [Ценежискас, 1977]. Отмеченный вывод подтверждается также данными по изучению гранатов из амфиболитов «безрудного» докембрия, о чем будет сказано ниже.

Гранатиты

По внешнему виду гранатиты напоминают обломочную породу серого, серо-зеленоватого или розового цвета, обладающую высокой плотностью. Помимо главного компонента — граната, в гранатитах всегда присутствует графит, количество которого достигает 5—10% общего объема породы. Нередко также в составе гранатитов обнаруживается корунд и ассоциирующий с ним диаспор. Встречается также хлорит, реже антигорит (диагностируемый по данным инфракрасной спектроскопии), рутил, гетит, иногда лейкоксенизированные зерна сфена и, по данным рентгенометрического анализа, отмечаются следы каолинита. Иногда среди гранатитов встречаются зерна амфибола, плеохроирующего в слабо-голубоватых тонах.

Гранатиты в виде отдельных горизонтов, мощностью до 5 м, а чаще в виде маломощных прослоев чередуются с пластами диаспоровых бокситов и хлорититов в верхней части разреза рудосодержащего рифея.

Входящие в состав гранатитов пластинки графита размерами 2—3 мм имеют округлые очертания. На плоскостях спайности в них часто выдержана штриховка в трех направлениях, пересекающаяся под углом 60°. Графит распределен в породе неравномерно и обычно образует вытянутые субпараллельные макроскопические скопления, придавая породе полосчатую текстуру. Корунд в гранатитах встречается в виде неправильных, лапчатых по форме зерен и их агрегатов, иногда образует шестиугольной формы кристаллы. Он окрашен в различные оттенки сине-голубого цвета, от ярко-синего до светло-голубого и плеохроирует в тех же тонах. В зер-

Химический состав гранатов, вес. %

Компонент	Образец				Компонент	Образец			
	2332 ^Д	1849	1897	1897-1		2332 ^Д	1849	1897	1897-1
SiO ₂	40,83	40,77	39,01	38,15	<i>Количество катионов в пересчете на 12(0)</i>				
TiO ₂	0,08	0,10	0,13	0,14	Si	3,051	3,039	3,036	2,985
Al ₂ O ₃	21,45	21,92	20,89	20,89	Ti	0,004	0,006	0,008	0,008
Cr ₂ O ₃	0,01	0,07	0,04	0,03	Al	1,889	1,925	1,916	1,927
FeO	22,30	23,41	25,25	26,03	Cr	0,001	0,004	0,002	0,002
MnO	0,61	0,40	1,53	1,42	Fe ⁺²	1,393	1,459	1,643	1,703
MgO	12,29	12,33	4,81	5,07	Mn	0,039	0,025	0,101	0,094
CaO	2,91	2,07	8,80	8,72	Mg	1,369	1,369	0,558	0,591
Na ₂ O	0,30	He	He	He	Ca	0,233	0,165	0,734	0,731
NiO	0,03	0,02	0,05	0,02	Na	0,043	—	—	—
					Пироп	45,32	45,47	18,47	19,24
С у м м а . . .					Альмандин	45,65	48,22	53,89	53,91
					Спессартин	1,29	0,83	3,34	3,06
					Гроссуляр	7,05	5,11	23,60	21,45
					Андратит	0,69	0,37	0,70	2,34
					Fe-100	50,43	51,59	74,65	74,24
					Fe+M %				

Примечание. 2332^Д, 1849 — гранаты из гранат-графитовых пород; 1897, 1897-1 — гранаты из гранатовых амфиболитов. Количество андратита вычислено на основании избытка кальция в сумме двухвалентных катионов. Анализ выполнен на микроанализаторе «ХА-5А» А. И. Кузнецовой.

нах корунда наблюдаются полисинтетические двойники и спайность в двух направлениях, пересекающаяся под углом 90°. Сопровождающий корунд диаспор образует тонкозернистый агрегат либо, реже, встречается в виде отдельных довольно крупных зерен. На контактах зерен корунда и диаспора с гранатом всегда фиксируется кайма скрытокристаллического полуморфного хлорита, подтверждаемого данными рентгенометрического анализа. Мощность хлоритовой каймы прямо коррелируется с размером зерен корунда или мощностью слоев корундовых обособлений. Чем больше мощность корундового прослоя, тем мощнее зона, сложенная хлоритом. В случае диаспоровых прослоев хлоритовая зона, как правило, небольшой мощности. Хлорит замещает гранат по периферии зерен, а также выполняет многочисленные разно направленные трещины в гранате.

Обращает на себя внимание состав граната. По данным рентгенометрического анализа, гранат представлен альмандин-пироповой разновидностью. Результаты исследования состава граната на микрозонде отражены в табл. 9. В этой же таблице для сравнения приведены составы гранатов из гранатовых амфиболитов «безрудного» докембрия. Составы сравниваемых гранатов резко отличаются по содержанию магния и кальция.

При нанесении результатов анализа на диаграмму составов в координатах пироп — (альмандин + спессартин) — (гроссуляр + андратит + уваровит) (рис. 20) гранаты из гранатов попадают в поле гранулитовой фации метаморфизма, а гранаты из гранатовых амфиболитов — в поле амфиболитовой фации [Соболев, 1964]. Гранаты из гранатовых амфиболитов состоят преимущественно из альмандин с примесью гроссулярового и пиропового компонентов, присутствующих примерно в равных количествах. Кроме того, в их составе отмечаются спессартин и андратит. Эти гранаты обладают высокой железистостью. По величине и соотношению входящих в их состав компонентов гранаты из гранатовых амфиболитов «безрудного» докембрия ближе всего отвечают гранатам из метаморфических толщ эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма или близки к ним [Метаморфические комплексы..., 1977; Лепезин, 1978].

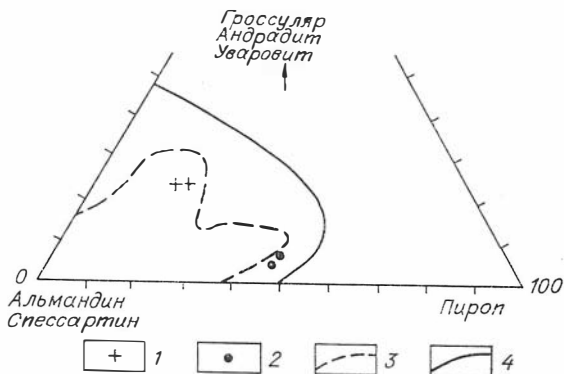


Рис. 20. Состав гранатов из метаморфических пород хр. Ихэ-Дариби.

1 — гранатовые амфиболиты («безрудный» докембрий); 2 — гранатиты (рудосодержащий докембрий); 3 — граница состава гранатов амфиболитовой фации метаморфизма; 4 — граница состава гранатов гранулитовой фации метаморфизма.

Совершенно иная картина вырисовывается при сопоставлении гранатов из гранатитов с составами гранатов из различных фаций метамор-

физма [Соболев, 1964; Фации..., 1970; *Метаморфические комплексы...*, 1977; Лепезин, 1978]. Прежде всего бросается в глаза очень высокое содержание пиропового компонента, что характерно только для образований метаморфических фаций повышенных давлений и температур [Соболев, 1964]. При этом, как следует из компонентного состава граната из гранатитов и данных, приведенных в работе Добрецова и др. [Фации..., 1970], характеризующие гранаты по величине железистости и содержанию пиропа представляют почти предельный случай составов, встречающихся среди пород гранулитовой фации метаморфизма. Если сопоставить состав гранатов из гранатитов с приводимыми в литературе составами гранатов из метаморфических фаций, то окажется, что аналогами гранатов из гранатитов (хр. Ихэ-Дариби) будут гранаты, содержащиеся в метаморфических породах фундамента древних платформ: Анабарского щита [Лутц, Копанева, 1968; Лутц, 1974], Шарыжалгайской глыбы протерозоя [Хлестов, 1964], Ангаро-Канского горста [Серенко, 1973] и других регионов [Соболев, 1964]. Насколько известно авторам, гранаты подобного состава не встречаются среди геосинклинальных метаморфических комплексов, за исключением расположенных среди них выступов древнего фундамента. Следует отметить также, что аналоги наших гранатов в упомянутых выше районах находятся в парагенезисах с кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, силлиманитом, биотитом, гиперстеном и сапфирином. В нашем случае гранат находится в ассоциации с рупилом, графитом, который мы рассматриваем как продукт метаморфизма органического вещества. Этот вопрос будет обсужден ниже.

Таким образом, геологические данные, как, например, переслаивание гранатитов с диаспоровыми бокситами или их метаморфическими аналогами и хлорититами, послойное обогащение гранатитов графитом, а также очевидное несоответствие степени метаморфизма пород, обнаженных в настоящее время в поле докембрия хр. Ихэ-Дариби (эпидот-амфиболитовая фация), со степенью метаморфизма залегающих в этом же протерозое гранатитовых слоев (по составу граната — гранулитовая фация), позволяют нам с большой вероятностью рассматривать гранатиты в качестве терригенных образований (захороненные продукты размыва более древних пород, предшествовавших докембрийским образованиям, претерпевшим метаморфизм в условиях гранулитовой фации). Этот вывод подтверждается выявленными особенностями состава минералов из горизонтов своеобразных грубообломочных пород с карбонатным цементом, входящих в состав рудосодержащего протерозоя. В этих породах, как будет показано ниже, состав обломков моноклинного пироксена сопоставляется с составом клинопироксена из гранулитов. Напомним также, что метаморфические образования гранулитовой фации известны в выступах протерозоя среди каледонских складчатых структур Центральной и Северной Мон-

голии [Кебезинскас и др., 1976]. Остается не полностью ясной причина сохранности граната пироп-альмандинового состава в процессе диафто-реза, но этот вопрос мы обсудим ниже.

Хлорититы

Данные породы широко распространены среди толщ рудосодержащего докембрия. Как уже говорилось выше, они переслаиваются, взаимно выклиниваясь с диаспоровыми бокситами, гранатитами, существенно корундовыми породами, а также встречаются в виде обломков в метаморфических породах терригенного происхождения. Кроме того, хлорититы на восточном участке слагают жилы в существенно шпинелевых породах, при этом в ассоциации с жильными хлорититами всегда присутствуют диаспоровые бокситы. Нужно отметить, что на исследуемом месторождении хлорит очень распространен и присутствует в переменном количестве практически во всех рудах и породах рудосодержащего докембрия. Широко представлены и различные типы хлоритов, среди которых значительно распространены 7А хлориты-септехлориты. Последние встречаются в виде обогащенных этим хлоритом прослоев в парагенезисе с диаспором среди обычных магнезиально-железистых хлорититов (рис. 21, а, б) подсемейства дисептехлоритов по А. А. Годовикову (1975). Судя по белой окраске и низкому показателю преломления, хлорит в парагенезисе с диаспором в виде прослоев среди хлорититов, сложенных обычным хлоритом, представлен наиболее магнезиальной разновидностью септехлорита. Кроме прослоев, обогащенных магнезиальным септехлоритом, этот тип хлорита слагает жилы среди существенно корундовых и шпинелевых пород, а также как примесь входит в состав диаспоровых бокситов.

Среди хлорититов выделяются различные минеральные ассоциации, в которых хлорит занимает основной объем породы, а все другие минералы составляют, как правило, первые проценты, за исключением графита, количество которого в хлорититах иногда составляет почти половину объема. Макроскопически хлорититы представляют собой мелкозернистые, средне- и крупнозернистые породы, однако встречаются различия скрытокристаллические, в которых зернистость вообще не устанавливается макроскопически, а их кристаллическое строение фиксируется при изучении шлифов. В зависимости от структуры, минерального состава и связанной с ним окраски все хлорититы можно разделить на несколько типов, которые мы охарактеризуем в отдельности.

Хлорититы зеленого цвета, аморфноподобные с отдельными выделениями графита наиболее широко представлены на первом западном участке месторождения. В этих хлорититах изредка наблюдается зональность по структуре на контакте с диаспоровыми бокситами. В этом случае непосредственно с бокситами контактируют плотные скрытокристаллические разновидности хлорититов зеленого цвета с отдельными зернами графита. Мощность этой зонки от 1 до 5 см. Далее от бокситов хлорититы становятся зернистыми, в них намечается расщеповка и еще дальше они уже представляют хлоритовые сланцы с темными бесформенными выделениями графита на плоскостях сланцеватости. Окраска их из зеленой становится светло-серой. Такая же зональность, только меньшей мощности наблюдается вокруг обломков диаспоровых бокситов среди хлорититов, при этом в шлифе из аморфноподобной зоны наряду со скрытокристаллическим хлоритом фиксируется диаспор, количество которого в отдельных случаях значительно. Реже в этих участках наблюдается гидрослюда в ассоциации с графитом, причем гидрослюда обычно локализуется в местах перегиба чешуек графита.

Наиболее редкий тип *хлорититов белого цвета* встречается в виде жилок небольшой мощности или в виде маломощных налетов на существ-

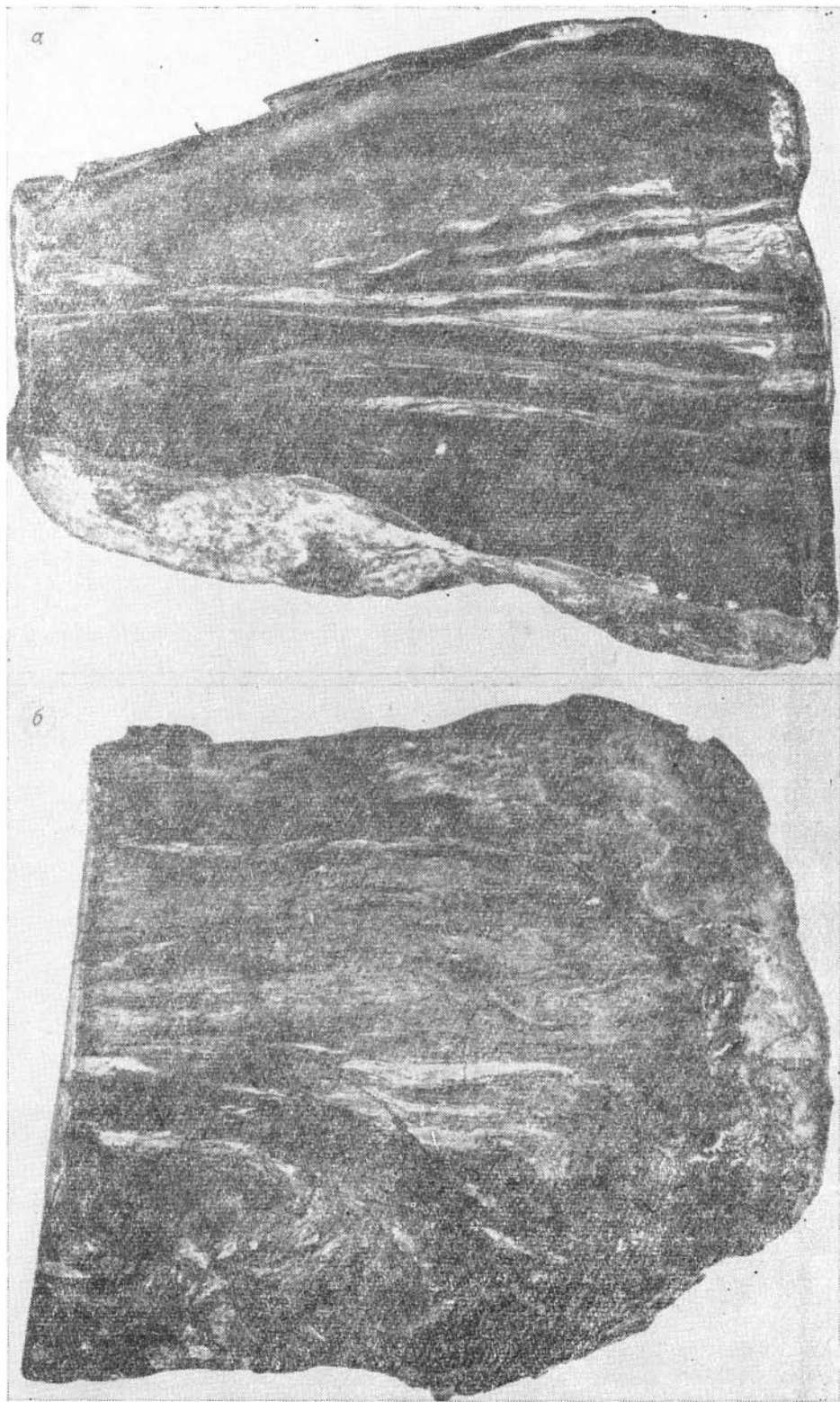


Рис. 21.

a — тонкое переслаивание прослоев, сложенных септехлоритом, с незначительной примесью диаспора (белое), с бокситами (темное). Справа внизу виден микросборос с амплитудой около 1 см. Обр. 2150-2, нат. величина; *б* — характер деформации переслаивающихся хлоритов и бокситов. Обр. 1919^a, нат. величина.

Химический состав септехлоритов, вес. %

Компонент	Образец			
	1900 ^a	1671 ^a	1918 ^c	1671 ^{a-1}
SiO ₂	20,13	22,76	21,61	20,13
TiO ₂	0,01	0,02	Не обн.	0,08
Al ₂ O ₃	31,20	27,97	32,20	25,63
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02
FeO	19,62	18,32	10,40	24,98
MnO	0,08	0,11	0,02	0,13
MgO	15,95	18,62	22,22	17,65
CaO	0,02	0,01	0,02	0,26
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,02
H ₂ O ⁺	11,63	11,84	12,16	11,42
С у м м а	98,63	99,65	98,63	100,32

Количество катионов в пересчете на 10(O)

Si	2,077	2,306	2,131	2,114
Al ^{IV}	1,923	1,694	1,869	1,886
Al ^{VI}	1,871	1,646	1,873	1,287
Fe ⁺²	1,692	1,552	0,858	2,194
Mg	2,452	2,812	3,265	2,763
Mn	0,007	0,009	0,002	0,012
Ti	0,001	0,002	—	0,006
Ca	0,002	0,001	0,002	0,029
Cr	—	—	—	0,002
ОН	8,00	8,00	8,00	8,00
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe+Mg}, \%$	40,83	35,56	20,81	44,26

Примечание. H₂O⁺ — расчетная, согласно стехиометрии. Железо — общее в форме FeO. Анализ выполнен на микроанализаторе «ИХА-5А» Л. Н. Поспеловой.

венно корундовых и корунд-диаспоровых породах. По внешнему виду кристаллы хлорита, слагающие эти образования, напоминают мусковит. Это правильной формы столбчатые кристаллы в виде шестиугольной усеченной пирамиды с размером кристаллов до 1 см в поперечнике. На поверхности кристаллы хлорита из-за процессов выветривания обычно зонально окрашены. Центральная часть таких кристаллов светло-зеленая, а периферия белая. На просвет кристаллы белого хлорита прозрачны. В отличие от слюд легкогибаются без остаточных упругих деформаций. Согласно данным рентгенометрического анализа и ИКС, белый хлорит представлен септехлоритом. Анализ такого хлорита приведен в табл. 10 (образец 1918^e). Эти же белые хлориты встречаются и в качестве прослоев среди коричневых хлоритов, сложенных обычным магнезиально-железистым хлоритом.

В отличие от хлорититов зеленого и белого цвета *хлорититы серого цвета* встречаются в больших количествах. Сложены они хлоритом ряда пеннин — клинохлор, характеризующегося положительным удлинением, аномальными цветами интерференции, отсутствием плеохроизма и прямым погасанием. В подчиненном количестве присутствует графит в виде чешуек размером до двух миллиметров, в ассоциации с которым обычно в тесном срастании находится гидрослюда. Кроме того, в них отмечаются зерна и обломки агрегатов зерен амфибола, клиноцоизита, сфена, циркона, микрочжилки и бесформенные выделения гетита. Эти хлориты характеризуются четкой сланцеватой текстурой и слагают среди диаспоровых бокситов невыдержанной мощности (до 5—10 м) пласты.

Незначительно распространены и выделяемые нами *хлорититы черного цвета*, окраска которых обусловлена присутствием большого количества графита. Этот тип хлоритита — переходный от серых хлорититов к диаспоровым бокситам, их минеральный состав представлен темно-зеленым хлоритом, графитом (до 30% по объему), в меньших количествах присутствуют корунд в ассоциации с диаспором, циркон и сфен. Текстура породы ярко выраженная сланцеватая, в ней зерна хлорита и графита ориентированы по сланцеватости, а корунд с диаспором образуют прослой (до 1 мм), согласные со сланцеватостью. Интересно, что зерна циркона и сфена также прослеживаются по сланцеватости, отражая таким образом первично осадочное происхождение породы. Следует отметить обломочный, окатанный характер как сфена, циркона в черных хлорититах, так и упоминавшихся выше зерен амфибола в серых хлорититах. Последнее обстоятельство также подтверждает первично осадочную природу хлорититов, вероятно, представленных изначально глинами с примесью более крупного песчаного терригенного материала. Черные хлорититы также встречаются в виде обломков в грубообломочных терригенных породах, сцементированных кальцитовым цементом, но в их составе преобладает графит при подчиненной роли хлорита.

Самая распространенная разность хлорититов, переслаивающихся с диаспоровыми бокситами, — плотные полосчатые *темно-коричневого цвета хлорититы* со светлыми прослоями, сложенными септехлоритом и диаспором по отдельности или вместе. Темно-коричневая окраска этих хлорититов обусловлена присутствием мелкораспыленных окислов и гидроокислов железа и, вероятно, органического вещества. Для их состава характерно присутствие обломков различного размера хромшпинелидов, устанавливаемых по коричневой окраске в прозрачных шлифах, аналогичной окраске аксессуарных хромшпинелидов из гипербазитов Алагульского массива (рис. 22). Видны многочисленные, частично потерявшие свои первоначальные морфологические очертания, обломки бокситов, сложенные преимущественно мелкозернистым диаспором. Породы сильно катаклазированы, рассланцованы, повсеместно видны макро- и микросбросы. По зонам нарушения в хлорититах активно развиваются гидроокислы железа, вероятно, в зоне окисления этих пород. На некоторых участках это выражается в формировании жилок и крупных выделений гидрогетита в основной мелкозернистой существенно хлоритовой массе. Наряду с хлоритом, по рентгенометрическим данным и ИКС, в окисленных участках породы фиксируются полевой шпат и карбонат.

Квантометрический анализ показал следующее содержание компонентов в этой окисленной породе (вес. %): $\text{SiO}_2 = 13,50$, $\text{MnO} = 0,23$, $\text{TiO}_2 = 2,44$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14,20$, $\text{MgO} = 6,25$, $\text{CaO} = 0,17$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 34,50$. Состав гидроокислов железа приведен в табл. 11, где наряду с железом отмечено присутствие значительного количества кремния. Зоны, обогащенные гидроокислами железа, в хлорититах напоминают «железную шляпу», обычно проявляющуюся в зонах окисления. Гидрогетит представляет собой колломорфные, ноздреватой поверхности образования, поры которых выполнены радиально-лучистым карбонатом и халцедоном.



Рис. 22. Зерно хромшпинелида в хлорите (стрелка слева вверх). Темное — смесь гидроокислов железа, септхлорита и диаспора. Справа внизу — диаспоровый боксит. Шлиф 1919^б, проходящий свет, ув. 50.

В шлифах видна отчетливая зональная окраска гидрогетита, меняющаяся от светло-коричневой до черной непрозрачной (рис. 23). Данные ИКС и термический анализ подтверждают принадлежность его к гидрогетиту (рис. 24, 25). На термограмме гидрогетита фиксируются два типа воды.

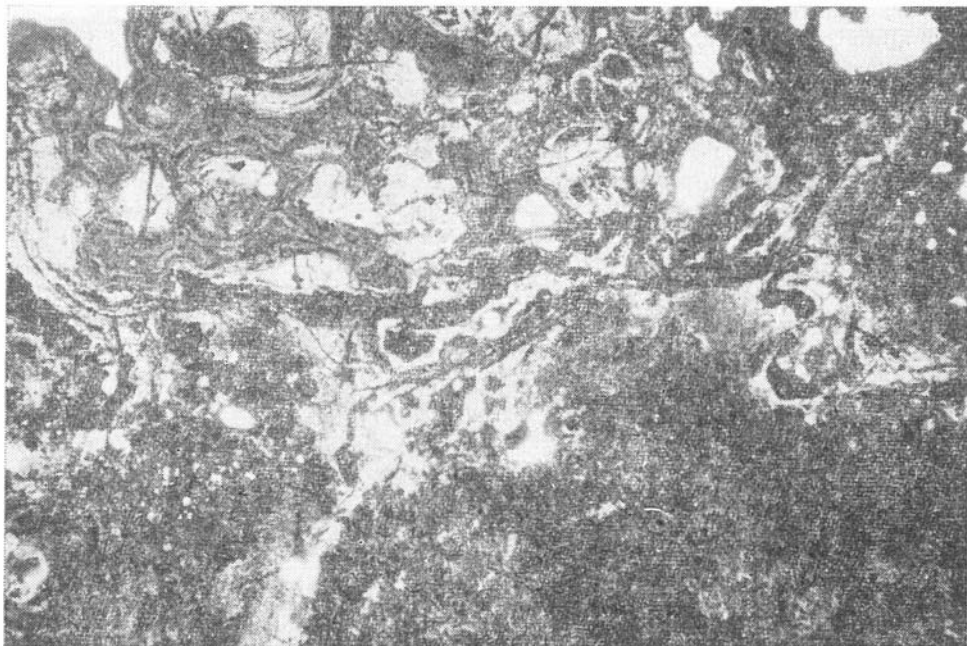


Рис. 23. Колломорфный гидрогетит из зоны окисления. Шлиф 2030^д, проходящий свет, ув. 50.

Таблица 11

Химический состав гидрогетита и гетита

Компонент	Образец		
	2030 ^Д гидрогетит	1918 ^Г гетит	Коэффици- циент
SiO ₂	8,46	1,01	0,059
TiO ₂	0,07	0,09	0,004
Al ₂ O ₃	1,23	0,20	0,014
Cr ₂ O	0,09	0,10	0,005
Fe ₂ O ₃	78,58	86,41	3,778
MnO	0,24	0,12	0,006
MgO	0,27	1,84	0,159
CaO	0,29	0,25	0,016
NiO	0,10	0,10	—
H ₂ O	11,46	10,32	4,00
Сумма	100,39	100,34	

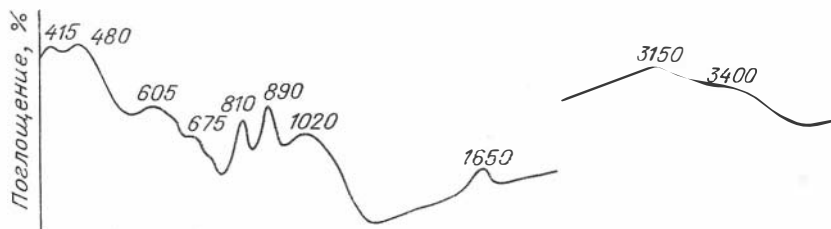
Примечание. В образце 2030^Д вода определена химическим путем; за счет присутствия кристаллизационной воды сумма должна быть увеличена. В образце 1918^Г — вода расчетная, согласно стехиометрии. Анализы выполнены на микроанализаторе «ГХА-5А» А. И. Кузнецовой.

тально меньших количествах, чем в гидрогетите), содержание магния повышено почти до 2%. В этой же зоне окисления среди обохренных хлоритов встречаются единичные мелкие кристаллики гипса. Образование гетита и гидрогетита отражает вторичный наложенный характер изменения хлоритов, который проявляется незначительно и на бокситах, о чем говорилось при характеристике диаспоровых бокситов.

Последняя группа хлоритов, выделенная нами, представлена крупнозернистыми светло- и темно-зелеными породами, развивающимися в виде жил в существенно шпинелевых и корундовых породах. Эти хлориты практически сложены мономинеральным хлоритом с незначительной примесью магнетита и диаспора. В качестве вторичных изменений в небольших количествах развиваются гидроокислы железа. Хлорит представлен септехлоритом типа амезита и образует в породе пластинчатые кристаллы размером до 1 см. Зерна хлорита сильно деформированы, изогнуты, в них обычны деформационные двойники и волнистое погасание. По спайности (главным образом) и трещинкам развиваются гидроокислы железа — от светло-желтых до коричневых. Образование септехлоритовых жильных

Первый тип — вода конститационная, выделяется при высокой температуре, занимает основной объем. Второй тип — вода кристаллизационная, выделяющаяся при низкой температуре (рис. 25).

Для изучения состава гидрогетита был выполнен его анализ на рентгено-спектральном анализаторе (см. табл. 11). Результаты получены довольно необычные. Так, наряду с железом, которое согласно химическому анализу породы, сложеной гидрогетитом (см. табл. 20), представлено только окисной формой, здесь присутствует заметное количество алюминия и необычно высокое кремнезема. Изоморфизм остальных элементов в структуре гидрогетита проявлен незначительно. Из оптических особенностей, кроме зональной окраски в коричневых тонах и отсутствия плеохроизма, ничего не проявляется. Гетит встречен в этой же зоне окисления в виде небольшой щетки с размером кристаллов 2—3 мм на карбонат-хлоритовой породе. Последняя в виде жилики мощностью около 5 см рассекает хлориты. Кубическая форма кристаллов с поперечной штриховкой на гранях свидетельствует о том, что гетит является псевдоморфозой по пириту. В составе гетита присутствует также кремнезем (в значи-

Рис. 24. ИК-спектр гидрогетита, обр. 2030^Д.

пород связывается нами, как уже отмечалось выше, с диафорическими изменениями высокометаморфизованных аналогов бокситов на регрессивной стадии метаморфизма.

На основании приведенных данных, характеризующих хлорититы Алагульского месторождения, отметим следующее.

1. На данном месторождении широко развиты хлорититы, которые по своему минеральному составу, структуре и окраске подразделяются на шесть основных типов:

а) зеленые хлорититы, скрытокристаллические, обнаруживающие иногда зональное строение в разрезе;

б) белые хлорититы, сложенные септехлоритом, слагающие прослой и мелкие выделения среди других типов хлорититов и метаморфизованных аналогов бокситов;

в) серые хлорититы, в которых зерна минералов и их агрегаты имеют обломочный характер;

г) черные хлорититы с тонкими прослоями корунда с диаспором и окатанными зернами сфена и циркона — переходная разность от серых хлорититов к диаспоровым бокситам;

д) темно-коричневые хлорититы, составляющие основной объем на месторождении, с обломками зерен хромшпинелидов и диаспоровых руд и с прослоями белых хлорититов и диаспоровых бокситов;

е) крупнозернистые светло- и темно-зеленые хлорититы, образующие жилы в метаморфизованных аналогах диаспоровых бокситов с признаками гидротермальной переработки.

2. Основная масса хлорититов имеет отчетливые признаки первично осадочного происхождения: полосчатые текстуры, тонкое переслаивание различного типа хлорититов и диаспоровых руд, наличие обломков и окатанных зерен различных минералов, присутствие обломков пород и графита, приуроченного к слоистости хлорититов и возникшего за счет метаморфизма органических соединений.

3. Наличие разномасштабных типов хлорититов, вплоть до скрытокристаллических, присутствие в них разной крупности обломков различных минералов и пород отражают смену условий осадконакопления.

Поскольку в хлорититах главный породообразующий минерал хлорит, более подробно остановимся на его характеристике. Тем более, что в изучаемом месторождении мы имеем дело не только с обычными 14Å магнезиально-железистыми хлоритами, но с довольно редкой группой хлоритов-септехлоритов, которые редко описываются в связи с бокситами, но, вероятно, часто присутствуют в метаморфизованных бокситах.

В настоящее время хлориты делятся на две основные группы, различающиеся своими структурными особенностями. Ранее из-за недостаточной изученности кристаллической структуры и близости химического состава все хлориты считались «истинными» с присущей им слоистой структурой, характеризующейся межплоскостным расстоянием $d_{001} 14\text{Å}$. Однако детальное изучение порошковых рентгенограмм хлоритов показало, что среди них имеются разности, характеризующиеся серпентино-

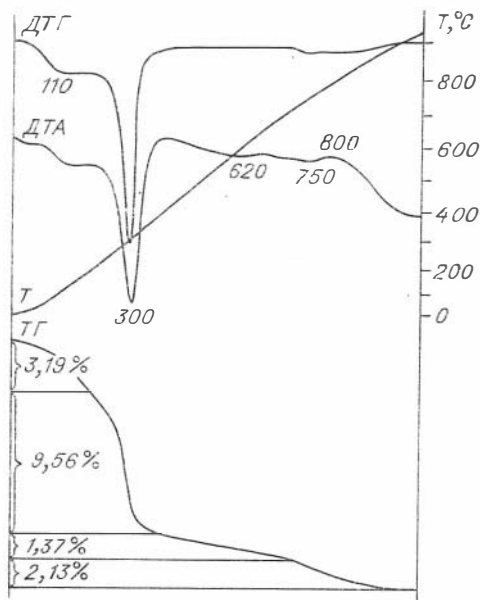


Рис. 25. Термограмма гидрогетита, обр. 2030Д. Дериватограф ОД-102 (Венгрия), навеска 200 мг.

подобной структурой. Они состоят из чередующихся тетраэдрических и октаэдрических слоев с межплоскостным расстоянием $d_{001} 7\text{Å}$, [Дир и др., 1965]. Для этой группы хлоритов было предложено собирательное название — септехлориты (от латинского слова «септуа» — семь) [Nelson, Roy, 1958]. В отличие от септехлоритов хлориты с межплоскостным расстоянием 14Å получили название — дисептехлориты [Годовиков, 1975]. Среди септехлоритов выделяются: амезит, шамозит, граналит и кроншtedтит. В амезите изоморфизм проявляется по схеме — $\text{Al}^{\text{IV}}, \text{Al}^{\text{VI}} \rightleftharpoons \text{SiMg}$, а в шамозите — $\text{Al}^{\text{IV}}, \text{Al}^{\text{VI}} \rightleftharpoons \text{SiFe}^{+2}$. Состав двух других хлоритов характеризуется отсутствием глинозема, а их различие обусловлено соотношением закисного и окисного железа, причем в граналите все положения в октаэдрическом слое заняты катионами железа, главным образом двухвалентными, а в кроншtedтите катионы железа занимают место частично в тетраэдрическом слое [Дир и др., 1965].

На Алагульском месторождении, как говорилось выше, широко развиты септехлориты, которые по составу отвечают амезитам (см. табл. 10). Интерес к этому хлориту проявлен главным образом потому, что согласно экспериментальным данным [Nelson, Roy, 1958; Velde, 1973] 7Å хлорит неустойчив при высокой температуре и переходит в 14Å -полиморфную разновидность. Это обстоятельство позволяет использовать данные по стабильности септехлоритов для оценки условий метаморфизма диаспоровых бокситов данного месторождения, что мы и попытаемся сделать ниже.

Для изучения химического состава септехлоритов было выполнено четыре рентгеноспектральных анализа (см. табл. 10). Кроме того, выполнен анализ почти мономинеральной породы, сложенной септехлоритом, для общей характеристики септехлоритов (см. табл. 22, обр. 1904). Как следует из данных рентгеноспектрального анализа, для исследованных септехлоритов характерны низкое содержание окиси кремния и высокое содержание глинозема. Железо и магний присутствуют в переменных количествах. Такие элементы, как титан, хром, кальций, никель и щелочи либо вообще отсутствуют, либо их содержание весьма ограничено. Более стабильно содержание марганца, но и его количество не превышает десятой доли процента. Судя по незначительному недостатку в сумме анализов окислов, вероятно, некоторое количество железа представлено окисной формой. Железистость септехлоритов колеблется от 21 до 44%. Отметим еще раз, что железистость септехлоритов, слагающих мономинеральные жилки, несколько ниже, чем септехлоритов, находящихся в виде примеси в диаспоровых бокситах, не подвергшихся гидротермальной переработке. По-видимому, в первом случае имеет место некоторый сброс железа, входящего в структуру хлорита в виде окислов и гидроокислов, в процессе гидротермального изменения при повышении парциального давления кислорода. Рентгенометрическое изучение анализированных септехлоритов (табл. 12) показало, что наряду с 7Å рефлексом, интенсивность которого максимальна, фиксируется и 14Å рефлекс, но интенсивность его мала и не превышает одной трети от интенсивности 7Å рефлекса. Оптическое изучение септехлоритов под микроскопом свидетельствует об однородности образцов. Это дает основание предполагать в данном случае наличие полиморфного перехода от 7Å к 14Å хлоритам и считать на основании экспериментальных данных [Velde, 1973], что температурные условия метаморфизма диаспоровых бокситов соответствуют этому полиморфному переходу, который практически не зависит от давления, по крайней мере в области низких давлений.

Обратимся к результатам изучения септехлоритов с помощью инфракрасной спектроскопии. Исследование амезитов методом ИК [Серпа et

Результаты рентгенометрического анализа амезитов *

№ п/п			J			$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$		
1918 ^e	1671 ^a	2150-2	1918 ^e	1671 ^a	2150-2	1918 ^e	1671 ^a	2150-2
1	1	1	30	35	25	14,4	14,2	14,7
2	2	2	100	100	100	7,17	7,12	7,16
3	3	3	60	26	38	4,73	5,79	4,77
4	4	4	100	8	20	3,56	4,92	4,62
5	5	5	30	60	12	2,83	4,75	4,44
6	6	6	4	100	100	2,64	3,55	3,67
7	7	7	16	5	12	2,50	2,96	2,84
8	8	8	90	37	30	2,35	2,84	2,62
9	9	9	7	4	12	2,136	2,64	2,55
10	10	10	8	15	90	2,017	2,54	2,49
11	11	11	20	80	8	1,941	2,345	2,45
12	12	12	30	8	5	1,758	2,135	2,388
13	13	13	13	8	24	1,607	2,026	2,344
14	14	14	7	19	18	1,568	1,941	2,321
15	15	15	12	44	5	1,544	1,756	2,265
16	16	16	14	8	16	1,468	1,610	2,140
	17	17		4	8		1,544	2,011
	18	18		10	38		1,475	1,938
	19	19		13	3		1,464	1,889
		20			15			1,758
		21			3			1,714
		22			17			1,606
		23			8			1,565
		24			38			1,538
		25			8			1,503
		26			20			1,468

* Условия съемки: Cu — антикатод; УРС — 50 ПМ; $J=10/\text{мА}$, $V=3 \text{ кВ}$.

al., 1977] показало, что существуют упорядоченные и неупорядоченные септехлориты, в смысле замещения кремния алюминием в тетраэдрических слоях. Инфракрасные спектры упорядоченных септехлоритов характеризуются большим набором и резкостью полос поглощения, хорошо проявленными валентными колебаниями алюминия в тетраэдрической координации, присутствующего в виде «изолированных» $[\text{AlO}_4]^{5-}$ тетраэдров, фиксирующихся на спектре полосой поглощения вблизи 810 см^{-1} . Кроме того, в упорядоченных септехлоритах в области валентных колебаний O — H-связей наблюдаются две полосы поглощения: интенсивный максимум в области 3420 см^{-1} , обусловленный колебаниями наружных гидроксильных октаэдрических слоев, и максимум поглощения в области 3615 см^{-1} , приписываемый внутренним гидроксильным группам, интенсивность которого несколько снижена против ожидаемого, так как считается, что наружные и внутренние гидроксил-ионы соотносятся как 3 : 1. Наконец, в упорядоченных септехлоритах проявляется всегда полоса поглощения в области 925 см^{-1} . Эта полоса впервые была установлена в синтетическом серпентине, богатом Al [Serna et al., 1977].

В противоположность сказанному в неупорядоченных септехлоритах на ИК-спектрах отмечается меньшее количество максимумов поглощения, они расширены. В области 800 см^{-1} присутствуют две полосы поглощения, которые указывают на одновременное присутствие «изолированных» и «конденсированных» тетраэдров $[\text{AlO}_4]^{5-}$, которые распределены неупорядоченно в тетраэдрических слоях. Кроме того, в неупорядоченных амезитах полоса поглощения в области валентных колебаний O — H-связей в 3615 см^{-1} либо отсутствует вообще, либо наблюдается лишь небольшой

перегиб в этой области [Serna et al., 1977]. Согласно указанным исследованиям, ИК-полосы поглощения, обусловленные гидроксильными группами, в амезитах связаны с природой упорядоченного или неупорядоченного замещения кремния алюминием в тетраэдрических слоях. В упорядоченных амезитах атомы кислорода тетраэдрических слоев все связаны с парами Al — Si, в результате чего получается одинаковое окружение для каждого взаимодействующего гидроксил-иона. В неупорядоченных амезитах внешние гидроксильные группы октаэдрических слоев испытывают два различных взаимодействия: O — Al и O — Si, что приводит к разной картине в спектрах амезитов с различной упорядоченностью. В качестве признака незначительной неупорядоченности [Serna et al., 1977] указывают появление плохо разрешенного пика в области валентных колебаний O—H-связей около 3570 см^{-1} и появление расщепления в области 805 см^{-1} .

Исследование хлоритов Алагульского месторождения методом ИКС показало присутствие среди септехлоритов упорядоченных и неупорядоченных разновидностей, причем первые преобладают (рис. 26). Согласно химическому составу, упорядоченное замещение кремния алюминием выражается почти равным соотношением кремния и алюминия в четверной координации; при этом все количество алюминия распределено почти поровну между окта- и тетраэдрической позициями. ИК-спектры упорядоченных септехлоритов изучаемого месторождения характеризуются большим набором хорошо разрешенных узких полос поглощения. В них проявлены все указанные выше признаки, типичные для упорядоченных септехлоритов. В неупорядоченных или слабоупорядоченных септехлоритах, ассоциирующих с диаспоровыми бокситами, отсутствуют максимумы поглощения в области $3615,930\text{ см}^{-1}$ и появляется максимум в области 770 см^{-1} . Полосы, как правило, расширены и слабо интенсивны. Дисептехлориты, слагающие основной объем широко развитых на месторождении хлорититов, по рентгенометрическим данным характеризуются максимально проявленным рефлексом, отражающим межплоскостное расстоя-

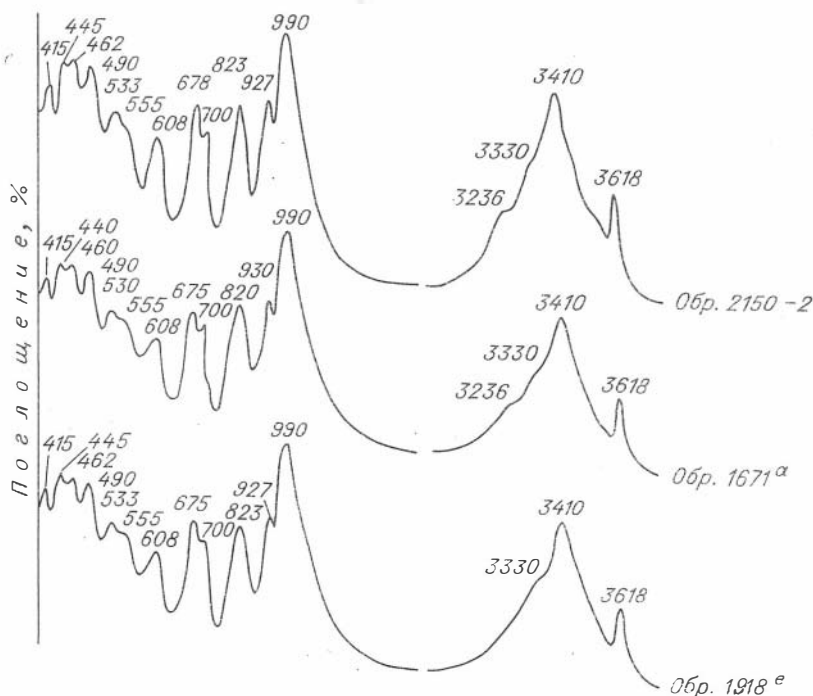


Рис. 26. ИК-спектры упорядоченных септехлоритов Алагульского месторождения бокситов.

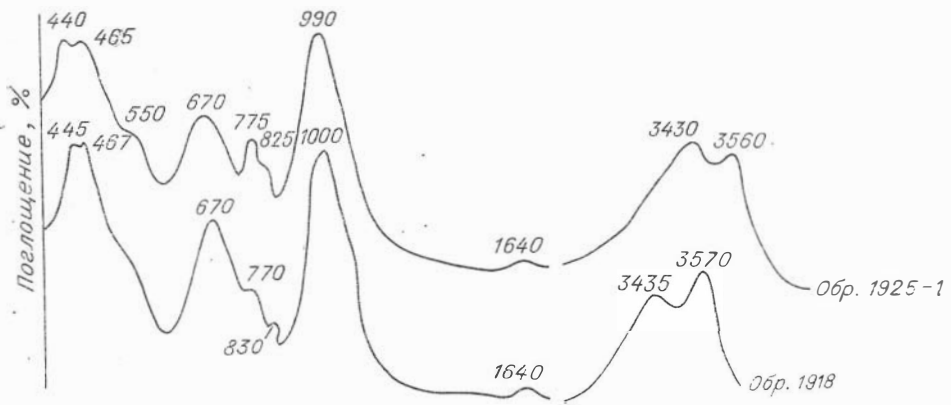


Рис. 27. ИК-спектры магнизиально-железистых дисептехлоритов, слагающих прослой хлоритов среди диаспоровых бокситов (обр. 1925-1) и встречающихся в метаморфических породах терригенного происхождения (обр. 1918).

ние в 14\AA . На ИК-спектрах этих хлоритов (рис. 27) фиксируется небольшое количество расширенных полос поглощения.

На термограммах упорядоченных септехлоритов проявляются два эндотермических эффекта: при 650°C — соответствующий выделению воды из октаэдрического слоя и при 750°C — выделению воды из тетраэдрического слоя. Экзотермический эффект при 820°C соответствует разложению хлорита с образованием новой фазы, вероятно, оливина. На кривой потеря веса (рис. 28) фиксируются две ступеньки, из которых первая соответствует октаэдрической воде и составляет 7%, вторая — воде тетраэдрического слоя и составляет около 2,75%, что близко к соотношению различных конституционных вод в структуре септехлорита. На кривой ДТА септехлорита фиксируется также небольшой эндотермический эффект при 260°C , связанный с присутствием гидроокислов железа, которые, как уже говорилось, отмечаются по плоскостям спайности хлорита.

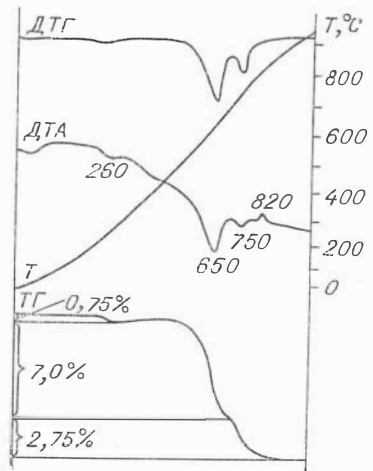


Рис. 28. Термограмма упорядоченного септехлорита, образец 1671^a. Дериватограф ОД-102 (Венгрия), навеска 200 мг.

Заканчивая описание хлоритов и слагающих их хлоритов, подчеркнем, что в диаспоровых бокситах Алагульского месторождения широко распространены септехлориты типа амезита, среди которых преобладают их упорядоченные разновидности. Хлориты, слагающие прослой хлоритов, среди диаспоровых бокситов представлены главным образом высокоглиноземистыми дисептехлоритами и слабо- или неупорядоченными септехлоритами. Все разновидности хлоритов хорошо диагностируются с помощью инфракрасной спектроскопии.

Корундиты

К этой группе пород нами отнесены сильно метаморфизованные аналоги бокситов, в которых корунд превышает половину объема. Они преимущественно распространены на восточном фланге месторождения, но встречаются также в разных количествах в пределах всего месторождения. Минеральный состав корундитов представлен корундом, в парагенезисе

с которым всегда присутствует диаспор в различных количественных соотношениях. Кроме того, в переменных количествах отмечаются хлорит, представленный септехлоритом, магнетит и ильменит. Указанные минералы являются основными породообразующими минералами корундитов и практически присутствуют во всех образцах этих пород. Реже встречается шпинель типа герцинита, однако в отдельных образцах ее количество сравнимо с содержанием корунда, и этот тип корундитов представляет переходную разность к существенно шпинелевым породам. Еще реже в корундитах отмечаются циркон и графит. Последний иногда образует крупные пластинчатые зерна до 3 мм в диаметре в ассоциации с септехлоритом и обнаруживается также в виде мелких включений в корунде.

Местами в корундитах наблюдаются гидроокислы железа, представленные гидрогетитом и гетитом, которые на поверхности образцов обычно фиксируются в виде охр темно-коричневого цвета. В ассоциации с мелкозернистым септехлоритом белого цвета, по данным инфракрасной спектроскопии, отмечаются следы карбоната, который, судя по быстрой растворимости в кислотах, представлен кальцитом. В шлифах карбонат не фиксируется и, вероятно, присутствует в виде мелкодисперсной примеси.

В распределении корундитов различного минерального состава в пределах месторождения наблюдается некоторая закономерность. Так, в восточной части месторождения присутствуют корундиты полиминерального состава с меньшим содержанием корунда, а в западной — преобладают корундиты, обогащенные корундом вплоть до мономинерального состава. Среди последних на западном фланге месторождения встречаются пористые корундиты мелко- и среднезернистые, в которых сохраняется корундовая решетка, а межзерновое пространство ничем не заполнено. По-видимому, присутствующие в ассоциации с корундом другие минеральные фазы были выщелочены в зоне гипергенеза. Наряду с мелко- и среднезернистыми разностями корундитов в восточной части встречаются крупнозернистые разновидности, в которых величина зерен корунда достигает 1 см. В шлифах корунд пятнисто окрашен и плеохроирует по No — индигово-синий, до фиолетового, а по Ne — зеленый.

Корунд часто забит большим количеством примесей окислов и гидроокислов железа, графита и ильменита и в шлифах выделяется в виде грязных, бесформенных выделений, образующих агрегаты зерен. Иногда среди таких агрегатных обособлений наблюдаются идиоморфные кристаллики корунда. Часто зерна корунда секутся жилками, сложенными диаспором, хлоритом и магнетитом. Диаспор развивается и по периферии зерен корунда. Нередко последний сохраняется только в виде реликтов внутри мелкозернистого агрегата диаспора. В тех случаях, где совместно с корундом присутствует шпинель, в

продуктах замещения наряду с диаспором наблюдаются обильная сыпь и крупные бесформенные выделения магнетита, гетита и реже хлорита. В кристаллах корунда, слабо затронутых вторичными изменениями, отмечаются полисинтетические двойники, иногда висячие, и хорошо развитая отдельность или спайность, пересекающаяся под углом, близким к 90°. Состав корундов из корундитов показан в табл. 13.

В основном состав корунда определяется окисью алюминия, вместе с которой в количестве десятых долей процента присутству-

Т а б л и ц а 13

Химический состав корундов, вес. %

Компонент	Образец		
	1900 ^б	1946	1670 ^а
Al ₂ O ₃	98,94	99,04	99,78
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0,03	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0,52	0,26	0,34
CaO	0,01	0,01	Не обн.
С у м м а	99,47	99,34	100,12

П р и м е ч а н и е. Анализ выполнен на микроанализаторе «ЛХ А-5А» Л. Н. Поспеловой. Здесь же приведен состав корунда из диаспорового боксита (обр. 1670^а).

ет окисное железо и на уровне сотых долей процента — окись хрома и кальция. Кремнезем, титан, магний, марганец, никель и щелочи в составе корунда не обнаружены.

В заключение краткой характеристики корундитов отметим, что описываемые породы повсеместно подвергаются более поздним диафорическим изменениям, выражающимся в развитии жил, выполненных диаспором, хлоритом вместе или по отдельности. При наличии в корундитах шпинели совместно с диаспором или хлоритом в продуктах вторичного изменения появляется магнетит. На данном месторождении широко проявлено замещение корунда диаспором.

Шпинелевые породы

Эти породы сложены преимущественно темно-зеленой шпинелью—герцинитом, частичный анализ которой на микроанализаторе показал следующее количество компонентов (вес. %): Al_2O_3 — 57,46, Cr_2O_3 — 0,06, FeO — 30,95, MnO — 0,22, MgO — 7,42. В подчиненном количестве присутствуют диаспор, магнетит, септехлорит и гетит. Макроскопически породы окрашены в черный цвет с хорошо заметной зернистостью, подчеркиваемой струйчато-петельчатым расположением светлых зерен диаспора. На свежих сколах шпинелевых пород иногда видны крупные, причудливой формы пластинчатые кристаллы диаспора, размером до 5 см в поперечнике, но чрезвычайно тонкие, до десятых долей миллиметра. Как уже отмечалось, могут встречаться разности, содержащие корунд, количество которого переменное. Наиболее распространены шпинелевые породы на восточном фланге месторождения, в районе горы Алаг-Ула, но встречаются также на первом и втором участке западной части месторождения. Шпинелевые породы, как и корундиты, подвергаются интенсивным вторичным изменениям, выражающимся в развитии различной мощности жил, сложенных диаспором или септехлоритом вместе или по отдельности. При этом в отличие от корундитов в шпинелевых породах в парагенезисе с диаспором или септехлоритом всегда присутствует магнетит, количество которого варьирует в зависимости от степени вторичных изменений. С увеличением мощности диаспоровых или септехлоритовых жил увеличивается количество магнетита. Выделения магнетита бесформенные, разного размера, иногда концентрируются в виде микро- и макрожилок в зальбагдах диаспоровых и хлоритовых жил. Совместно с магнетитом наблюдается ильменит. При микроскопическом изучении шпинелевых пород в ассоциации с диаспором фиксируется гетит, количество которого незначительно. Количество диаспора в шпинелевых породах также зависит от степени вторичных изменений и в наиболее свежих разностях минимально составляет около 10 вес. %.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ТЕРРИГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Названные породы на месторождении широко распространены. Гранатиты, которые, по нашему мнению, тоже являются терригенными образованиями, мы рассмотрели выше; здесь мы остановимся лишь на характеристике терригенных пород, цемент которых представлен кальцитом. По величине обломков метаморфические породы терригенного происхождения разделяются на две группы: мелкообломочные и грубообломочные. Мелкообломочные терригенные породы встречены на втором западном и восточном участках. Грубообломочные породы установлены только в восточной части месторождения к северу и западу от горы Алаг-Ула. Здесь в контакте со шпинель-диаспоровыми породами располагаются амфиболиты, а к северу — мелкообломочные терригенные породы, в которых преобладает кальцитовый цемент с графитом. В них отмечаются

прослой или обломки (первые метры по протяженности) амфиболитов, и далее к контакту с гипербазитами возрастает количество грубообломочного материала. Крупные обломки представлены породами, состоящими в основном из моноклинного пироксена с небольшой примесью амфибола и вторичных клиноцоизита и хлорита. Отмечаются редкие зерна апатита. Обломки большей частью совершенно не окатаны, по трещинкам в них развивается кальцит, который рассекает как моноклинный пироксен, так и амфибол. Другой тип обломков представлен хлорит-графитовыми породами с преобладанием графита. Этот тип обломков обнаруживает незначительные следы окатанности. Обломки различной величины — от 5 см в поперечнике и меньше. Сортировки не наблюдается. Цемент представлен кальцитом с примесью графита и ограниченного количества сфена. Несколько другой минеральный состав терригенной породы наблюдался в рядом расположенном обнажении. Здесь также, начиная от диаспоровых бокситов, идут мелкообломочные породы, а далее грубообломочные. Однако макроскопически обломочная структура породы не устанавливается. Микроскопическое изучение показало, что эта порода представляет собой первично терригенное образование с отчетливо заметными обломками (рис. 29). Сильная измененность породы и метаморфизм не позволяют точно установить первичный минеральный состав ее обломков. Кроме сохранившихся в обломках зерен калишпата вся остальная масса перекристаллизована и представлена цоизитом, клиноцоизитом, хлоритом и гидростлюдой. Породы секутся жилками пренита миллиметровой мощности.

Мелкообломочные терригенные породы с карбонатным цементом, наблюдавшиеся на восточном участке месторождения, представлены двумя разновидностями, в одной из которых обломочный материал представлен главным образом моноклинным пироксеном, а в другой преобладает амфибол при подчиненной роли моноклинного пироксена. Последняя разновидность встречается также на втором западном участке. В первой разновидности, кроме моноклинного пироксена, присутствуют амфибол, клиноцоизит,

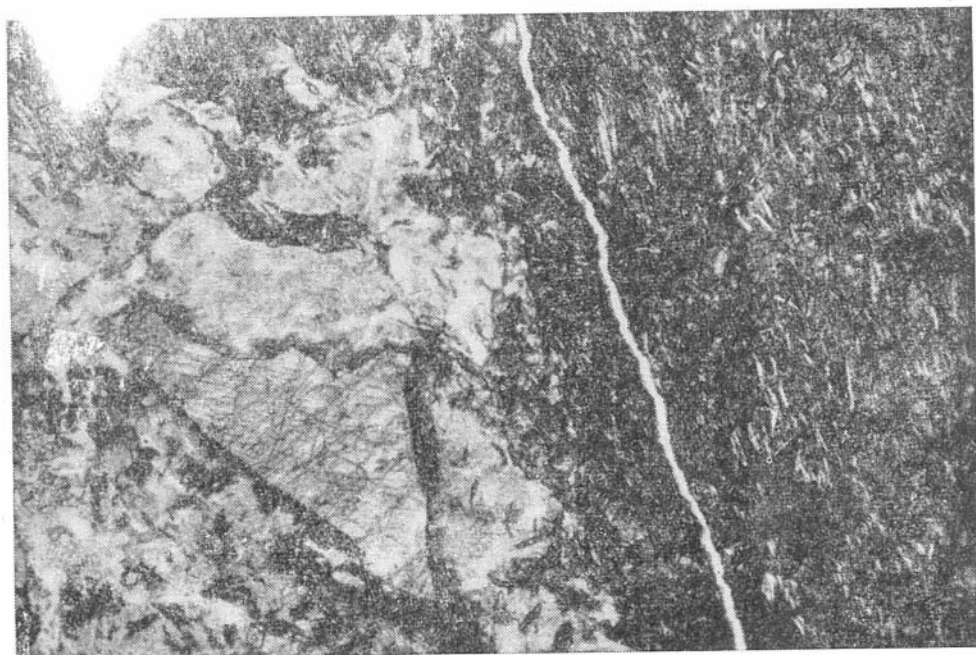


Рис. 29. Метаморфическая порода терригенного происхождения. Виден обломок минерала, представленного в настоящее время везувианом. Справа на темном фоне — вытянутые кристаллики цоизита. Шлиф 1900^е, проходящий свет, ув. 50.

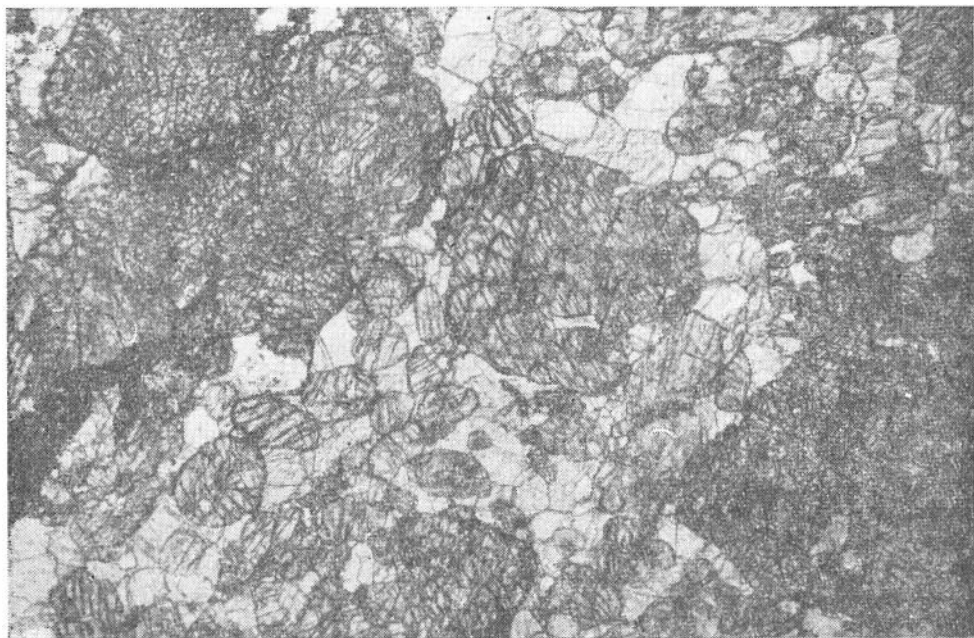


Рис. 30. Метаморфическая порода первично терригенного происхождения с раскристаллизованным карбонатным цементом. Светлое — кальцит; серое, с пересекающейся спайностью, округлой формы — моноклиный пироксен. Шлиф 1900^г, проходящий свет, ув. 50.

хлорит, шпинель-плеонаст и редко окислы железа. Зерна клинопироксена разного размера, обломочного характера, иногда окатанные, округлые (рис. 30, 31, а, б), цементируются кальцитом. В последнем присутствуют пластинки графита и отдельные линзовидной формы зерна сфена. Анализ моноклиного пироксена из этой породы, выполненный на микроанализаторе, приведен в табл. 14 (обр. 1900^г). Как видно, для него характерна низкая железистость, высокое содержание окиси кальция и глинозема, который поровну распределен между четверной и шестерной координацией. В небольших количествах присутствует титан. Интересно, что отсутствуют такие элементы, как хром, марганец и натрий, которые обычно в переменных количествах всегда отмечаются в клинопироксенах. Сопоставление с известными составами пироксенов из различных пород [Породообразующие пироксены, 1971], в том числе и с пироксенами альпинотипных гипербазитов [Агафонов и др., 1975], показывает, что данный клинопироксен ближе всего отвечает пироксенам из пород гранулитовой фации метаморфизма. Вывод о принадлежности пироксена к образованиям гранулитовой фации согласуется с данными, полученными при исследовании гранатов из гранатитов Адагульского месторождения. Можно надеяться, что дальнейшее исследование метаморфических пород терригенного происхождения на данном месторождении позволит более обоснованно подтвердить высказанное предположение.

На втором западном участке встречена метаморфическая порода терригенного происхождения, состоящая в основном из округлых обломков, сложенных серпентинитом, хлоритом, оливином и шпинелью-плеонастом, согласно частичному анализу на микрозонде следующего состава (вес. %): Al_2O_3 — 67,04, Cr_2O_3 — 0,01, FeO — 6,00, MnO — 0,13, MgO — 23,92. Все эти минералы, занимающие по объему около 30%, погружены в основную массу кальцитового цемента, в котором располагаются округлые пластинки графита. Серпентинит слагает, наряду с округлыми выделениями,

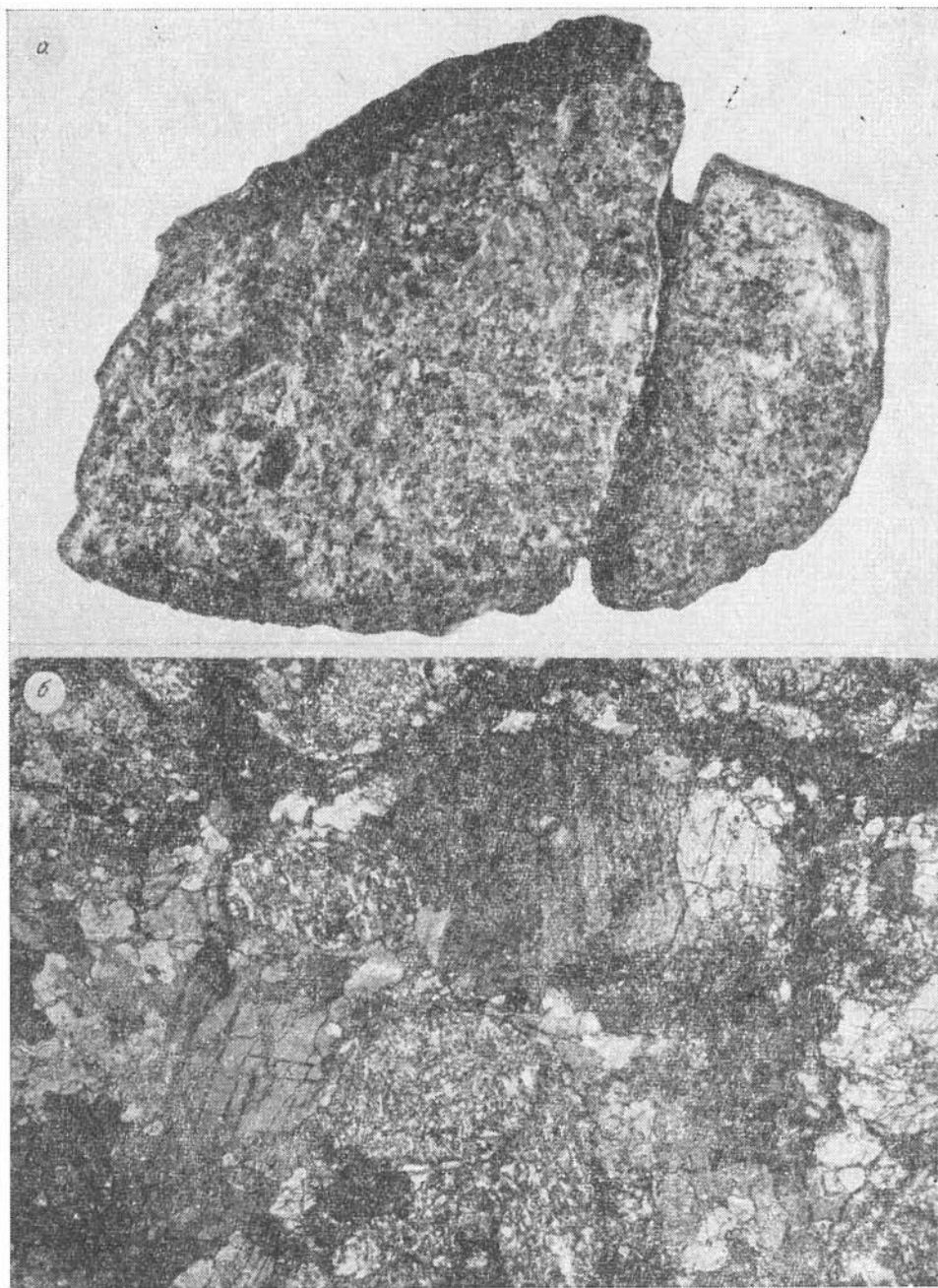


Рис. 31.

a — общий вид метаморфических пород терригенного происхождения. Светлое — кальцитовый цемент, темное — обломки клинопироксена и пироксенитов. Слева — обр. 1143^е, справа — обр. 1900^г. Натуральная величина; *б* — метаморфическая порода терригенного происхождения с раскристаллизованным карбонатным цементом. Обломки представлены антигоритовыми серпентинитами (округлой формы), шпинелью-плеонастом, оливином, хлоритом. Шлиф 1918, николи +, ув. 50.

и продолговатые вытянутые зерна. Как правило, от основной массы серпентиновых обломков, представленных агрегатом чешуек антигорита, диагностируемого по данным рентгенометрического анализа и ИКС (табл. 15; рис. 32), в глубь кальцитового цемента отходят тонкие кристаллики антигорита. Причем при растворении кальцита кислотой остаются

Химический состав минералов, входящих в состав мелкообломочных терригенно-метаморфических пород, вес. %

Компонент	Серпентин		Оливин	Хлорит	Пироксен
	1918	1918-1	1918	1918	1900 ^Г
SiO ₂	41,39	44,29	41,68	30,84	51,61
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	0,03	0,01	0,78
Al ₂ O ₃	1,66	0,61	—	19,49	5,36
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.
FeO	3,10	4,20	6,69	2,26	3,23
MnO	0,02	0,03	Не обн.	0,01	Не обн.
MgO	39,89	38,90	51,49	33,99	14,65
CaO	0,36	0,01	0,02	Не обн.	24,08
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	»	»	»	»	»
NiO	»	»	0,01	»	»
H ₂ O ⁺	12,69	12,95	—	12,74	—
С у м м а	99,11	100,99	99,92	99,34	99,71

Кристаллохимические коэффициенты

Si	1,956	2,050	1,006	2,903	1,886
Al ^{IV}	0,044	—	—	1,097	0,114
Al ^{VI}	0,048	0,033	—	1,066	0,117
Ti	—	—	—	0,001	0,021
Fe ⁺²	0,123	0,162	0,135	0,178	0,099
Mn	0,001	0,001	—	0,001	—
Mg	2,810	2,685	1,852	4,769	0,798
Ca	0,018	—	0,001	—	0,943
Cr	—	—	—	—	—
OH	4,00	4,00	—	8,00	—
$\frac{Fe \cdot 100}{Fe+Mg}, \%$	4,19	5,69	6,79	3,60	11,04

Примечание. H₂O⁺ — расчетная, согласно стехиометрии; анализы выполнены на микроанализаторе «ИХА-5А» Л. И. Поспеловой, А. И. Кузнецовой. Железо общее в форме FeO.

образования, поверхность которых покрыта игольчатыми кристалликами антигорита длиной до одного миллиметра. По форме эти образования напоминают ежа. Анализ антигорита на микрозонде из основной массы (обр. 1918-1) и антигорита игольчатых кристаллов (обр. 1918, табл. 14) показал, что при близости их составов иголки антигорита обогащены алюминием и кальцием. Оба антигорита стерильны в отношении титана, хрома, никеля и щелочей. Антигорит, образующий иголки, более стехиометричен по составу, чем антигорит основной массы. Интересной особен-

Т а б л и ц а 15

Результаты рентгенометрического анализа серпентина *

№ п/п	J	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}, \text{Å}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}, \text{Å}$
1	100	7,37	7	8	2,59	13	3	2,126	18	13	1,565
2	40	6,99	8	67	2,53	14	14	1,842	19	14	1,541
3	25	6,46	9	80	2,434	15	52	1,824	20	14	1,527
4	8	5,90	10	5	2,240	16	8	1,786	21	12	1,498
5	100	3,65	11	20	2,177	17	9	1,733	22	28	1,454
6	5	2,76	12	23	2,156						

* Условия съемки: Cu — антикатод; УРС—50 ИМ; J=10 МА; V=35 кВ.

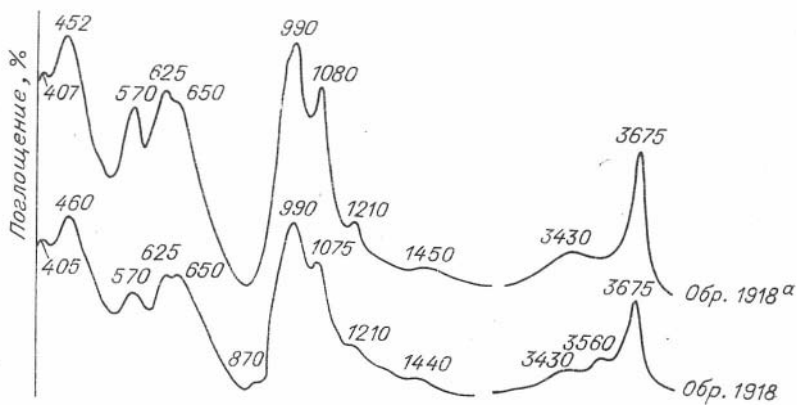


Рис. 32. ИК-спектры антигоритов. Обр. 1918 — серпентинит из метаморфической породы терригенного происхождения. Обр. 1918^a — серпентинит, ассоциирующий с диаспоровыми бокситами. Видны резко выраженные полосы поглощения в области 990 и 452 — 460 см⁻¹, характерные для антигорита [Банников, 1975].

ностью оливина из этой породы (см. табл. 14) является практически полное отсутствие никеля. Возможно, что антигорит формировался при серпентинизации данного оливина в процессе метаморфизма. Хлорит в породе встречается в виде двух разноокрашенных разновидностей. Одна зеленая разновидность его слагает округлые обособления, другая образует прозрачные чешуйки, напоминающие мусковит. По данным ИКС и рентгенометрического анализа (табл. 16, 17; см. рис. 27), обе разновидности характеризуются близкими структурными особенностями. Для выяснения химического состава был проанализирован прозрачный хлорит (см. табл. 14). Это существенно магнезиальный, с ограниченным количеством примесей хлорит, который отвечает по своим структурным особенностям и составу клинохлору. Присутствующая в этой породе шпинель, прозрачная в шлифах, также имеет сглаженные округлые формы, хотя и встречаются зерна с резкими обломочными гранями. А в продуктах растворения одного образца породы она окрашена в слабый розовый, светло- и темно-зеленый и серо-коричневый цвет. По морфологии встречаются зерна в виде сглаженных октаэдров, шариков, обломков и редко кривогранных октаэдров. Согласно частичным анализам на микрозонде, ее состав приближается к чистой шпинели с содержанием закисного железа около 6%. В отдельных зернах шпинели отмечаются крестообразные структуры распада твердых растворов.

Описанные мелко- и грубообломочные метаморфические породы терригенного происхождения обнаружены в пределах рудосодержащего

Таблица 16

Результаты рентгенометрического анализа хлорита (обр. 1918, зеленый)*

№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$
1	100	14,7	7	40	2,55	12	54	2,028	17	6	1,669
2	100	7,29	8	32	2,45	13	40	2,010	18	28	1,574
3	100	4,79	9	20	2,39	14	16	1,890	19	34	1,569
4	100	3,56	10	14	2,273	15	15	1,831	20	30	1,541
5	100	2,86	11	7	2,067	16	3	1,727	21	7	1,505
6	20	2,59									

* Условия съемки: Cu — антикэтэд; УФС — 50 ИМ; J=10 МА; V=35 кВ.

Результаты рентгенометрического анализа хлорита (обр. 1918, белый)*

№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$	№ п/п	J	$\frac{d}{n}\alpha, \text{ \AA}$
1	100	14,3	8	10	2,451	14	8	1,828
2	100	7,12	9	38	2,374	15	7	1,779
3	100	4,74	10	7	2,268	16	3	1,669
4	100	3,56	11	100	2,031	17	30	1,584
5	100	2,85	12	20	2,010	18	24	1,570
6	4	2,58	13	7	1,887	19	5	1,541
7	12	2,55						

* Условия съемки: Си — антикатод; УРС — 50 ИМ; J=10 мА; V=35 кВ.

рифья, и их парагенетическая связь с диаспоровыми бокситами не вызывает сомнения. С другой стороны, исследование продуктов растворения и микроскопическое изучение карбонатных пород в пределах «безрудного» докембрия также показывает присутствие в них большого количества минералов, свидетельствующих о попадании терригенного обломочного материала при их формировании. Однако часть минералов, обнаруженных в мраморах, имеет генетическую связь с этими породами и образуется совместно с образованием известняков и последующей собирательной кристаллизацией при процессах метаморфизма. К таким минералам, по видимому, относятся пирит, графит, кварц и сфен. Другие минералы, обнаруженные в мраморах — пироксен, амфибол, мусковит, фуксит (хромсодержащий мусковит), рутил, серпентин, апатит, циркон, частично кварц и сфен, — вероятно, представляют механическую примесь мелкого терригенного материала. К сингенетичным с мраморами образованиям мы относим круглые линзовидные пластинки сфена и бесформенные крупные зерна кварца, а к терригенным — бесформенные обломки сфена и округлые зерна кварца.

Таким образом, карбонатные породы «безрудного» докембрия можно в какой-то степени сопоставлять по условиям образования с мелко- и грубообломочными метаморфическими породами терригенного происхождения, входящими в состав рудосодержащего докембрия. Разница в количественном соотношении обломочного материала и карбонатного вещества объясняется только различной удаленностью от источников сноса, т. е. различными фаціальными условиями осадконакопления. Причем в рудосодержащем докембрии — это прибрежные фации, а в «безрудном» докембрии — более глубинные удаленные от берега фации.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ПОРОД АЛАГУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для характеристики химического состава бокситов было выполнено 22 анализа, из которых 9 — обычным методом, а 13 — на квантometре «1500-В». Кроме того, исследовались составы пород, ассоциирующих с бокситами, и метаморфических пород из «безрудного» докембрия. В общей сложности было выполнено 54 анализа руд и пород, которые и послужили основой для петрохимической характеристики, приведенной в данном разделе.

ДИАСПОРОВЫЕ БОКСИТЫ

Прежде чем рассматривать особенности химизма диаспоровых бокситов, отметим, что при квантометрическом анализе наблюдается систематическое завышение содержания окиси кремния. Это наглядно видно в табл. 18, 26, где при одинаковом минеральном составе бокситов квантометрические анализы даже для одних и тех же образцов дают содержание окиси кремния в несколько раз большее, чем анализы, выполненные химическим методом. Микроскопическое изучение бокситов в шлифах и термический анализ свидетельствуют о незначительных содержаниях в них септехлорита, не превышающих 15% (см. табл. 2). В самих же септехлоритах количество кремнезема невелико и составляет около 20—25% (см. табл. 10). Несложный расчет показывает резкое несоответствие наблюдаемого количества хлорита и содержания окиси кремния в анализируемых квантометрически образцах бокситов. Других же кремнеземсодержащих фаз в бокситах, за редким исключением, не встречено. Это указывает на

Химический состав диаспоровых

№ п/п	Образец	Минеральный состав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Mn●	Na ₂ O	K ₂ O	NiO
1	1900 ^а	Ди, Хл, Мт, Ил, Гет	3,50	1,32	67,00	10,40	2,60	0,60	0,16	0,05	0,05	0,033
2	1901 ^а	Ди, Мт, Гет, Гет, Хл	4,75	0,84	60,50	18,30	0,50	0,50	0,14	0,06	0,10	0,030
3	1920	Ди, Шп, Гм, Гиб, Кб, Ил, Гет, Хл	6,50	3,10	46,00	30,20	1,50	2,50	0,15	0,07	0,14	0,033
4	1918 ^ж	Ди, Гет, Кб, Гиб, Хл, Ил, Гм	5,00	3,28	41,00	28,00	1,20	6,20	0,24	0,07	0,14	0,050
5	1903-1	Ди, Ил, Мт, Гет, Хл	11,00	3,28	43,00	27,20	2,20	3,90	0,21	0,21	0,18	0,030
6	2332 ^а	Ди, Мт, Хл, Гиб, Гет, Ил, Гм	7,50	5,12	41,00	34,50	0,10	1,60	0,19	0,09	0,16	0,050
7	2332 ^б	Ди, Мт, Гет, Хл, Ил	8,00	2,72	35,00	41,60	0,30	1,80	0,14	0,09	0,16	0,050
8	1940	Ди, Мт, Хл, Гиб, Гет, Ил	9,00	5,20	35,00	39,20	0,50	1,20	0,20	0,10	0,16	0,050
9	1919 ^г	Ди, Гет, Гиб, Хл, Шп, Сф, Гм	4,50	3,25	52,00	25,50	1,70	2,75	0,15	0,07	0,10	0,033
10	1921 ^б	Ди, Хл, Гиб, Мт, Сг, Сф, Гет	8,00	4,25	52,00	15,30	1,00	6,80	0,24	0,05	0,10	0,020
11	1925	Ди, Мт, Хл, Нд, Ил	10,00	3,44	55,00	15,20	1,30	6,00	0,18	0,05	0,10	0,025
12	1903	Ди, Ил, Мт, Гет, Хл	2,50	3,54	52,00	27,60	2,40	2,40	0,22	0,21	0,18	0,030
13	1670 ^а	Ди, Мт, Ил, Хл	3,00	3,15	57,00	25,60	0,70	1,75	0,18	0,03	0,14	0,033
14	1848	Ди, Шп, Кор, Мт, Хл, Ил	1,90	4,00	53,85	27,76	0,24	2,31	0,16	0,20	0,14	—
15	2030 ^г	Ди, Гет, Мт, Ил, Шп, Хл, Ол	1,50	4,00	46,09	34,90	0,12	2,32	1,64	0,18	0,06	—
16	1668	Ди, Шп, Гет, Мт, Хл, Ил	0,75	4,04	49,69	32,90	0,95	0,68	0,14	0,10	0,07	—
17	1849 ^б	Ди, Мт, Хл, Ил, Бр, Шп	1,10	3,10	50,55	29,20	0,71	5,02	0,10	0,08	0,07	—
18	1671 ^а	Ди, Ил, Мт, Хл, Кор	4,25	4,76	44,30	35,50	Не обн.	5,54	0,26	0,10	0,07	—
Средний состав			5,15	3,47	48,94	27,71	1,06	2,99	0,26	0,10	0,12	0,036

Примечание. Анализы № 1 — 13 выполнены на квантометре «1500-В» аналитиком Железо определялось общее в виде Fe₂O₃; там, где определялось закисное железо, оно вынесено M (здесь и далее) — кремневый модуль $\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$; H₂O_{общ} — суммарное количество H₂O⁺ и

завышенные содержания окиси кремния в квантометрических анализах диаспоровых бокситов. Поскольку содержание кремнезема — одна из самых важных характеристик, которая влияет на кремневый модуль и определяет качество бокситов, приведенные содержания окиси кремния в анализах, выполненных с помощью квантометра (табл. 18), в настоящее время надо рассматривать как предварительные.

Более точное представление о содержании кремнезема дают анализы, выполненные обычным химическим методом (табл. 18, № 14—18; см. табл. 26). Однако даже с завышенным содержанием кремнезема кремневый модуль в них достаточно высокий и колеблется от 3,9 до 20,8, не опускаясь ниже минимального значения, ограниченного требованиями промышленности к качеству алюминиевого сырья, относящегося к категории бокситов [Требования..., 1962]. Более высокий кремневый модуль от 10,4 до 66,2 фиксируется в бокситах, проанализированных химическим методом. В среднем бокситы имеют высокий кремневый модуль, несмотря на завышенные количества окиси кремния. Для химического состава диаспо-

Т а б л и ц а 18

бокситов. вес. %

Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Сумма	H ₂ O ⁺	H ₂ O _{Общ}	SO ₃	S _{общ}	CO ₂	FeO	М
Не обн.	—	—	14,62	100,33	—	13,08	—	0,019	—	—	19,14
0,028	—	—	13,60	99,35	—	13,00	—	0,115	—	3,18	12,74
0,043	—	—	8,44	98,68	—	9,78	—	0,002	—	—	7,08
0,036	—	—	15,24	100,46	—	9,58	—	0,041	—	—	8,2
0,043	—	—	9,18	100,43	—	9,23	—	0,178	—	—	3,91
0,043	—	—	10,04	100,39	—	9,78	—	0,030	—	6,46	5,47
0,036	—	—	10,84	100,74	—	10,76	—	0,060	—	5,70	4,38
0,043	—	—	9,84	100,49	—	10,17	—	0,071	—	6,67	3,86
0,043	—	—	10,58	100,78	—	11,90	—	0,033	—	—	11,56
0,043	—	—	12,98	100,76	—	12,44	—	0,19	—	—	6,50
0,043	—	—	7,14	98,48	—	7,06	—	0,229	—	—	5,50
0,043	—	—	9,18	100,20	—	9,23	—	0,178	—	—	20,80
0,063	—	—	8,98	100,68	—	8,98	—	0,011	—	—	19,00
—	0,12	0,06	9,75	100,49	—	—	—	—	—	11,39	28,34
—	0,06	0,18	9,28	100,33	—	—	—	—	—	7,38	30,73
—	0,13	0,13	9,90	99,67	10,47	—	0,27	—	0,20	8,28	66,25
—	0,15	0,18	10,20	100,46	10,46	—	0,03	—	0,86	7,84	45,95
—	0,05	0,32	5,16	100,31	7,14	—	0,06	—	Не обн.	16,57	10,42
0,039	0,10	0,17	10,25	100,40	9,36	10,40	0,12	0,08	0,35	8,16	9,50

М. И. Зеркаловой; анализы № 14—18 выполнены химическим методом аналитиком Л. С. Зоркиной за сумму.

H₂O⁻; — (здесь и далее) нет данных.

ровых бокситов Алагульского месторождения характерно высокое содержание железа, которое присутствует в окисной и закисной формах. В среднем соотношение окисного и закисного железа в бокситах составляет около 2 : 1 соответственно. Другая особенность заключается в довольно высоком содержании окиси магния с колебаниями от 0,5 до 6,8 вес. %, средняя величина которой в бокситах достигает почти 3 вес. %. Сравнение химического состава алагульских бокситов с составом геосинклинальных и платформенных бокситов [Теняков, 1975] показывает, что изученные нами бокситы занимают промежуточное положение между этими двумя типами (средний элементарный состав бокситов Алагульского месторождения: Al — 26%, Fe — 19,4, Ti — 2,10, Si — 2,40, Mg — 1,8%). Алагульские бокситы обогащены железом. Содержание окиси кальция колеблется от нуля до 2,6 вес. %, составляя в среднем 1,06%, а количество других элементов в окисной форме (Mn, Na, K, Ni, Cr, P, S) незначительно и в общей сумме составляет в среднем 0,74 вес. % (см. табл. 18 и 26).

Остановимся кратко на связи минерального и химического составов бокситов. На данном месторождении практически весь кремнезем связан с хлоритами и септехлоритами, минералов свободного кремнезема не обнаружено. Очень редко встречаются скаполит и оливин. В других минералах, согласно рентгеноспектральному анализу, содержание кремнезема незначительно и не превышает десятой доли процента (ильменит, магнетит). Повышенное содержание кремнезема отмечается в гетите и особенно в гидрогетите (соответственно 1,01 и 8,16%), однако общее количество этих минералов в боксите в среднем не более 14% (см. табл. 2), что составляет не выше 1,2 вес. % SiO_2 .

Основным носителем титана в бокситах является ильменит, обломки которого иногда образуют в бокситах послыбно обогащенные участки. Согласно химическому составу ильменита и данным химического состава бокситов, содержание ильменита достигает 9,7 вес. %. Кроме ильменита иногда присутствует сфен, однако определяющая роль в присутствии титана принадлежит ильмениту. Другие фазы (септехлорит, гетит, гидрогетит и магнетит) содержат титан в ограниченных количествах.

Глинозем входит в состав пяти минералов, количественные соотношения которых собственно и определяют качество бокситов. Это — диаспор, гиббсит, корунд, шпинель, септехлорит. В септехлорите содержание Al_2O_3 достигает 32,2 вес. %, а в шпинели — 57,5 вес. %. Сейчас трудно сказать, какое соотношение указанных минералов будет в среднем по всему месторождению из-за отсутствия данных специального опробования, однако в тех образцах бокситов, которые подвергались термическому анализу (см. табл. 2), количество диаспора составляет в среднем 47,1 вес. %. Гиббсит — вторая фаза свободного глинозема, фиксируемая по данным рентгенометрического анализа и ИКС, вероятно, содержится в количестве первых процентов. Корунд, шпинель и септехлорит, как отмечалось выше, присутствуют в переменных количествах.

Железо изоморфно входит в состав многих минералов, слагающих бокситы. В ограниченных количествах оно присутствует в диаспоре, корунде, а как основной минералообразующий компонент входит в состав гематита, ильменита, магнетита, гетита, гидрогетита, септехлорита и шпинели, причем определяющими минералами железа будут ильменит, магнетит, гетит, гидрогетит и гематит.

Кальций присутствует главным образом в составе кальцита, хотя он также фиксируется ограниченно в ильмените, септехлорите, гетите, гидрогетите, магнетите и ильмените на уровне сотых — десятых долей процента. Основной магнийсодержащей фазой является септехлорит, в меньшей степени магнезит, фиксируемый рентгенометрическим анализом, и еще в меньшей степени ильменит и гетит. В ограниченных количествах магний отмечается в магнетите, гидрогетите и диаспоре. Кроме того, редко встречается брусит. Марганец, хром и никель в виде изоморфной примеси скон-

центрированы практически полностью в ильмените, магнетите, гетите и гидрогетите и, вероятно, в гематите. Минералов, содержащих натрий, калий, фосфор и серу (за исключением ничтожных количеств слюды и гидрослюды, концентрирующих калий), не встречено. По-видимому, эти элементы присутствуют как механическая мелкодисперсная или изоморфная примесь в других минералах, если они и образуют самостоятельные фазы, то не обнаруживаются использованными методами диагностики.

На основании данных химического состава, термического, рентгенометрического анализа и ИКС, а также данных микроскопического изучения бокситов в шлифах их приближенный минеральный состав в среднем можно представить следующим образом (%): диаспор — 47,1, гиббсит — 2, гетит + гидрогетит — 14, ильменит — 6,5, септехлорит — 16, магнетит + гематит — 7, шпинель + корунд — 7,4. Особо подчеркнем, что этот минеральный состав ни в коей мере не отвечает среднему минеральному составу бокситов всего месторождения, в котором встречаются также корундиты и существенно шпинелевые породы, а характеризует собственно бокситы, состав которых приведен в табл. 18 и 26.

Исходя из минерального и химического состава (см. табл. 18 и 26) и требований промышленности к качеству минерального сырья [Требования..., 1962; Бенеславский, 1963], бокситы Алагульского месторождения являются моногидратными — диаспоровыми, высокожелезистыми с примесью септехлорита до 20 вес. %. Содержание глинозема в них в пересчете на сухое вещество составляет 49,91 %, кремневый модуль 11,32, что согласно ГОСТ 972—50 [Требования..., 1962] отвечает маркам Б-0, Б-1, Б-2, пригодным для производства глинозема и глиноземистого цемента. Переработка их на глинозем может производиться наиболее экономически выгодным гидрохимическим способом Байера.

ПОРОДЫ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С БОКСИТАМИ, И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ «БЕЗРУДНОГО» ДОКЕМБРИЯ

Ассоциирующие с бокситами породы представлены в табл. 19, в которой приведены составы хлоритов, гранатитов, корундитов, амфиболитов, серпентинитов и метаморфических пород терригенного происхождения. Корундиты — самые высоко глиноземистые породы, в среднем имеющие и наиболее высокий кремневый модуль. В отличие от бокситов, в них почти в три раза понижено содержание железа, большая часть которого представлена окисной формой. Содержание остальных компонентов в корундитах близко к количеству их в диаспоровых бокситах. Интересно, что если весь кремнезем в анализе корундитов связать в септехлорит, то согласно общему количеству воды среднее содержание диаспора в корундитах составит не менее 40 %, что близко к оценке, полученной при микроскопическом изучении шлифов. Низкое содержание железа в корундитах может иметь двойное толкование: либо менее железистый первичный состав боксита благоприятствовал формированию корунда при метаморфизме, что наиболее вероятно, либо происходило частичное перераспределение железа внутри разреза толщ, подвергавшихся метаморфизму.

Гранатиты и хлорититы — высокожелезистые породы, содержащие значительное количество окиси магния и глинозема (табл. 19). В среднем хлорититы характеризуются низким содержанием кремнезема и титана. Количество последнего в них значительно меньше, чем в бокситах и корундитах. Напротив, в них отмечается повышенное содержание окиси магния. В отдельных разностях хлорититов из-за присутствия в их составе диаспора отмечается высокий кремневый модуль, что при высоком содержании глинозема соответствует бокситам.

Химический состав метаморфических пород,

Образец	Минеральный состав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO
1918 ^д	Хл, Грф, Амф, Гел, Кц, Гет, Ци, Сф	33,50	1,66	30,50	15,00	6,00	5,15	0,16
1925-1	Хл, Грф, Сл, Гет	20,00	0,85	23,50	30,40	0,70	14,20	0,14
1901 ^д	Хл, Грф, Сф, Гет	23,00	0,98	25,50	25,00	0,50	12,90	0,24
1904	Хл, Гет, Ди	14,00	0,18	37,50	28,50	0,45	8,75	0,20
1919	Хл, Гет, Гм, Ги	27,50	1,74	29,50	20,10	3,30	6,20	0,18
1901 ^г	Хл, Грф, Шп, Ди, Мт, Сф, Ци	15,00	3,36	35,50	24,80	0,50	12,40	0,26
1919 ^д	Хл, Грф, Кор, Ди, Ци, Сф	20,00	1,24	26,00	18,60	He обн.	22,90	0,14
Средний состав хлорититов		21,86	1,43	29,71	23,30	1,64	11,79	0,19
1905 ^а	Гр, Хл, Гет, Грф, Ру, Сф	30,00	2,14	28,50	24,60	2,40	9,48	0,38
1905	Гр, Хл, Кор, Ди, Ру, Грф, Гет	26,00	2,55	33,50	21,60	1,20	7,80	0,20
2332 ^к	Гр, Хл, Грф, Гет, Ру	31,00	2,86	26,50	25,40	2,85	9,75	0,28
1849	Гр, Хл, Грф, Гет, Ру, Ил, Гел	27,00	2,09	21,50	28,80	2,40	12,20	0,31
2332 ^д	Гр, Грф, Хл, Ру	30,50	1,36	27,50	23,80	2,50	9,10	0,44
Средний состав гранатитов		28,90	2,20	27,50	24,84	2,27	9,67	0,32
1925 ^а	Кор, Хл, Ил, Ди, Мт	8,00	4,32	61,50	14,00	0,95	2,75	0,22
1901 ^б	Кор, Хл, Ил, Мт, Ди	4,50	4,27	66,00	13,00	0,25	2,50	0,18
1946	Кор, Хл, Ди, Ил, Мт	3,00	3,44	83,00	6,15	0,86	0,30	0,20
1900 ^б	Кор, Ди, Грф, Шп, Хл, Гет, Ил	3,00	3,32	65,00	11,80	0,80	3,50	0,20
1918 ^б	Кор, Ди, Шп, Хл, Гет, Ил, Ци	3,50	4,00	70,00	8,40	0,80	1,90	0,21
Средний состав корундитов		4,40	3,87	69,10	10,67	0,73	2,19	0,20
1922 ^и	Амф, Хл, Пр, Кц, Ил, Сф, Грф	40,00	1,82	18,50	14,80	10,90	10,00	0,24
1947	Амф, Пл, Хл, Пр, Ил, Сф, Грф	41,00	1,84	15,50	18,30	10,20	8,80	0,30
Средний состав амфиболита		40,50	1,83	17,00	16,55	10,55	9,40	0,27
1900 ^с	Цо, Пр, КППШ, Гел, Кц, Вез, Хл	43,00	0,20	34,00	1,80	14,50	0,30	0,16
1900 ^и	Амф, КЛПи, Хл, Грф, Кц, Ка	37,00	0,48	8,45	7,75	22,50	15,60	0,20
1900 ^г	КЛПи, Мт, Ка, Шп, Амф, Хл, Сф, Грф	45,00	0,72	7,60	5,10	24,00	12,10	0,20
1918	Ка, Хл, Серп, Шп, Грф, Ол	12,50	0,30	3,10	3,30	34,80	14,25	0,24
1918 ^а	Серп, Мт, Хр, Кб	43,00	He обн.	2,40	3,50	He обн.	38,00	0,10
1918 ^{а-1}	Серп, Мт, Хр, Кб	47,00	0,02	1,90	2,60	0,30	33,60	0,14
Средний состав серпентинита		45,00	0,01	2,15	3,05	0,15	35,80	0,12

Примечание. Анализы выполнены на квантометре «1500-В» аналитиком М. А. Зеркало

ассоциирующих с бокситами, %

Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма	FeO	S _{общ}	H ₂ O _{общ}	M
0,92	1,33	0,033	0,021	7,14	101,41	—	0,049	6,51	0,91
0,06	0,12	0,030	0,028	10,26	100,29	19,97	0,014	11,26	1,18
0,05	Сл.	0,064	0,028	11,40	99,66	—	0,047	11,25	1,11
0,05	0,10	0,050	0,021	10,36	100,26	19,63	0,041	11,53	2,68
0,23	0,14	0,047	0,050	10,98	99,97	—	0,014	8,96	1,07
0,06	0,10	0,030	0,043	9,16	101,21	—	0,472	11,04	2,37
0,07	0,10	0,064	0,043	11,60	100,76	—	0,057	10,88	1,30
0,21	0,27	0,045	0,033	10,13	100,51	19,80	0,099	10,20	1,36
0,31	0,12	Не обн.	0,036	2,26	100,23	20,96	0,014	2,96	0,95
0,13	0,18	0,033	0,028	6,68	99,90	—	0,017	7,08	1,29
0,18	Сл.	0,030	0,036	2,06	100,95	—	0,032	1,66	0,85
0,46	0,27	0,030	0,050	5,22	100,33	—	0,016	4,51	0,80
0,33	0,18	0,033	0,036	4,42	100,20	—	0,008	2,17	0,85
0,28	0,15	0,025	0,037	4,13	100,32	20,96	0,017	3,68	0,95
0,06	0,18	0,030	0,063	7,48	99,55	—	0,156	7,76	7,96
0,07	0,14	0,068	0,088	9,44	100,52	—	0,052	9,92	14,67
0,05	0,05	0,025	0,021	3,06	100,16	2,00	0,066	2,95	27,67
0,05	0,08	0,013	0,021	11,86	99,64	—	0,052	9,62	21,67
0,05	0,10	0,033	0,043	11,06	100,07	—	0,027	11,06	20,00
0,06	0,11	0,034	0,047	8,58	99,99	2,00	0,071	8,26	15,70
1,65	0,50	0,033	0,063	1,64	100,15	10,96	0,011	2,24	0,46
0,81	0,28	0,025	0,014	2,86	99,93	13,86	0,032	3,08	0,38
1,23	0,39	0,029	0,038	2,25	100,04	12,41	0,021	2,66	0,42
2,13	1,67	0,017	0,014	2,20	99,99	0,44	0,052	1,77	0,79
0,41	0,20	0,017	0,014	7,54	100,17	5,84	0,021	2,34	0,23
0,28	0,05	0,025	0,028	6,40	101,50	3,70	0,034	0,84	0,17
0,18	0,05	Не обн.	Не обн.	31,20	99,74	2,30	0,057	2,61	0,25
Сл.	0,05	0,175	0,220	13,22	100,67	1,56	0,071	12,14	0,06
Сл.	0,05	0,125	0,140	14,32	100,10	1,27	0,038	11,94	0,04
Сл.	0,05	0,150	0,180	13,77	100,38	1,41	0,054	12,04	0,05

вой. Железо общее в форме Fe₂O₃; где определялось FeO, оно вынесено за сумму.

Химический состав метаморфических пород «безрудного»

Образец	Минеральный состав	Химический состав								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O
1897	Гр, Пл, Амф, КлПи, Пр, Ил, Сф	42,50	1,12	12,65	16,10	13,10	9,35	0,22	1,60	0,62
1897 ^а	Гр, Амф, Пл, ФЛ, КлПи, КлПи, Ил, Сф	43,00	1,22	14,50	16,35	12,80	7,71	0,23	1,95	0,62
1893 ^ж	Гр, Амф, Пл, ХЛ, Ил, Сф, Гет	43,00	1,04	17,50	17,20	9,80	6,80	0,20	1,40	0,85
Средний состав амфиболитов		42,83	1,13	14,88	16,55	11,90	7,95	0,22	1,65	0,70
1896	Кпш, Му, Кв, Ск, Грф, Гсл	47,00	0,70	15,30	5,50	12,90	1,65	0,18	0,20	4,75
2030 ^д	Ггет, Кб, Кв	11,66	0,94	0,70	68,66	1,20	0,68	0,04	0,11	0,16
1893 ^с	Кв, Гет	67,00	Не обн.	2,45	22,30	0,80	1,75	0,10	0,05	0,10
1924	Амф, Гет	32,00	0,15	5,90	42,20	3,20	3,45	0,14	0,92	0,43

Примечание. Обр. 2030^д — анализ химический, аналитик Л. С. Зоркина; остальные закисное железо вынесено за сумму. Обр. 2030^д — зона окисления в рудосодержащем докембри,

В гранатитах среднее содержание кремнезема выше, чем в хлорититах. Наблюдается стабильное количество окиси титана, кальция и магния. Гипергенные и эпигенетические изменения в гранатитах проявлены в разной степени, что фиксируется по различной величине потерь при прокаливании. Гранатиты сложены главным образом гранатом пироп-альмандинового состава и, как видно из приведенных анализов этих пород и сопоставления с составом анализируемого граната (см. табл. 9), он во всех гранатитах одинаков. Это следует и из одинакового соотношения магния и железа в различных образцах гранатитов.

Составы метаморфических пород терригенного происхождения, согласно анализам, обнаруживают большой разброс, обусловленный разным составом обломков и количественным соотношением их с цементирующим кальцитовым цементом. Так, в породах, где фиксируются обломки калиевого полевого шпата, повышено содержание калия. В породах, сложенных преимущественно моноклинным пироксеном, содержащих малое количество кальцитового цемента, соотношение компонентов близко к соотношению компонентов клинопироксена. От количества кальцитового цемента существенно меняется и содержание потерь при прокаливании, в составе которых, ввиду малого количества конституционной воды, преобладает СО₂. В метаморфических породах терригенного происхождения, а также в хлорититах и гранатитах в основном преобладает закисное железо, в то время как в диаспоровых бокситах и корундитах — окисное. Это обстоятельство в какой-то мере указывает на то, что в процессе образования хлорититов присутствовала преимущественно закисная форма железа. Напротив, при формировании бокситов участвовали растворы, обогащенные катионами трехвалентного железа, которое переходило в раствор из структуры силикатов при их полной деструкции в гипергенных условиях, где происходило и окисление закисного железа.

Поскольку серпентиниты также ассоциируют с бокситами, было проанализировано два образца (см. табл. 19), которые не отличаются какими-либо особенностями от этих пород, распространенных в других районах

докембрия и пород, обогащенных гидрогетитом, вес. %

NiO	SiO ₂	П.п.п.	Сумма	FeO	S _{общ}	H ₂ O _{общ}	M	Порода
0,017	0,017	1,32	98,61	11,85	0,135	1,35	0,30	Гранатовый амфиболит
0,008	0,028	1,82	100,23	11,18	0,426	1,36	0,34	» »
0,017	0,014	2,54	100,36	13,40	0,019	2,46	0,41	» »
0,014	0,020	1,89	99,73	12,14	0,193	1,72	0,35	
0,017	Не обн.	12,82	101,02	0,65	0,019	2,30	—	Кристаллический сланец; кроме того: P ₂ O ₅ —0,13; H ₂ O ⁻ —1,64; CO ₂ —0,32
—	—	14,18	100,10	0,15	0,152	—		
0,064	0,100	4,80	99,41	1,04	0,025	4,04		
0,033	0,014	10,44	98,88	1,11	0,338	8,95		

образцы — анализ на квантометре «1500-В», аналитик М.И. Зеркалова. Железо общее в форме Fe₂O₃, обр. 1893^c и 1924 — «безрудный» докембрий.

[Пинус и др., 1973]. Это существенно магнезиальные породы с довольно высокой степенью окисленности, практически не содержат титана и щелочей, зато в отличие от всех других пород обогащены никелем и хромом, наиболее типичными элементами-примесями ультраосновных пород. В отношении глинозема — это самые бедные породы, в которых глиноземсодержащая фаза — хромшпинель присутствует в весьма ограниченных количествах. Минеральный состав серпентинита представлен на 98—99% антигоритом (см. рис. 33). Кстати, заметим, что поскольку рудосодержащий докембрий со всех сторон окружен гипербазитами, может создаться мнение о генетической связи бокситов с ультраосновными породами. Однако даже беглое сравнение химического состава гипербазитов с приведенными анализами всех пород, распространенных в изолированном клине докембрия, показывает необоснованность таких допущений. Пространственная чисто случайная связь гипербазитов и бокситов налицо и даже, более того, при формировании бокситов, как отмечалось выше, гипербазиты уже были выведены на поверхность, поскольку продукты их дезинтеграции фиксируются в хлорититах.

Единственная порода, которая встречается как в рудосодержащем, так и в «безрудном» докембрии, — амфиболит. Очень редко в обоих случаях встречены также хлорит-графитовые сланцы. Ранее, при петрографической характеристике амфиболитов, были показаны их одинаковый парагенезис, условия метаморфизма и близкие диафорические изменения и, таким образом, доказана их тождественность в обеих толщах. Химические анализы амфиболитов из этих толщ (см. табл. 19, 20) также свидетельствуют о их практически полной аналогии. В составе амфиболитов из рудосодержащего докембрия лишь в несколько повышенных количествах присутствуют титан и в меньших — щелочи. Кроме того, в амфиболитах «безрудного» докембрия в больших количествах содержится сера, которая входит в состав пирита. Все же другие компоненты с учетом точности анализов присутствуют в равных количествах. Более высокое содержание щелочей в амфиболитах «безрудного» докембрия, по нашему мнению, свя-

зано с воздействием молодых гранитоидных интрузий, прорывающих амфиболиты. В поле развития толщ «безрудного» докембрия широко проявлен гранитоидный магматизм, который воздействует на вмещающие породы рамы и проявляется в инъекциях мелких жил и проявлении вкрапленников микроклина в различных метаморфических породах.

Абсолютный возраст метаморфических пород, даже без видимых следов воздействия гранитов, близок к абсолютным возрастам самих гранитов. В то же время абсолютный возраст амфиболитов, расположенных в тектоническом клине среди гипербазитов, намного древнее. Сказанное наводит на мысль, что метаморфические породы «безрудного» докембрия заражены калием, связанным с более молодыми гранитными интрузиями. Причем, согласно анализам (см. табл. 19, 20), содержание калия в амфиболитах «безрудного» докембрия почти в два раза выше, чем в амфиболитах рудосодержащего докембрия. Напротив, амфиболиты тектонического клина были экранированы ультраосновными породами от воздействия прорывающих метаморфические толщи гранитов, что и привело к сохранности первичного калия, и в результате — к более истинному абсолютному возрасту.

Общую сравнительную характеристику руд и различных пород рудосодержащего и «безрудного» докембрия дает рис. 33. На него нанесены все составы пород, помещенных в табл. 18—20 в указанных на рисунке координатах, как предложено В. К. Головенком (1977). В выбор этих координат мы не вкладываем каких-то генетических соображений, а считаем,

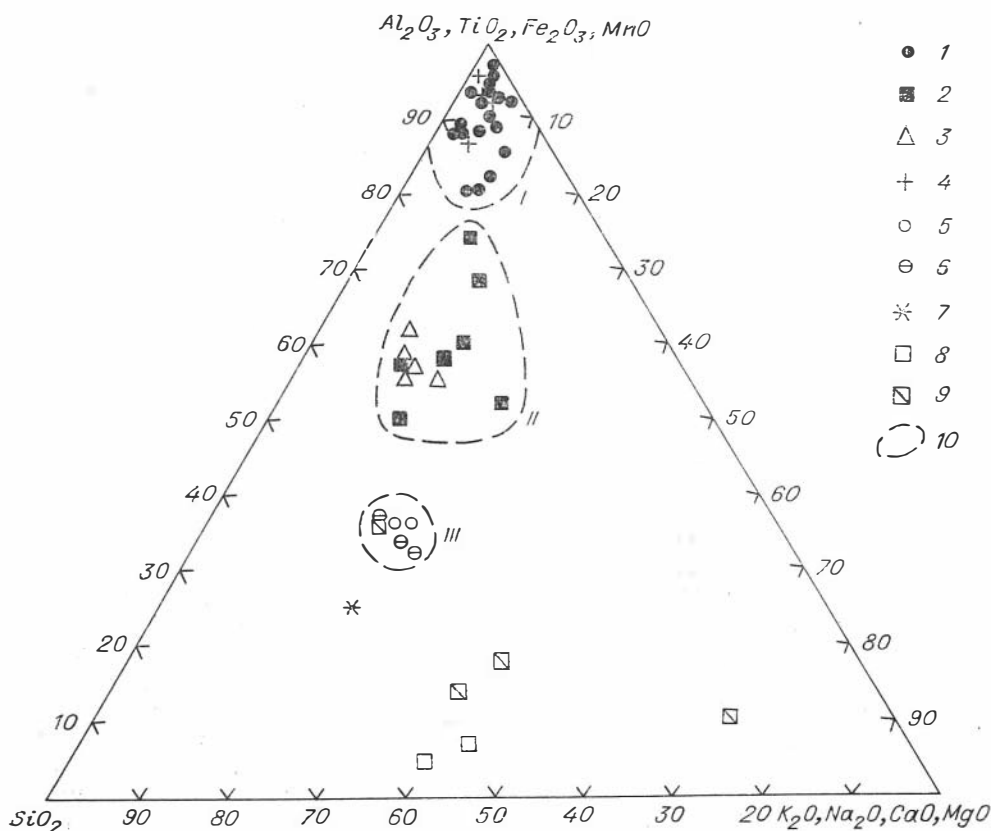


Рис. 33. Состав диаспоровых бокситов, ассоциирующих с ними пород и метаморфических образований «безрудного» докембрия.

1 — диаспоровые бокситы; 2 — хлорититы; 3 — гранатиты; 4 — корундиты; 5 — амфиболиты рудосодержащего докембрия; 6 — амфиболиты «безрудного» докембрия; 7 — кристаллические сланцы; 8 — серпентиниты; 9 — метаморфические породы терригенного происхождения; 10 — поля различных пород.

что наглядность графического представления состава бокситов в данных координатах наиболее рациональна. Основные компоненты — алюминий и элементы группы железа; щелочные и щелочноземельные элементы, как правило, в бокситах содержатся в незначительных количествах, а содержание кремнезема характеризует качество бокситов. При графическом изображении все анализируемые пробы разбиты на четыре основных группы. Корундиты и бокситы образовали густой рой в верхней части диаграммы, отражая существенно их глинозем-железистый состав. Гранатиты и хлорититы образуют обособленное вытянутое поле с тенденцией к обогащению глиноземом хлорититов. Амфиболиты рудосодержащего и «безрудного» докембрия также составляют отдельное компактное поле в области повышенного содержания кремнезема, подтверждая еще раз отсутствие различий в составе амфиболитов из различных толщ. Метаморфические породы терригенного происхождения обнаруживают большой разброс по составу в связи с переменным соотношением содержащихся в них разнообразных обломков и цементирующего карбонатного материала.

Заканчивая петрохимическую характеристику еще раз подчеркнем, что амфиболиты в основании бокситов, а иногда переслаивающиеся с ними, и амфиболиты, распространённые в метаморфических толщах «безрудного» докембрия, по комплексу признаков являются полными аналогами. Обогащение калием последних связано с более поздним внедрением гранитоидов в метаморфические докембрийские образования хр. Ихэ-Дарибн.

Перейдем к обсуждению геохимической характеристики пород. Геохимические особенности бокситов и метаморфических пород охарактеризованы 63 количественными спектральными анализами. Выборки по отдельным группам составили: бокситы и их метаморфизованные аналоги — 23, породы, ассоциирующие с бокситами из рудосодержащего докембрия, — 18, «безрудного» докембрия — 20 и серпентиниты — 2 анализа. Данные спектрального количественного анализа помещены в табл. 21—23. Количество титана в приведенных анализах следует считать условным, а точное представление дает химический анализ, согласно которому наиболее богаты этим элементом бокситы, в меньших количествах он присутствует в породах рудосодержащего докембрия и наиболее низкие содержания характерны для «безрудного» докембрия. Определение титана спектральным количественным анализом ненадежно, так как точность определения при высоких содержаниях недостаточна.

Качественное спектральное определение элементов-примесей во всех образцах, подвергавшихся количественному спектральному анализу, показало отсутствие в них W, Tl, Cd, As, Sb, Bi, Ag. В единичных пробах обнаружены: в бокситах — Pb, Ge, Sn, Y, Yb; в породах рудосодержащего докембрия — Pb, Ge, Sn; в породах «безрудного» докембрия — Ge, Sn, Be, La. Иттрий и иттербий встречаются во всех пробах обеих толщ, за исключением бокситов, однако количественный анализ на них не проводился. Все остальные элементы, которые фиксировались спектральным анализом, определялись количественно и приведены в указанных выше таблицах. Как следует из приведенных данных, между названными группами устанавливаются некоторые сходства и различия. Серпентиниты резко отличаются от всех других пород как по спектру элементов, так и по их содержанию. В них повышено в несколько раз количество хрома, никеля и кобальта — элементов, типичных для ультраосновных пород, и резко понижено содержание титана, ванадия, меди, циркония и стронция. В несколько раз меньше в серпентинитах содержания марганца, скандия и бария, отсутствуют галлий, свинец и цинк. Установленные различия в распространенности элементов-примесей, кроме бора и молибдена, в серпентинитах по сравнению с бокситами и различными образованиями рудосодержащего и «безрудного» докембрия позволяют еще раз подчеркнуть вывод о случайной пространственной связи гипербазитов с бокситами.

Содержание элементов-примесей в диаспоровых бокситах и корундитах по данным количественного спектрального анализа, г/т

Образец	Mn	Ti	Ga	Cr	Ni	V	Cu	Zr	Sc	Co	B	Pb	Mo	Zn	Ba	Sr	Порода
1946	960	4000	13	260	63	100	110	38	11	15	15	—	3	56	11	27	Корундит
1900	1700	940	10	180	80	180	56	44	8	52	14	Сл.	2,4	260	10	19	Шпинелевая
1900 ^а	750	1000	14	60	68	20	26	44	5	42	8	—	1,1	62	12	16	Боксит
1901 ^а	640	870	10	60	37	24	86	37	8	12	—	—	1,5	45	19	20	»
1919 ^г	700	930	13	50	100	80	61	29	—	10	—	—	2,2	62	23	15	»
1921 ^б	1300	2700	19	170	35	180	100	58	10	10	8,4	—	1,7	350	24	30	»
1918 ^б	1100	6300	18	430	130	150	200	60	15	35	8	—	2,7	68	16	17	Корундит
1900 ^б	860	5400	22	360	39	200	120	250	45	12	8,2	—	2,0	74	14	24	»
1925 ^а	1350	10 000	40	460	70	360	100	90	28	63	9	—	2,1	1000	19	25	»
1925	1700	9000	27	560	120	400	1000	100	17	56	8,4	Сл.	2,1	300	13	24	Боксит
1903	920	3000	23	120	55	200	140	76	13	15	8	—	1,9	72	17	35	»
1670 ^а	940	1100	19	160	90	66	56	80	11	26	Сл.	—	1,6	60	14	17	»
2332 ^а	1000	1700	20	100	70	100	96	33	17	50	8	—	1,8	64	12	14	»
2332 ^б	940	1000	15	180	140	180	100	32	19	70	8	—	1,7	56	14	16	»
1901 ^б	1900	6300	24	270	66	180	26	80	15	32	—	—	0,8	60	15	20	Корундит
1918 ^{жк}	1400	2800	13	150	68	84	45	35	12	46	—	—	1,9	88	18	18	Боксит
1920	940	1000	23	76	42	50	35	35	10	37	—	—	1,5	65	20	21	»
1849 ^а	1700	10 000	—	300	250	600	120	25	—	75	40	—	—	1000	24	27	Шпинелевая
2030 ^г	960	4000	—	140	270	140	23	26	—	75	30	—	—	270	23	27	Боксит
1848	480	3400	—	160	62	160	37	23	—	30	40	—	—	120	53	15	»
1671 ^а	1640	10 000	—	300	100	200	7	23	—	72	—	—	—	240	66	42	»
1849 ^б	1220	6000	—	140	120	160	45	27	—	110	—	—	—	160	90	60	»
1668	1500	8000	—	260	290	290	28	27	—	160	—	—	—	220	24	35	»
Среднее значение ...	1200	4324	18	215	403	179	114	55	16	51	10	—	2	206	24	25	

Примечание. Анализы здесь и в табл. 22, 23 выполнены Н. А. Яковлевой.

Содержание элементов-примесей в породах, ассоциирующих с диаспоровыми бокситами по данным количественного спектрального анализа, г/т

Образец	Mn	Ti	Ga	Cr	Ni	V	Cu	Zr	Sc	Co	B	Pb	Mo	Zn	Ba	Sr	Порода
1900 ^в	1100	1600	10	46	100	140	10	72	14	22	—	2	0,7	150	25	74	Терригенно-метаморфическая
1905 ^д	2100	3200	6,6	280	78	260	62	120	10	29	9,4	—	1,4	64	13	28	Гранатит
1849	2100	5000	11	300	60	220	86	12	92	50	9	—	1,4	58	24	34	»
1905	2100	9000	40	350	66	500	66	100	50	21	9	—	1,6	100	24	26	»
2332 ^ж	3000	4200	11	400	30	420	140	100	64	16	11	—	1,3	45	14	14	»
1919	920	6200	21	280	55	220	120	90	18	25	11	—	1,5	45	15	35	Хлоритит
1901 ^з	1200	2400	13	120	160	40	100	65	17	82	6	—	1,8	43	14	18	»
1900 ^г	370	700	60	46	8	33	14	47	5	7,2	14	11	0,5	—	500	80	Терригенно-метаморфическая
1918	1500	200	6	30	8	50	25	34	5	6,6	Сл.	—	—	—	16	38	»
1922 ^и	950	5800	16	380	100	540	70	80	82	76	15	Сл.	1,2	60	40	180	Амфиболит
1947	2100	4500	20	80	74	500	74	40	50	120	14	—	1	260	47	100	»
1904	750	400	11	37	68	160	24	32	10	29	12	—	1,6	56	30	40	Хлоритит
1919 ^д	1000	5200	8	150	110	230	6,8	89	21	24	—	—	1,4	45	19	26	»
1900 ^т	760	2400	10	80	54	540	58	130	27	16	11	—	1,5	60	27	80	Терригенно-метаморфическая
1918 ^л	1400	3200	21	180	82	360	150	110	50	51	50	—	2,2	52	620	400	Хлоритит
1925-1	1000	800	7,6	80	50	40	330	35	17	17	—	—	2,3	60	14	29	»
2332 ^к	2500	10 000	6,4	300	49	280	33	150	90	35	9,4	—	1,4	68	14	20	Гранатит
1901 ^т	1000	3300	11	540	160	200	78	48	60	43	—	—	0,8	40	16	54	Хлоритит
Среднее значение	1436	3783	16	204	73	263	75	75	38	37	10	1	1	67	82	71	

Содержание элементов-примесей в породах «безрудного» докембрия по данным количественного спектрального анализа, г/т

Образец	Mn	Ti	Ga	Cr	Ni	V	Cu	Zr	Sc	Co	B	Pb	Mo	Zn	Ba	Sr	Порода
1896	780	2700	21	100	12	120	54	180	21	12	11	—	0,8	68	500	82	Кристаллический сланец
1893 ^c	550	180	11	2600	300	90	38	50	14	95	15	26	3,3	54	15	12	Кварц-гетитовая
1924	1000	340	8,8	43	52	7,8	76	60	9	8,6	18	18	2,4	30	60	17	Амфибол-гетитовая
1897	2100	3400	15	150	20	700	38	80	31	39	15	26	0,5	66	35	24	Гранатовый амфиболит
1897 ^a	1600	4800	8	100	29	420	62	41	39	10	16	22	1,9	68	23	27	»
1911 ^a	10 000	1400	10	52	37	62	45	86	20	8	12	—	0,5	—	700	38	Кристаллический сланец
1893 ^b	1300	5000	12	200	110	160	80	160	24	31	9	6	—	74	600	100	Амфиболит
1893 ^d	2200	1800	10	42	38	60	94	130	16	16	10	4	2,4	30	110	24	Песчаник
1897 ^г	430	6400	16	100	64	150	66	350	14	24	11	—	—	56	360	29	Кристаллический сланец
1893 ^ж	1800	2400	10	55	66	300	85	56	45	58	12	5	0,9	100	43	27	Гранатовый амфиболит
1893 ^з	2600	290	5,4	15	10	—	14	22	—	—	—	—	—	—	28	180	Мрамор с терригенным мате- риалом
1898	640	4200	18	37	23	120	31	250	13	12	—	15	Сл.	54	3000	490	Кристаллический сланец
1911	2000	2800	18	70	25	120	110	450	19	12	10	18	2	70	190	28	»
1899 ^и	1200	5800	13	150	100	160	100	130	25	46	5	—	0,9	60	880	360	Амфиболит
1907 ^к	1100	660	4	5000	65	120	92	47	64	54	12	—	—	58	300	120	»
1893 ^г	560	2500	14	73	30	70	16	130	13	11	—	10	—	60	1000	180	Песчаник
1911 ^г	1300	4600	18	56	62	270	36	290	43	28	11	6	0,6	76	500	150	Гранатовый амфиболит
1893 ^б	840	3400	16	110	55	150	22	340	28	12	7	11	0,9	53	410	190	Кристаллический сланец
1910 ^б	2000	4400	14	—	80	600	140	110	43	86	10	—	0,9	150	47	58	Гранатовый амфиболит
1895	2500	520	5	52	56	16	64	20	10	10	12	—	1	47	18	18	Кварцит
Среднее значение	1825	3020	12	450	62	185	63	149	25	29	10	8	1	59	441	120	

Иная картина проявляется при сравнении бокситов с остальными двумя группами пород. Прежде всего заметим, что содержания ряда элементов в этих трех группах, таких, как марганец, титан, галлий, никель, ванадий, медь, скандий, кобальт, бор и молибден, при существующих колебаниях количественной оценки обнаруживают большое сходство, более тесное между бокситами и породами рудосодержащего докембрия. Здесь отличия проявляются только в обогащении цинком бокситов и в повышении содержания бария и стронция в породах, вмещающих бокситы. Цинк в бокситах концентрируется в шпинели, которая, согласно микрозондовому анализу, содержит до 0,1 вес. %. Породы «безрудного» докембрия отличны как от бокситов, так и от вмещающих их пород более высоким содержанием хрома, циркония, свинца, бария и стронция. В то же время количество цинка одинаково в породах обеих докембрийских толщ. Несмотря на незначительные геохимические различия бокситов и пород докембрийских толщ, обусловленные различным геохимическим и минеральным составом пород, мы не видим принципиальных различий между этими сравниваемыми группами, как, например, это имеет место для серпентинитов. Это обстоятельство, по нашему мнению, свидетельствует о формировании бокситов, вмещающих их пород и образований «безрудного» докембрия в условиях одного геохимического фона. Колебания в содержании ряда элементов обусловлены главным образом местным неравномерным распределением продуктов седиментации и, как следствие, неоднородным распределением компонентов, изоморфно входящих в структуру ряда минералов и образующих самостоятельные фазы, в процессе осадконакопления и метаморфизма. Нейтронно-активационный анализ бокситов и ассоциирующих с ними пород на золото и платину, проведенный Р. Д. Мельниковой, показал наличие незначительных количеств этих элементов в анализируемых образцах. Средние значения составили (мг/т):

	Au	Pt
Хлорититы (2)	0,48	—
Шпинелевая порода (1)	0,70	16,23
Бокситы (4)	0,73	25,87
Гранатит (2)	0,88	6,03
Терригенно-метаморфическая порода (2)	0,65	—

(Цифры в скобках — количество анализов).

При сравнении диаспоровых бокситов Алагульского месторождения с бокситами геосинклинальных и платформенных областей [Теняков, 1975] выявлены некоторые особенности, присущие бокситам данного месторождения. В. А. Теняковым (1975) показано, что между геосинклинальными и платформенными бокситами нет принципиальных различий в распространенности и соотношении элементов, характеризующих эти образования. Полученные данные не дают возможности определенно утверждать, что изученные нами бокситы не имеют принципиальных геохимических отличий от бокситов платформ и геосинклиналей. Так, в бокситах Алагульского месторождения не зафиксированы селен и бериллий, практически отсутствуют олово, свинец и германий. В них в несколько раз ниже содержание галлия, циркония, стронция и бора. Все это отличает Алагульский боксит от бокситов, возникавших в процессе латеритного выветривания, что позволяет нам с большой долей вероятности отрицать латеритное происхождение бокситов. Этот вывод подтверждается данными Б. М. Михайлова, убедительно показавшего невозможность образования латеритных кор выветривания в докембрийское время, в которое, как показано выше, формировались изученные бокситы.

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ АЛАГУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Вопросам генезиса бокситов посвящена обширная литература [Бокситы..., 1958; Кривцов, 1968; Проблемы..., 1975; Рудоносные коры..., 1974; Геология..., 1976; Закономерности..., 1978; и др.]. В настоящей главе на основе полученных фактических данных высказываются некоторые соображения, касающиеся происхождения бокситов только Алагульского месторождения.

Прежде чем перейти к выяснению условий формирования бокситов открытого месторождения, кратко охарактеризуем изотопный состав графита, входящего в состав бокситов, вмещающих их пород рудоносной пачки и в породы так называемого «безрудного» докембрия, и охарактеризуем условия метаморфизма бокситов.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГРАФИТА ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ хр. ПХЭ-ДАРИБИ

Количество графита в диаспоровых бокситах Алагульского месторождения и ассоциирующих с ними породах варьирует в широких пределах. Наиболее обогащены графитом хлорититы (хлоритовые сланцы) и гранатиты, переслаивающиеся с диаспоровыми бокситами. В составе этих пород содержание его достигает местами 30% объема. В мелкозернистых диаспоровых бокситах макроскопически графит не обнаруживается, однако его присутствие в рудах подтверждается результатами анализов бокситов на содержание в них органического вещества (табл. 24). В крупнозернистых корунд-диаспоровых и существенно корундовых породах графит в виде самостоятельных крупных обособлений фиксируется в межзерновом пространстве, а также встречается в виде включений в зернах корунда. Графит содержится в амфиболитах, участвующих в составе как рудоносной пачки, так и «безрудного» докембрия. Помимо амфиболитов он присутствует и в составе других метаморфических пород докембрия (мраморах и кристаллических сланцах), где содержание его, за редким исключением, не превышает 2—3% объема пород.

Наличие графита в породах рудоносной пачки и в составе пород метаморфической толщи докембрия побудило нас изучить его изотопный состав и сравнить полученные результаты.

Таблица 24
Содержание органического вещества в протерозойских образованиях хр. Пхэ-Дарибн, вес. %

Тип	Образец	Порода	$C_{орг}$	Битум хлороформенный
I	1905	Гранатит	1,04	0,003
	1902	Хлоритит	0,06	Не обн.
	1949	Амфиболит	0,83	0,003
	1819 ^ж	Боксит	0,04	Не обн.
	1948	»	0,05	»
II	1907	Кристаллический сланец	8,94	0,005
	2307 ^г	Амфиболит	0,18	Не обн.
	2306 ^с	»	0,03	»

Примечание. Анализ выполнен в лаборатории нефти и битумов СНИИГГиМС, г. Новосибирск.

Для изучения изотопного состава углерода, входящего в состав минералов метаморфических пород, были выполнены определения отпозволенных C^{12}/C^{13} в графитах и кальцитах (табл. 25) из пород рудосодержащего (I) и «безрудного» (II) докембрия. В первую группу вошли корундиты (1900^б), метаморфические породы терригенного происхождения (1900^г, 1918), хлорититы (1906^а, 1906^{а-1}, 1919^д) и гранатиты (2332^д). Вто-

Изотопный состав углерода графитов и кальцитов из протерозойских пород хр. Ихэ-Дарьня

Тип	Образец	Порода	Минерал	δC^{13} , ‰
I	1900 ^б	Корундит	Графит	-1,793
	2332 ^а	Гранатит	»	-1,831
	1906 ^{а-1}	Хлоритит	»	-2,311
	1906 ^а	»	»	-2,194
	1919 ^д	»	»	-2,331
	1900 ^г	Терригенно-метаморфическая порода	»	-1,040
	1918	То же	»	-1,02 *
	1918	»	Кальцит	-0,853
II	1907-1	Кристаллический сланец	Графит	-2,257
	1907	То же	»	-2,261
	1909 ^г	Мрамор	Кальцит	-0,326
	1893	»	»	+0,180

Примечание. Анализ выполнен Е. Ф. Доильницким (ИГиГ СО АН СССР, лаборатория масс-спектропии).

* Точность определений $\pm 0,1\%$, остальные $\mp 0,02\%$.

рая группа представлена кристаллическими сланцами (1907, 1907-1) и мраморами (1909^г, 1893). Из таблицы видно, что графиты из хлорититов рудосодержащего докембрия и кристаллических сланцев «безрудного» докембрия практически имеют одинаковый изотопный состав, близкий к составу углерода органического происхождения [Галимов, Гарин, 1968] (обр. 1906^а, 1906^{а-1}, 1919^д, 1907-1, 1907), и обогащены легким изотопом C^{12} по сравнению с остальными образцами. Изотопный состав графита из гранатитов и корундитов почти одинаков и несколько обогащен тяжелым углеродом по сравнению с графитом хлорититов и кристаллических сланцев. Углерод графита из кальцитового цемента в метаморфических породах терригенного происхождения обладает наиболее тяжелым составом, как это следует из анализов образцов 1900^г и 1918. Кальцит в образце 1918 несколько обогащен тяжелым изотопом относительно сосуществующего с ним графита. Наиболее обогащенными тяжелым углеродом оказались кальциты из мраморов, образующих прослой в толще кристаллических сланцев «безрудного» докембрия. Значения δC^{13} , полученные для этих кальцитов, попадают в интервал, характерный для изотопного состава углерода метаморфизованных морских известняков [Галимов, 1968].

Согласно данным табл. 25 все изученные по изотопному составу углерода породы могут быть подразделены на три группы. В первую из них попадают прослой мраморов из толщи кристаллических сланцев. Эти метаморфизованные известняки отличаются чистотой состава и не содержат примеси терригенного материала. Седиментация их происходила в морском бассейне хемогенным путем. В состав кальцитов мраморов входит углерод с наиболее тяжелым изотопным составом. Вторая группа объединяет породы, углерод графита которых имеет самый легкий состав, отвечающий углероду органического происхождения. В эту группу попадают хлорититы и кристаллические сланцы. Третью группу представляют гранатиты и корундиты, в которых графит при близком изотопном составе обогащен тяжелым изотопом углерода по сравнению с графитом пород второй группы.

Графит из диаспоровых бокситов не анализировался, однако, судя по наличию в них органического вещества (см. табл. 24), графит в бокситах присутствует. Его изотопный состав, вероятно, будет близок изотопному составу графита, содержащегося в корундитах и гранатитах, поскольку эти породы тесно пространственно взаимосвязаны с диаспоровыми бокситами.

Источником углерода графита пород рудоносной пачки, как и метаморфических пород «безрудного» докембрия, было вещество первично органического происхождения. Это следует из значений δC^{13} для углерода органического вещества, которые колеблются от 1,1 до 2,9% [Gavelin, 1957; Галимов, 1968; Галимов и др., 1968]. По данным этих авторов, величина δC^{13} углерода органического происхождения при преобразовании в процессе метаморфизма в графит остается почти неизменной. Этот вывод подтверждается и данными наших анализов. Так, состав графита из хлорититов по сравнению с составом органического углерода практически не претерпевает изменения, а изотопный состав углерода графита из остальных пород лишь несколько обогащается тяжелым углеродом. Важно также отметить, что величина δC^{13} кальцита из метаморфической породы терригенного происхождения близка по значению к δC^{13} карбонатов, образовавшихся в прибрежно-морских или лагунных условиях [Галимов, 1968; Галимов и др., 1968].

Таким образом, анализ материалов по изотопному составу графита, содержащегося как в породах рудоносной пачки, так и в метаморфических породах «безрудного» докембрия, позволяет сделать следующие выводы:

- 1) источником графита было вещество первично органического происхождения;
- 2) условия седиментации докембрийских пород рудоносной пачки и «безрудного» докембрия существенно не отличались между собой, о чем свидетельствует близость изотопного состава углерода графита из этих пород;
- 3) метаморфические породы терригенного происхождения изначально формировались в лагунных или прибрежно-морских условиях.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ

Как известно, условия метаморфизма определяются двумя главными факторами — температурой и давлением. В то же время парагенезисы минералов, возникающие в результате метаморфизма, будут зависеть не только от температуры и давления, но и от химического состава пород, подвергавшихся метаморфизму. На Алагульском месторождении встречается несколько типов пород, различающихся химическими и минеральными составами. Среди них выделяются хлорититы ($Xл(14 \text{ \AA}) \mp Ди \mp Кор \mp Шп \mp Мт \pm Гм$, $Xл(7 \text{ \AA}) \mp Кор \mp Ди \mp Шп \mp Мт$), корундиты ($Кор \mp Xл(7 \text{ \AA}) \mp Ди \mp Шп \mp Мт$), шпинелевые породы ($Шп \mp Ди \mp Xл(7 \text{ \AA}) \mp Кор \mp Мт$) и диаспоровые бокситы ($Ди \mp Xл(7 \text{ \AA}) \mp Шп \mp Кор \mp Мт \mp Гм$). Другие минералы, встречающиеся в породах (см. табл. 18 и 19), равно как и графит, вероятно, не оказывают влияния на возникающие парагенезисы, по которым определяются условия метаморфизма.

Как видно из приведенных парагенезисов, практически, все минеральные ассоциации сводятся к двум, имеющим принципиально важное значение: $Xл(7 \text{ \AA}) \mp Ди \mp Кор \mp Шп$ и $Xл(14 \text{ \AA}) \mp Ди \mp Кор \mp Шп$. Те же различия, которые устанавливаются по присутствию или отсутствию той или иной фазы, обусловлены изначальной дифференциацией вещества в процессе осадконакопления, обусловившей послойное обогащение кремнеземом, глиноземом или железом (вместе или по отдельности).

В зависимости от содержания тех или иных компонентов можно рассмотреть метаморфизм двух систем, одна из которых отвечает составу $Al_2O_3-H_2O$, а другая $SiO_2-Al_2O_3-MgO-H_2O$. Первая система исследовалась Г. Эрвином, Е. Ф. Осборном [Ervin, Osborn, 1951] и Г. С. Кеннеди [Kennedy, 1959] при разных температурах и давлении. В ней рассмотрены взаимоотношения и показаны поля устойчивости трех наиболее распространенных минералов свободного глинозема (рис. 34, кривые 1, 2, 3), входящих в состав бокситов. Как следует из экспериментальных данных, наиболее низкотемпературная фаза — гиббсит. При давлении от 1 до 3 кб его верхний температурный предел не превышает $150^\circ C$. Выше этой температуры он выделяет воду с образованием моногидрата глинозема. При этом низкие давления способствуют метастабильному существованию бемита, а повышение давления благоприятствует появлению диаспора. При одной и той же температуре метаморфизма в зависимости от давления мы будем иметь либо бемитовые, либо диаспоровые или смешанного состава бокситы (см. рис. 34), что, вероятно, и имеет место в природе. С повышением температуры поле метастабильного бемита также сокращается.

Однако вопрос о присутствии метастабильного бемита в поле устойчивости диаспора еще окончательно не выяснен и объясняется главным образом кинетическими факторами [Kennedy, 1959], связанными с продолжительностью эксперимента. При увеличении времени последнего расширяется поле устойчивости диаспора, а при быстрой скорости кристаллизации формируется метастабильная модификация глинозема. Если это так, то можно полагать, что все древние бокситы, подвергшиеся региональному метаморфизму, должны быть существенно диаспоровыми, а молодые — существенно бемитовыми. Решение вопроса о взаимоотношении стабильной и метастабильной фаз моногидрата глинозема ответит на многие вопросы формирования и геологической истории бокситов. При температуре выше $350^\circ C$, незначительно завися от давления, как бемит, так и диаспор (главным образом) теряют воду с образованием корунда. На Алагульском месторождении в диаспоровых бокситах мы наблюдаем ассоциацию диаспора с корундом, которая указывает, что верхняя температурная граница метаморфизма располагается вблизи равновесия $Ди = Кор + H_2O$.

Вторая более сложная система изучалась экспериментально многими исследователями [Velde, 1973; Velde, Kornprobst, 1969; Fawcett, Yoder, 1966; Seifert, 1971; Haas, Holdaway, 1973]. Минеральные превращения,

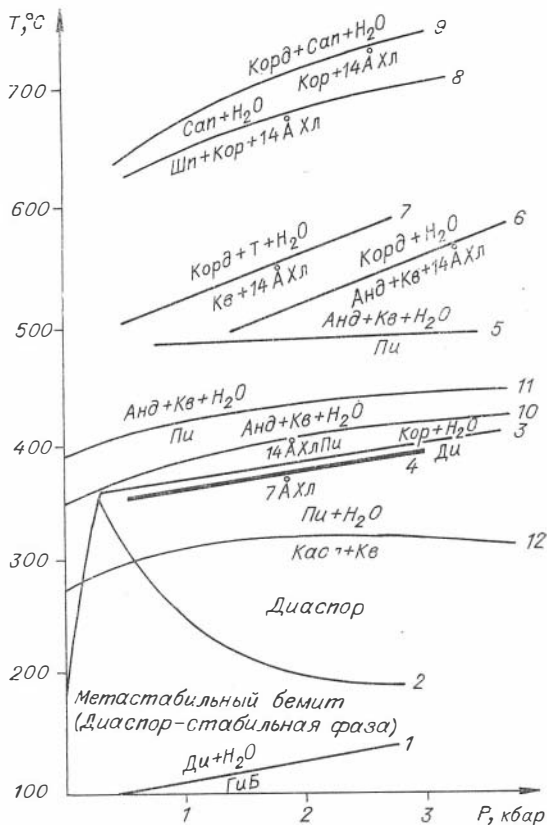


Рис. 34. Некоторые фазовые равновесия в системе $Al_2O_3-H_2O$ и $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ в зависимости от температуры и давления. 1, 2, 3 — [Kennedy, 1959]; 4, 6 — [Velde, 1973]; 5 — Velde, Kornprobst, 1969]; 7 — [Fawcett, Yoder, 1966]; 8, 9 — [Seifert, 1971]. 10 — [Haas, Holdaway, 1973]; 11 — [Kerrick, 1972]; 12 — [Kerrick, 1968].

по данным этих авторов, в зависимости от T и P нанесены на рис. 34. Наибольший интерес для нас представляет экспериментально изученный полиморфный переход 7 \AA хлорита в 14 \AA хлорит. Известно, что 7 \AA хлорит находят в неметаморфизованных осадках дна океанов и эстуарий [Velde, 1973], а наиболее распространенный 14 \AA хлорит присутствует во всех типах пород, в том числе осадочных, но претерпевших метаморфизм. Это обстоятельство служит одним из доказательств низкотемпературной природы 7 \AA хлорита. В то же время есть примеры, как и в нашем случае, где присутствуют одновременно 7 \AA и 14 \AA хлориты.

Экспериментами был установлен полиморфный переход 7 \AA — 14 \AA в температурном интервале $450\text{--}500^\circ\text{C}$ [Nelson, Roy, 1958]. Однако в более поздних работах [Velde, 1973] было показано, что этот переход совершается при более низких температурах — $320\text{--}400^\circ\text{C}$. Расхождения в оценке температур полиморфного перехода, по данным Б. Велде [Velde, 1973], обусловлены кинетическими факторами. Более длительная продолжительность эксперимента при низких температурах приводит к тому же эффекту, что и при более высокой температуре, но при меньшей продолжительности эксперимента. Системы, насыщенные кремнеземом, неблагоприятны для формирования 7 \AA хлоритов [Velde, 1973]. В таких случаях чаще формируется 14 \AA хлорит. В экспериментах Б. Велде (1973) наиболее высокотемпературная фаза 7 \AA хлорита (552°C) зафиксирована в ассоциации со шпинелью при кристаллизации из геля состава: Mg — 40, Si — 20, Al — 40. Гель с повышенным содержанием кремнезема и пониженным глинозема (Mg — 43, Si — 22, Al — 35) раскристаллизовывается при 503°C и $P = 2$ кбар в 7 \AA хлорит в парагенезисе со шпинелью. Однако при 540°C этот же состав дает 14 \AA хлорит + шпинель. Линия, разграничивающая области существования 7 \AA и 14 \AA хлоритов (см. рис. 34) [Velde, 1973], совпадает с линией равновесия диаспора с корундом [Kennedy, 1959]. Таким образом, две независимые оценки верхнего температурного предела метаморфизма диаспоровых бокситов хорошо согласуются между собой.

Для оценки фациальной принадлежности диаспоровых бокситов по степени метаморфизма на рис. 34 нанесены кривые равновесия пирофиллита с кварцем и андалузитом, которое принимается рядом исследователей за нижнюю температурную границу эпидот-амфиболитовой фации. Более подробно этот вопрос обсужден в работе К. Б. Кепежинскаса (1977), здесь мы только подчеркнем, что пока нет определенности в оценке границы эпидот-амфиболитовой фации по температуре. Интервал неопределенности, по экспериментальным данным, при 3—4 кбар составляет около 100°C [Haas, Holdaway, 1973; Kerrick, 1972; Velde, Kornprobst, 1969]. Вероятнее всего, эта неопределенность отражает неоднозначность состава экспериментально исследованных систем и синтезированных фаз. В то же время минеральные равновесия пирофиллита с участием кварца и андалузита, полученные Керриком [Kerrick, 1972] и Хаасом [Haas, Holdaway, 1973], близки по температуре к равновесию корунда с диаспором и к полиморфному переходу 7 \AA хлорита в 14 \AA хлорит. Все сказанное выше позволяет нам считать, что степень метаморфизма диаспоровых бокситов отвечает верхам зеленосланцевой — низам эпидот-амфиболитовой фаций, а верхний температурный предел располагается в пределах $400\text{--}450^\circ\text{C}$. При наличии более высокотемпературного метаморфизма, согласно экспериментальным данным [Seifert, 1971] (см. рис. 30), наблюдаемые нами парагенезисы в Алагульском месторождении — Шп + Кор + Хл 14 \AA и Кор + Хл 14 \AA — должны были бы смениться соответственно на Сап

и Корд + Сап в интервале температур 600—700°C. Однако ни кордиерит, ни сапфирин в данном месторождении не встречаются, но зато везде присутствует диаспор, что указывает на максимальные температуры, ограниченные низами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

На рис. 34 нанесены линии минеральных равновесий с участием андалузита, кварца, 14 \AA хлорита, кордиерита и талька [Fawcett, Yoder, 1966; Velde, 1973], а также линия равновесия Каол + Кв = Пи. Анализ всех минеральных равновесий, приведенных на этом рисунке, показывает, что на природных объектах бокситов, подвергшихся метаморфизму в пределах верхов зеленосланцевой — низов эпидот-амфиболитовой фаций, могут наблюдаться два пути метаморфизма в зависимости от химического состава исходных толщ. В свою очередь, состав толщ будет зависеть от способа их образования.

Все многообразие бокситовых месторождений по условиям образования можно разделить на два типа. Первый тип — латерит-бокситы. В них дифференциация вещества по глинозему происходит в результате латеритного выветривания. Разрез латеритных образований характеризуется определенным профилем, причем в низах этого профиля накапливается гидрослюдисто-каолинитовый и каолинитовый материал, а верхи сложены собственно бокситами [Сапожников и др., 1974]. Второй тип — осадочные бокситы. В этих бокситах накопление глинозема происходит в результате переноса вещества, формирующего бокситы, на какое-то расстояние в виде растворов, гелей, взвесей и более крупного обломочного материала и его седиментации. Такой процесс приводит к переслаиванию бокситов с ассоциирующими с ними породами, а зональность, характерная для латерит-бокситов, в них отсутствует. При транспортировке вещества водными потоками может происходить как обогащение бокситов глиноземом (в случае растворов и гелей), так и их обеднение (при переносе в виде терригенного материала). Однако несомненно одно — только бокситы осадочного происхождения будут характеризоваться полосчатыми текстурами и переслаиваться с другими породами.

Теперь, обращаясь к рис. 34 и данным К. Б. Кебезинскаса (1977), можно увидеть отличие метаморфизма латерит-бокситов от метаморфизма бокситов Алагульского месторождения. Поскольку пизы разреза латерит-бокситов сложены гидрослюдой и каолинитом и в химическом составе пород, слагающих эту зону, молекулярное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, как правило, меньше 0,5 и колеблется в интервале 0,25—0,5 [Рудоносные коры..., 1974], а метаморфизм — процесс изохимический, то с повышением температуры метаморфизма будет происходить смена парагенезисов, характеризующихся реакциями 12, 10, 11, 5, 6, 7 (см. рис. 34). Среди минеральных равновесий будут присутствовать парагенезисы с пиррофиллитом, андалузитом, ставролитом, 14 \AA хлоритом, мусковитом, кордиеритом, дистеном, тальком и другими, в зависимости от температуры и давления. В нашем случае, согласно химическому составу хлорититов (см. табл. 19), молекулярное отношение глинозема и кремнезема в среднем составляет 0,8, что значительно выше, чем в низах разрезов латерит-бокситов, и соответствует этому отношению в изученных септехлоритах. Поэтому уже на стадии диагенеза, что согласуется с находками септехлоритов в морских осадках, из-за недосыщенности кремнеземом будет кристаллизоваться 7 \AA хлорит. В процессе прогрессивного метаморфизма вплоть до верхов зеленосланцевой фации этот хлорит будет сохраняться. Вблизи границы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций септехлорит перейдет в свою 14 \AA полиморфную модификацию, которая будет устойчива до амфиболитовой фации. Поскольку в диаспоровых бокситах Алагульского месторождения хлорит является единственной кремнеземсодержащей фазой, то парагенезис Хл 14 \AA + Шп + Кор + Мт устойчив во всем темпера-

турном интервале умеренных давлений эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

В заключение отметим, что выявленные пути метаморфизма толщ, отвечающих по составу латерит-бокситам, не согласуются с метаморфизмом бокситов изученного месторождения, которое изначально представляло собой продукт осадочного происхождения, обогащенного глиноземом.

Приведенные выше данные, касающиеся геологического положения бокситов и взаимоотношения их с вмещающими породами рудосодержащего докембрия, а также особенности химического и геохимического состава бокситов и ассоциирующихся с ними пород, данные по минералогии бокситов и пород, генетически и парагенетически связанных с бокситами, и условия метаморфизма докембрийских толщ позволили сформулировать ряд положений, которые являются основой для рассуждений о генезисе бокситов Алагульского месторождения.

1. Диаспоровые бокситы данного месторождения и их метаморфизованные аналоги слагают пластовые и линзообразные залежи, переслаивающиеся и взаимно выклинивающиеся с хлорититами и терригенными мелкообломочными породами. В основании рудной толщи залегают в разной степени диафторированные амфиболиты, сопоставимые по парагенезису и составу с амфиболитами «безрудного» докембрия. Разрезы, типичные для бокситов, формирующихся в результате латеритного выветривания, отсутствуют.

2. Грубое и тонкое переслаивание бокситов с хлорититами, наличие тонких линзочек и полос, сложенных парагенетической ассоциацией септехлорита с диаспором свидетельствуют об осадочном пути формирования данных бокситов. Структуры бокситов, содержащих сингенетичные диаспор и септехлорит, указывают на синхронное парагенетическое образование этих руд и ассоциирующихся с ними пород на месте (*in situ*). Переотложение сформированных бокситов если и имело место, то носило локальный характер в пределах рудной толщи. В то же время наличие мелких обломков ильменита в некоторых типах бокситов свидетельствует о поступлении тонкого терригенного материала в область формирования бокситов, транспортируемого теми же растворами (потоками), которые несли и алюминий.

3. Наличие грубо- и мелкообломочных терригенных пород, связанных с бокситами пространственными и временными взаимоотношениями, и данные по изотопному составу графита указывают на формирование бокситов в условиях прибрежных фаций. При этом грубообломочные фации с удалением от берега сменяются мелкообломочными, а последние по латерали переходят в бокситы, которые сменяются хлорититами. Наличие переслаивания бокситов с ассоциирующимися породами свидетельствует о колебаниях уровня вод бассейна седиментации.

4. Бокситы Алагульского месторождения претерпели метаморфизм в условиях, отвечающих низам эпидот-амфиболитовой — верхам зеленосланцевой фации метаморфизма. Близкими условиями метаморфизма характеризуются метаморфические толщи хр. Ихэ-Дариби. Степень метаморфизма нижней части толщи повышается, но, вероятно, не выходит за пределы эпидот-амфиболитовой фации. На регрессивной стадии метаморфизма как диаспоровые бокситы, так и их метаморфизованные аналоги претерпели в разной степени диафторические изменения, что, в частности, выразилось в гидротермальной переработке высоко метаморфизованных аналогов бокситов.

Отмеченные особенности убеждают нас в том, что при формировании бокситов Алагульского месторождения главную роль играли растворы, содержащие алюминий в виде ионных соединений, которые поступали с суши в область седиментации. Минеральный и химический состав бокситов указывает также на присутствие в растворах наряду с алюминием железа и кремния. В резко подчиненном количестве присутствовал каль-

ций. Поскольку количество кремнезема в диаспоровых бокситах незначительно, а в ассоциирующих с бокситами хлорититах его содержание повышено, то естественно допустить отделение алюминия и железа от других компонентов при хемогенной садке в зависимости от рН растворов.

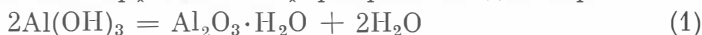
Как известно [Кривцов, 1968; Дегенс, 1967], растворимость окислов алюминия, железа, магния, титана и кремния различна и зависит от величины рН. К сожалению, еще мало экспериментальных данных, отражающих растворимость алюмосиликатов в различных средах. Те же эксперименты, которые моделируют природные процессы с помощью сверхтонкого измельчения [Гусев, 1971; Павлов, Молчанов, 1976], показывают, что в кислой среде при деструкции алюмосиликатов алюминий переходит в раствор в довольно значительных количествах, превышающих количество кремния. Это обстоятельство позволяет в какой-то мере переносить данные по растворимости, в зависимости от рН растворов, на растворимость алюмосиликатов. Согласно имеющимся данным [Кривцов, 1968; Дегенс, 1967], TiO_2 переходит в раствор при $pH < 2$, Fe_2O_3 — при $pH < 3$ и Al_2O_3 — при $pH < 4$. Наибольшей растворимостью в широком интервале рН кислой среды обладает FeO (минимум растворимости $pH = 7$). Напротив, растворимость SiO_2 в кислых растворах незначительна и характеризуется постоянной величиной. Увеличение растворимости SiO_2 наблюдается только при $pH = 9-10$. MgO растворима во всей области кислой среды и только в щелочной среде при $pH = 9-10$, где резко возрастает растворимость SiO_2 , растворимость MgO падает.

Учитывая приведенные выше данные, можно сделать вывод, что из кислых растворов, содержащих в своем составе алюминий, железо, титан, магний и кремний в ионной форме при поступлении в бассейн седиментации, воды которого характеризуются щелочным значением рН, будут последовательно, как при хроматографическом процессе, осаждаться титан, железо, алюминий и магний. Напротив, кремнезем с увеличением рН будет накапливаться в растворах и при благоприятных условиях может выноситься из зоны хемогенного осадконакопления, где формируются бокситы.

Источником кислых растворов, благоприятствующих растворению алюмосиликатов и переходу указанных элементов в раствор в ионной форме, могли быть стекающие с континента водные потоки. Эти потоки в докембрийское время, как полагают некоторые исследователи [Галимов и др., 1968; Казанский, 1974], имели другие по сравнению с современными физико-химические характеристики. В докембрии атмосфера Земли была представлена углекислым газом, что обуславливало существенно кислый характер вод, которые при более высоких средних температурах того периода [Казанский, 1974] были агрессивной средой по отношению к породам, подвергавшимся выветриванию. Кислые растворы, содержащие ионы алюминия, железа (вероятно, в виде Fe^{+3} и Fe^{+2}), магния, кремния и частично кальция, по мере движения нейтрализовались щелочными водами с выпадением из растворов в виде гелей сначала титана, затем трехвалентного железа и далее алюминия. Сохранность обломков ильменита в алагульских бокситах показывает, что их формирование проходило при рН близких к 7. Дальнейшее увеличение щелочности приводит к садке двухвалентного железа и магния. Исходя из сказанного, можно сделать заключение, что грубообломочные терригенные породы располагались в области самых низких рН. В области формирования терригенных мелкообломочных пород рН возрастает, а в области бокситообразования величина рН близка к нейтральной. Самыми высокими значениями рН характеризовались наиболее удаленные от берега фации, где в процессе диагенеза и последующего метаморфизма формировались хлорититы.

Таким образом, переносимые кислыми растворами в ионной форме алюминий, железо, магний и кремнезем, последовательно нейтрализуясь щелочными водами, сбрасываются в виде гелей, состоящих из рудо-

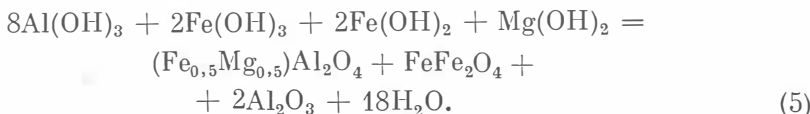
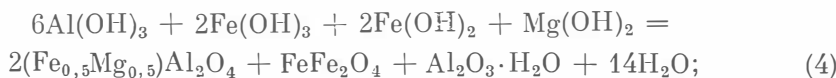
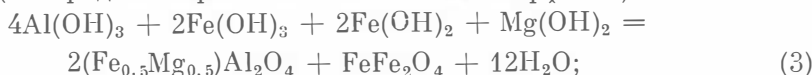
образующих компонентов бокситов. В процессе диагенеза происходит раскристаллизация геля с образованием $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_2$, $\text{Mg}(\text{OH})_2$ и $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В этот же момент, по-видимому, образуются и карбонаты магния и кальция, незначительное количество которых фиксируется в бокситах. Принципиальная возможность такого процесса экспериментально показана Ж. Педро (1971). Дальнейшее повышение температуры метаморфизма диагенетезированных и к этому времени уже захороненных продуктов приводило к образованию сначала бемита, а при более высокотемпературном метаморфизме — к формированию диаспора



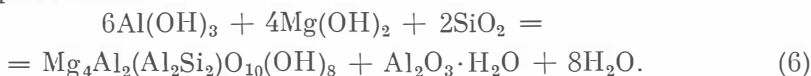
и корунда



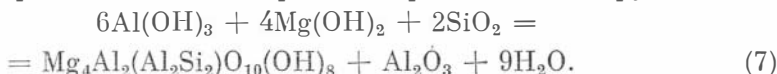
В зависимости от валового состава толщ, подвергающихся метаморфизму, наряду с диаспором и корундом, согласно минеральному составу бокситов, образуются парагенезисы с магнетитом, шпинелью и септехлоритом, которые можно описать, исходя из состава минералов, следующими реакциями (в порядке возрастания степени метаморфизма):



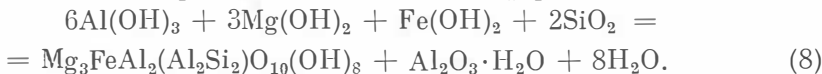
Реакция образования септехлорита в различных парагенезисах, как указано выше, имеющего разный состав, будет характеризоваться следующими уравнениями



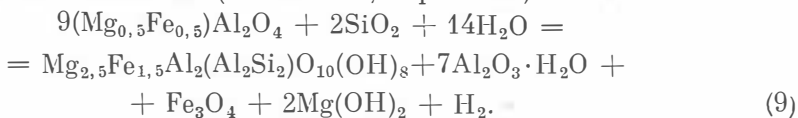
Эта реакция, очевидно, имеет место при формировании наиболее магнетиального септехлорита в парагенезисе с диаспором, слагающих мало-мощные прослои в хлорититах. Повышение температуры метаморфизма приводило к образованию септехлорита в парагенезисе с корундом:



Образование более железистых разновидностей септехлоритов, присутствующих в диаспоровых бокситах, вероятно, происходит в составах, обогащенных железом, с преобладанием закисной формы:



При диафторезе высоко метаморфизованных аналогов бокситов, как отмечалось выше, шпинель разлагается на диаспор и магнетит, а корунд замещается диаспором. В тех же случаях, когда в системе присутствовал кремнезем, при диафторезе формировался и хлорит (либо в разной степени упорядоченный септехлорит) в парагенезисе с диаспором, магнетитом и, возможно, бруситом, который фиксируется в отдельных образцах бокситов термическим анализом (см. табл. 2, обр. 1849^б):



Указанные в приведенных реакциях минеральные равновесия имеют место в диаспоровых бокситах Алагульского месторождения и, как показано выше, наиболее высокотемпературный парагенезис, представленный шпинелью, корундом и хлоритом, устойчив по температуре вплоть до верхов эпидот-амфиболитовой фации — низов амфиболитовой фации. Отсутствие реперных минеральных равновесий затрудняет оценку верхнего температурного предела метаморфизма бокситов данного месторождения. Несомненно только одно — благоприятными факторами, способствовавшими сохранности минералов свободного глинозема в изученных бокситах, были обогащенность толщ рудосодержащего докембрия глиноземом и, напротив, сильная недосыщенность кремнеземом; изолированность от «безрудного» докембрия, где сильно проявилось воздействие на метаморфические толщи широко развитых гранитоидных интрузий; проявившийся диафторез в метаморфизованных аналогах бокситов, которому, по-видимому, способствовали слабо проницаемые перекрывающие бокситы образования, эродированные в настоящее время.

Что касается исходных пород, которые послужили источником алюминия, то присутствие в ассоциирующих с бокситами метаморфических породах терригенного происхождения минералов, характерных для пород высокой степени метаморфизма, с несомненностью указывает на то, что физико-химическому выветриванию подвергались образования гранулитовой фации метаморфизма. В числе минералов, характерных для этих пород, встречены: гранат, моноклинный пироксен, шпинель-плеонаст, калиевый полевой шпат, рутил и, вероятно, скаполит, хотя последний может быть и вторичным минералом, образующимся за счет изменения кальциевого плагиоклаза. Отсутствие в продуктах размыва гранулитов кварца и низокремнистый состав толщ рудосодержащего докембрия могут указать на низко- или бескварцевый парагенезис гранулитов.

Наконец, остановимся кратко на возможном объяснении сохранности пироп-альмадинового граната, характерного для гранулитов в данных толщах. Главный фактор, способствующий сохранности граната в условиях верхов зеленосланцевой — низов эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма, по нашему мнению, — мономинеральный состав гранатитов. Присутствующие в гранатитах рутил (до 3 вес. %) и органическое вещество не могли быть причиной появления новых парагенезисов, возникающих в результате реакций, сопровождающих метаморфизм. Хотя незначительное количество вновь образованного амфибола и отмечается в продуктах разложения граната, но ограничено. Малое количество оливина, который, судя по наличию антигорита, также был в составе гранатитов, не могло существенно влиять на существовавшие минеральные ассоциации, тем более, что антигорит устойчив в низах эпидот-амфиболитовой фации и к тому же его состав по содержанию кремнезема сопоставим с гранатом.

Другой не менее важный фактор, контролирующей сохранность гранатов, — резкая недосыщенность толщ рудосодержащего докембрия кремнеземом, главным компонентом реакций минералообразования при метаморфизме в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Третье обстоятельство, благоприятствовавшее сохранности граната — отсутствие заметных метасоматических процессов как в гранатитах, так и во всей толще рудосодержащего докембрия. Присутствие в гранатитах прослоев высокоглиноземистых образований, по химическому составу отвечающих диаспоровым бокситам или их метаморфизованным аналогам, не могло привести к появлению новых парагенезисов. Так, согласно приведенным выше реакциям, в оцененном температурном интервале метаморфизма не появляется ни одна фаза, с которой гранат мог бы реагировать с образованием новых минеральных равновесий. Та вода, которая выделяется при метаморфизме, согласно данным изучения гранатитов в шлифах и рентгенометрического анализа, вызывает лишь формирование аморфноподобного хлорита в смеси с каолинитом, которые развиваются

по трещинкам и в контакте с прослоями бокситов. При этом наблюдается прямая зависимость степени метаморфизма от мощности зоны, сложенной аморфноподобной смесью хлорита с каолинитом, т. е. чем выше метаморфизм, тем больше выделяется воды и соответственно больше мощность зоны изменения гранатитов. Однако хотя вторичные изменения гранатитов и имеют место, они сильно сдерживаются недостатком кремнезема. Не исключено, что указанные изменения гранатитов, в частности появление низкотемпературной ассоциации с каолинитом, связаны с регрессивной стадией метаморфизма толщ рудосодержащего докембрия.

Резюмируя сказанное в отношении геологического строения Алагульского месторождения, взаимоотношения бокситов с вмещающими их породами, специфики химического и геохимического состава бокситов, особенностей минералогии их и минералов, входящих в состав пород рудоносной пачки, а также условий метаморфизма руд и ассоциирующих с ними пород привели нас к выводу о хемогенно-осадочном генезисе диаспоровых бокситов Алагульского месторождения.

Обнаружение Алагульского месторождения диаспоровых бокситов среди древних метаморфических образований, вопреки распространенному мнению, подтверждает возможность бокситообразования нелагеритного генезиса в соответствующих палеоклиматических и палеогеографических условиях, существовавших в протерозойское время.

Это обстоятельство значительно расширяет перспективы поисков алюминиевых руд, поскольку в орбиту поисковых работ вовлекаются обширные территории выходов древних толщ, метаморфизованных в условиях верхов зеленосланцевой — низов эпидот-амфиболитовой фаций. Особое внимание должны привлечь районы выходов метаморфических толщ, которые не подвергались последующему воздействию магматических процессов.

На территории Монгольской Народной Республики известен целый ряд районов, где на поверхность выведены блоки древнего кристаллического основания как в каледонских, так и в более молодых складчатых сооружениях. В тех из этих районов, которые не испытали существенной переработки в результате более молодой интрузивной деятельности, с нашей точки зрения, возможны специализированные поисковые работы на предмет обнаружения в них месторождений древних бокситов или их метаморфизованных аналогов. Как следует из приведенных данных по геологической характеристике Алагульского месторождения, связь с карбонатными формациями древних бокситов может и отсутствовать, хотя ранее считалось, что такая связь обязательна [Закономерности..., 1978].

Ближайшими перспективными районами для поиска бокситовых руд докембрийского возраста, кроме хр. Ихэ-Дариби, где открыты описанные руды, являются районы хребтов Ажаргалант-Хайрхан-Ула, Омны-Хайрхан-Ула и Хасагт-Хайрхан-Ула.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ДИАСПОРОВЫХ БОКСИТОВ АЛАГУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для выявления технологических свойств диаспоровых бокситов Алагульского месторождения были проведены лабораторные исследования по извлечению глинозема из руд. Исследование осуществлялось двумя способами: методом гидрохимического автоклавного выщелачивания и методом спекания трехкомпонентной насыщенной шихты по общепринятой методике ВАМИ. Все работы осуществлялись в химико-аналитиче-

ской лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР научными сотрудниками Л. Г. Шумской и Н. М. Леминой под руководством и при участии заведующего лабораторией Г. М. Гусева, которым и написана эта глава.

Технологическому лабораторному опробованию было подвергнуто пять образцов бокситов весом около 2 кг каждый.

Проба 1 представляла собой усредненную пробу, в которую были включены бокситы, хлорититы, гранатиты, шпинелевые породы и гидрогетиты из зоны окисления. Минеральный состав ее следующий: Ди, Кор, Шп, Хл, Гр, Ру, Гиб, Ил, Мт, Ггет, Гет, Гм. Проба 1903 содержит Ди, Ил, Мт, Гет, Хл; проба 1918^e — Кор, Ди, Гет, Хл; проба 1919^r — Ди, Гиб, Гет, Шп, Сф, Гм, Хл; проба 1920 — Ди, Гиб, Гет, Шп, Ил, Кб, Гм, Хл.

Ниже приводятся результаты экспериментов.

МЕТОД ГИДРОХИМИЧЕСКОГО АВТОКЛАВНОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ

Согласно минералогической характеристике представленных образцов бокситов, наряду с основной глиноземсодержащей составляющей их — диаспором ($AlO(OH)$) — присутствуют шпинель ($(Fe_{0,5}Mg_{0,5})Al_2O_4$) и корунд — Al_2O_3 . Для каждой из представленного ряда формы гидроксида алюминия — $Al(OH)_3$ (гидраргилит) — $AlO(OH)$ (бемит) — $AlO(OH)$ (диаспор) — Al_2O_3 (корунд) — существуют вполне определенные условия взаимодействия их с едкой щелочью. Активность воздействия щелочей и кислот падает в направлении от гидраргиллита к корунду. Диаспор и корунд относятся к наиболее трудно вскрываемым Al -содержащим минералам. В промышленности диаспоровые бокситы перерабатываются в основном гидрохимическим методом по способу Байера с применением жестких технологических параметров (T — 220—260°C, концентрация щелочи 260—350 г/л Na_2O).

Нами была проведена оценка вскрываемости представленных образцов бокситов. Для оценки вскрываемости бокситов обычно выбирают условия выщелачивания, по возможности близкие к заводским, а выход глинозема сопоставляют с теоретически возможным. Важнейшие факторы, влияющие на вскрываемость боксита, — минеральный состав, структура руды (плотность, твердость и распределение примесей). Вскриваемость оказывает влияние на выбор режима переработки боксита. Дальнейшее технологическое опробование (отстаивание и промывка красного шлама, фильтрация, обескремнивание и т. д.) не входило в задачу исследования.

Вскриваемость бокситов была исследована по методике автоклавного выщелачивания. В автоклавы емкостью 50 мл помещалась проба и выщелачивающий раствор в соответствии 1 : 3. Выщелачивание осуществлялось раствором едкой щелочи 240 г/л Na_2O при непрерывном перемешивании в течение 1 и 2 ч при температуре 230—260°C.

Проба после выщелачивания фильтровалась, тщательно отмывалась от щелочей. В фильтрах определялось содержание Al_2O_3 . Полученный твердый остаток (красный шлам) подвергался полному силикатному анализу. Уровень извлечения глинозема рассчитывался как по раствору, так и по шламу.

Результаты опытов. Согласно данным химического анализа (табл. 26) исходных проб, исследуемые бокситы относятся к низкокремнистым, но высокожелезистым диаспоровым бокситам. Известно, что содержание железа в бокситах различных месторождений колеблется в широких пределах от 2 (французские) до 20% (бразильские, венгерские, советские) и выше 22% (югославские, греческие). Особую разновидность бокситов, из которых глинозем не может быть рентабельно извлечен освоенными

промышленностью технологическими методами, составляют высокожелезистые бокситы (железо-алюминиевые руды), содержащие 30% Fe₂O₃.

В исследуемых бокситах содержание окиси железа не превышает 30%. В практике глиноземного производства нашей страны уже имеется определенный опыт по автоклавной переработке диаспоровых бокситов с таким содержанием железа. Так, диаспоровые бокситы месторождения Красная шапочка, составляющие в прошлом основную сырьевую базу УАЗа, имели следующий химический состав [Розенберг, Вольф, 1940]:

П. п. п.	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	CaO	MgO
11,32	3,12	27,52	0,84	0,82	56,62	0,28	0,13

Согласно литературным данным [Компаниец, 1958], гидроокислы железа при автоклавном выщелачивании обезвоживаются с образованием мелкодисперсной безводной окиси железа. Для гидрогематита Fe₂O₃·H₂O этот процесс необратим. Гетит FeOOH и гидрогетит, дегидратированные в процессе автоклавного выщелачивания, при сгущении вновь подвергаются гидратации, ухудшая отделение красного шлама от алюминатного раствора, т. е. окись железа, практически не растворяясь в щелочном растворе, может оказывать заметное влияние на процесс выщелачивания, когда ее много в боксите. Выявлено активизирующее действие [Смирнов, 1957] соединений закисного железа при выщелачивании диаспоровых бокситов. Положительное влияние оказывают FeCl₂, FeSO₄, FeCO₃ и FeS, разлагающиеся под действием щелочи раствора с образованием гидроокиси двухвалентного железа. Гематит и пирит практически не влияют на извлечение глинозема из диаспоровых бокситов. Хлориты при автоклавном выщелачивании [Компаниец, 1959] полностью разлагаются алюминатными растворами с образованием гидроалюмосиликата натрия и мелкодисперсного магнетита. Ильменит в процессе Байера инертен [Бенеславский, 1963]. Следовательно, разные минералы железа оказывают неодинаковое влияние на процесс переработки бокситов. Применительно к данным бокситам для однозначного решения этого вопроса необходимо полное технологическое опробование. На данном уровне исследования можно сказать, что существенного влияния на переход глинозема из бокситов в раствор минералы железа не оказывают.

Опыты по выщелачиванию глинозема были проведены при температуре 170, 230, 260°C в течение двух различных промежутков времени, выщелачивающий раствор NaOH, концентрация 240 г/л Na₂O (табл. 27). Это дало возможность установить следующее:

а) повышение температуры значительно интенсифицирует процесс перевода глинозема в раствор. При температуре 260°C уровень извлечения глинозема составляет 85—90% (кроме одной пробы, о чем будет сказано ниже);

б) время выщелачивания не оказывает столь сильного влияния.

Таблица 26
Химический состав исходных проб бокситов, вес. %

Образец	H ₂ O	П.п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	H ₂ O ⁺	М
1	—	—	4,02	—	54,63	29,7	—	—	—	—	—	—	—	—	53,56
1903	0,30	10,75	0,95	2,87	58,26	25,36	Не обн.	4,09	0,117	0,07	0,05	0,012	99,89	11,42	61,33
1918 ^e	0,72	12,20	3,65	2,45	71,92	6,34	0,1	3,03	0,03	0,07	0,05	0,012	100,54	11,81	19,70
1919 ^r	0,44	12,22	1,40	3,57	54,06	24,03	1,52	2,44	0,077	0,076	0,08	0,012	100,01	10,97	38,61
1920	0,42	12,22	1,0	3,85	50,25	27,03	0,1	4,38	0,284	0,06	0,07	0,065	99,75	9,67	50,25

Влияние температуры на извлечение Al_2O_3 *

Образец	Температура выщелачивания, °С	Время выщелачивания, ч	Извлечение	Теоретически возможное извлечение, %
1903	260	2	84,96	98,35
1918 ^e	260	2	35,20	94,76
1919 ^г	260	2	84,40	97,38
1920	260	2	90,16	97,98
Усредненная проба (1)	170	1	13,42	98,11
	170	2	15,16	
	230	1	64,91	
	230	2	66,16	

* Концентрация Na_2O — 240 г/л.

Извлечение Al_2O_3 из пробы 1918^e значительно ниже теоретически возможного и составляет 35,2%. Этот образец боксита в отличие от других диаспоровых представляет собой в основном корундитовый боксит. Известно, что из всех полиморфных разновидностей окиси алюминия корунд обладает самой прочной структурой и химически наиболее стоек. Он очень медленно реагирует с растворами щелочей даже при высоких температурах. Для переработки такого типа бокситов, очевидно, необходимы еще более жесткие технологические условия.

Наблюдаемое в проведенных экспериментах некоторое недоизвлечение глинозема, по сравнению с теоретическим, возможно по нескольким причинам.

Во-первых, выщелачивание осуществлялось раствором концентрации 240 г/л Na_2O , что является нижним пределом концентрации растворов, применяемых при переработке диаспоровых бокситов. Используемая на глиноземных заводах крепость оборотных щелочей составляет обычно 330—350 г/л Na_2O [Комплексное использование..., 1972].

Во-вторых, в процессе выщелачивания в раствор переходит не только глинозем, но и минералы кремния, в той или иной степени взаимодействующие со щелочью. В результате вторичной реакции силиката и алюмината натрия образуется осадок гидроалюмосиликата натрия $Na_2O \cdot Al_2O_3 \times (1,5-2,0)SiO_2 \cdot H_2O$. Образующееся соединение и является источником химических потерь окислов алюминия и натрия. При расчете теоретически возможного извлечения мы исходим из наиболее принятого состава гидроалюмосиликата натрия $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 1,68SiO_2 \cdot H_2O$, хотя при автоклавном выщелачивании бокситов возможны некоторые колебания в соотношении Al_2O_3 и SiO_2 .

В-третьих, в проведенном исследовании не была использована добавка извести. Добавка извести при автоклавном выщелачивании диаспоровых и диаспор-бемитовых бокситов ускоряет и улучшает растворение гидрооксида алюминия [Лайнер, 1961].

Таким образом, на основе вышеизложенного можно сделать вывод о принципиальной возможности переработки данного вида бокситов гидрохимическим методом по способу Байера.

МЕТОД СПЕКАНИЯ

В производстве глинозема в основном используется способ Байера, но он пригоден лишь для малокремнистых и высококачественных бокситов. Бокситы самого разного состава, особенно трудновскрываемые, корундовые перерабатываются на глинозем по способу спекания и последующего разложения спеков щелочно-алюминатными растворами.

Предварительно перед проведением экспериментов пробы исследуемых бокситов измельчались в стержневой мельнице до крупности 0,5 мм. Используемые в качестве компонентов шихты углекислый кальций (марки «ч») и углекислый натрий (марки «ч. д. а.») также предварительно измельчались и просеивались сквозь сито 0,063 мм.

Расчет состава шихты и спеков

Оксиды	Боксит	В пересчете на 100%	CaCO ₃ , г	Na ₂ CO ₃ , г	Шихта, г	Шихта, %	Спек, %
<i>Образец 1903</i>							
H ₂ O	0,30	0,30			0,30	0,16	—
П. п. п.	10,75	10,76	1,80	33,33	45,89	24,90	—
SiO ₂	0,95	0,95			0,95	0,52	0,69
Al ₂ O ₃	58,26	58,32			58,32	31,64	42,22
Fe ₂ O ₃	25,36	25,39			25,39	13,78	18,39
CaO	Не обн.	—	2,25		2,25	1,22	1,63
MgO	1,09	1,09			1,09	0,59	0,79
MnO	0,177	0,18			0,18	0,10	0,13
P ₂ O ₅	0,012	0,01			0,01	0,01	0,01
TiO ₂	2,87	2,87			2,87	1,56	2,08
K ₂ O	0,05	0,05			0,05	0,03	0,04
Na ₂ O	0,07	0,07		46,96	47,03	25,52	34,06
С у м м а	99,89	100,00	4,05	80,29	184,31	100,02	100,03
<i>Образец 1918^c</i>							
H ₂ O	0,72	0,72			0,72	0,38	—
П. п. п.	12,20	12,13	3,36	33,94	49,43	26,07	—
SiO ₂	3,65	3,63			3,63	1,91	2,60
Al ₂ O ₃	71,92	71,53			71,53	37,73	51,30
Fe ₂ O ₃	6,34	6,31			6,31	3,33	4,53
CaO	0,10	0,10	4,27		4,37	2,30	3,12
MgO	3,03	3,01			3,01	1,59	2,16
MnO	0,03	0,03			0,03	0,02	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,01			0,01	0,01	0,01
TiO ₂	2,45	2,44			2,44	1,29	1,75
K ₂ O	0,05	0,05			0,05	0,03	0,04
Na ₂ O	0,07	0,07		48,00	48,07	25,35	34,47
С у м м а	100,54	100,03	7,63	81,94	189,60	100,01	100,01
<i>Образец 1919^г</i>							
H ₂ O	0,44				0,44	0,25	—
П. п. п.	12,22		1,33	31,55	44,61	25,08	—
SiO ₂	1,40				1,40	0,79	1,06
Al ₂ O ₃	54,06				54,06	30,40	40,71
Fe ₂ O ₃	24,03				24,03	13,51	18,09
CaO	1,52		1,69		3,21	1,80	2,41
MgO	2,44				2,44	1,37	1,83
MnO	0,18				0,18	0,10	0,13
P ₂ O ₅	0,01				0,01	0,01	0,01
TiO ₂	3,57				3,57	2,01	2,69
K ₂ O	0,08				0,08	0,04	0,05
Na ₂ O	0,08			43,76	43,84	24,65	35,01
С у м м а	100,01		3,02	75,31	177,85	100,00	99,99
<i>Образец 1920</i>							
H ₂ O ¹	0,42	0,42	—		0,42	0,24	—
П. п. п.	12,22	12,25	—	30,23	42,48	24,58	—
SiO ₂	1,00	1,00			1,00	0,58	0,77
Al ₂ O ₃	50,25	50,38			50,38	29,15	38,77
Fe ₂ O ₃	27,03	27,10			27,10	15,68	20,86
CaO	0,10	0,10	—		0,10	0,06	0,08
MgO	4,38	4,39			4,39	2,54	3,38
MnO	0,28	0,28			0,28	0,16	0,21
P ₂ O ₅	0,07	0,07			0,07	0,04	0,05
TiO ₂	3,85	3,86			3,86	2,23	2,97
K ₂ O	0,07	0,07			0,07	0,04	0,05
Na ₂ O	0,06	0,06		42,60	42,66	24,69	32,84
С у м м а	99,75	99,98	—	72,83	172,81	99,99	99,98

Для экспериментов по спеканию бокситов готовилась насыщенная трехкомпонентная шихта. Молекулярный состав шихты:

$$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 1,05; \quad \frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 1; \quad \frac{\text{CaO}}{\text{SiO}_2} = 2; \quad \frac{\text{CaO}}{\text{TiO}_2} = 1.$$

Ввиду летучести щелочей при высокотемпературном спекании, их брали в небольшом избытке — в 1,05 раза больше по сравнению с расчетным количеством. В табл. 28 приведены результаты расчета состава шихты и спека для разных образцов боксита.

Перед спеканием расчетное количество карбонатов натрия и кальция вместе с пробой тщательно перемешивались для получения гомогенной смесп. Затем из шихты прессованием изготавливались таблетки в матрице гидравлического пресса при давлении 120 кг/см². Вес таблеток около 3 г. Спекание таблеток проводилось в корундовых тиглях, в силлитовой печи при различных температурах. Выдержка при заданной температуре составляла 30 мин. После выдержки спеки охлаждались в печи до температуры 600°C, переносились в эксикатор и охлаждались до комнатной температуры. Степень извлечения полезных компонентов из спека определялась по методике ВАМИ (Всесоюзного научно-исследовательского и проектного института алюминиевой, магниевой и электродной промышленности).

Выщелачивание проводилось следующим образом. Навеска предварительно растертого до крупности 0,25 мм спека заливалась подогретым щелочным раствором (Т : Ж = 1 : 10). Выщелачивание осуществлялось в течение 15 мин при температуре +75°C. По окончании выщелачивания пульпа фильтровалась, и осадок промывался горячей водой. Полученные растворы анализировались на содержание Al₂O₃, а шлам на содержание Na₂O, Al₂O₃, Fe₂O₃. По результатам анализа рассчитывался процент извлечения полезных компонентов.

Для выщелачивания спека брался раствор с каустическим модулем 1,8 (т. е. отношение молярного содержания Na₂O и Al₂O₃ в растворе при выщелачивании должно быть равно 1,8).

Результаты опытов. Различные шихты спекались в широком интервале температур 1150—1300°C. Были получены спеки хорошего качества, т. е. однородные, легко разрушающиеся при небольших нагрузках без плавления спека. К сожалению, аппаратура не позволила поднять температуру спекания выше 1300°C, но по результатам анализа (табл. 29) видно, что с повышением температуры спекания имеется тенденция к снижению извлечения глинозема.

Извлечение Al₂O₃ рассчитывалось по раствору (Al₂O₃_{раств}) и по осадку (по твердой фазе Al₂O₃_{ТВ}) методом постоянного компонента, а Na₂O только

Т а б л и ц а 29

Извлечение полезных компонентов из спеков бокситов, полученных при разных температурах спекания, %

Компонент	Т, °С	Образец				Компонент	Т, °С	Образец			
		1903	1918 ^e	1919 ^Г	1920			1903	1918 ^e	1919 ^Г	1920
Al ₂ O ₃ _{раств}	1150			97,47	96,86	Al ₂ O ₃ _{раств}	1250	98,17	99,89	98,37	95,69
Al ₂ O ₃ _{ТВ}		—	—	93,58	99,81	Al ₂ O ₃ _{ТВ}		94,36	92,32	93,14	91,43
Na ₂ O _{ТВ}				99,48	98,61	Na ₂ O _{ТВ}		99,41	99,72	99,81	97,98
Al ₂ O ₃ _{раств}	1200	99,35	96,90			Al ₂ O ₃ _{раств}	1300	91,63	91,20	93,12	92,65
Al ₂ O ₃ _{ТВ}		95,00	91,57	—	—	Al ₂ O ₃ _{ТВ}		85,92	80,45	85,48	84,07
Na ₂ O _{ТВ}		99,40	99,36			Na ₂ O _{ТВ}		97,88	99,16	98,61	97,90

по твердой фазе ($\text{Na}_2\text{O}_{\text{ТВ}}$). Разница между извлечением Al_2O_3 по раствору и по твердой фазе обусловлена, очевидно, тем, что полученные растворы после промывания осадка были очень концентрированными, поэтому на титрование была взята очень маленькая аликвота, что привело к завышению результатов, но тенденция к снижению извлечения глинозема с увеличением температуры спекания сохраняется. Извлечение щелочей остается практически постоянно высоким.

Полученные результаты позволяют говорить о возможности переработки алагульских бокситов по способу спекания.

1. Извлечение полезных компонентов достаточно высокое (96% по Al_2O_3 и 99% по Na_2O). Повышение извлечения глинозема может быть достигнуто за счет подбора ряда параметров.

2. Наблюдается достаточно большая площадка спекообразования (1150—1250°C), и вполне возможно, что она может быть сдвинута в сторону более низких температур, так как спекание при более низких температурах не проводилось.

3. Полученные спеки хорошего качества и довольно легко разрушаются.

Таким образом, исследуемые бокситы вскрываются достаточно хорошо как автоклавным гидрохимическим способом, так и методом спекания.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Проксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, 1975, с. 6—31.

Банников О. Л. Серпентиниты из гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. VIII. Новосибирск, 1975, с. 74—88.

Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 170 с.

Благонаров В. А., Зайцев Н. С. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М., 1977, Наука, с. 18—26. (Труды совместной Сов.-Монг. научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22).

Бойшенко А. Ф. О возрасте пород метаморфического комплекса Баянхонгорской зоны (МНР). — Известия АН СССР. Серия геол., 1978, № 1, с. 48—55.

Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958. 488 с.

Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., Недра, 1975. 416 с.

Велинский В. В., Вартамова Н. С. Новые данные о возрасте гипербазитов Тувы. — Геол. и геофиз., 1978, № 8, с. 133—136.

Вольф Ф. Ф., Розенберг А. И. Политермы выщелачивания бокситов месторождения «Красная шапочка» и исследование низких модульных расплавов. — Труды ВАМИ, 1940, № 20, Металлургиздат, с. 16—37.

Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии/С. П. Гаврилова, Н. С. Зайцев, В. А. Павлов, Р. М. Япина. М., Наука, 1975. 288 с. (Труды Совм. Сов.-Монг. научн.-исслед. геол. экспедиции, вып. 14).

Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., Недра, 1968. 224 с.

Галимов Э. М., Гирин Ю. П. Изменение изотопного состава углерода в процессе образования карбонатных конкреций. — Геохимия, 1968, № 2, с. 228—233.

Галимов Э. М., Кузнецова Н. Г., Прохоров В. С. К вопросу о составе древней атмосферы земли в связи с результатами изотопного анализа углерода докембрийских карбонатов. — Геохимия, 1968, № 11, с. 1376—1381.

Геология и генезис бокситов СССР. Л., 1976. 125 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 209).

Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра, 1975. 519 с.

Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., Наука, 1977. 268 с.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. Вып. 5. (Новая серия). М., ВИМС, 1960. 257 с.

Гусев Г. М., Кларовский В. М., Ковалева Л. Т., Рылов Г. М. Об изменении нефелина в процессе сверхтонкого измельчения. — В кн.: Механохимические явления при сверхтонком измельчении. Новосибирск, Наука, 1971, с. 62—78.

Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., Мир, 1967. 299 с.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. М. Породообразующие минералы. Т. II—III. М., Мир, 1965. 405 с.

Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 90—131. (Труды ГИН АН СССР, вып. 92).

Зайцев Н. С., Луvsсанданзан Б. Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М., Наука, 1977, с. 7—18. (Труды Совм. Сов.-Монг. научн.-исслед. геол. экспедиции, вып. 22).

Зайцев Н. С., Благонравов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии. — Бюл. МОИП, 1974, № 79, вып. 4, с. 57—69.

Закономерности размещения бокситовых месторождений СССР. М., Наука, 1978. 258 с.

Зоненшайн Л. П., Ильин А. В., Кеpezинскas К. Б. Каледониды Монголии. — В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977, с. 133—139.

Казанский Ю. П. Выветривание и бокситообразование в позднем докембрие. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 69—72.

Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Семихатов М. А., Соколов В. А., Соколов Б. С., Шуркин К. А. Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 145—149.

Кеpezинскas В. В., Зайцев Н. С., Лучицкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2.

Кеpezинскas К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск, Наука, 1977. 189 с.

Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангилейского среднего массива Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976, с. 314—317.

Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск, Наука, 1976. 239 с.

Компаниец М. Ф. Влияние минералогического состава и структурных особенностей боксита на его поведение в процессе Байера. — Изв. мет., 1958, № 8, с. 50—52.

Комплексное использование низкокачественных бокситов/В. А. Деревянкин, С. И. Кузнецов и др. М., Металлургия, 1972. 240 с.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М., Наука, 1970. 312 с.

Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Т. 1. Л., Наука, 1968. 367 с.

Лайнер А. И. Производство глинозема. М., Металлургияиздат, 1961. 620 с.

Лепезин Г. Г., Ушакова Е. Н. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму нагорья Сангилей (Тува). — Докл. АН СССР, т. 219, № 5, 1974, с. 1212—1215.

Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978. 231 с.

Лутц Б. Г., Копанева Л. Н. Пироп-сапфириновая порода Анабарского массива и условия ее метаморфизма. — Докл. АН СССР, т. 179, № 5, 1968, с. 1200—1202.

Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., Наука, 1974. 304 с.

Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977. 350 с.

Наседкина В. X. Месторождения корундовых и шпинелевых пород. М., Наука, 1977. 108 с.

Оксиды железа в производстве глинозема/Л. П. Ни, М. М. Гольдман, Т. В. Соленько, Л. В. Бунчук, О. Б. Халыпина. Алма-Ата, Наука, 1971. 136 с.

Орлова П. В. Летология, условия образования и закономерности размещения Бокситового месторождения. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958. 488 с.

Павлов А. Л., Молчанов В. И. Изучение физико-химических условий бокситообразования. — В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, Наука, с. 133—153.

Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., Мир, 1971. 252 с.

Пинус Г. В., Агафонов Л. В. О времени образования и внедрения альпийских гипербазитов в каледонидах Центральной Азии. — Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 3—6.

Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпийские гипербазиты Анадьрско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1973. 320 с.

Породообразующие пироксены/Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутюлин. М., Наука, 1971. 453 с.

Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975. 316 с.

Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974. 357 с.

Сапожников Д. Г., Никитина А. П., Слукин А. Д., Богатырев Б. А., Новиков В. М., Киреев Ф. А. Латеритные бокситы СССР. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 5—17.

Серенко В. П. Высокотемпературный метаморфизм Ангаро-Канского горста (Енисейский край). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1973. 28 с.

- Смирнов М. Н. Активирующее действие извести и некоторых других соединений при выщелачивании диаспоровых бокситов.— Труды ВАМИ, 1957, № 39, с. 52—56.
- Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964. 218 с.
- Тектоника МНР. М., Наука, 1974. 277 с. (Труды Совм. Сов.-Монг. научн.-исслед. геол. экспедиции, вып. 9).
- Теников В. А. Проблемы источника и способа формирования вещества бокситов.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975, с. 18—31.
- Требования промышленности к качеству минерального сырья. Аллюминий. Вып. 35. М., Гостеолтехиздат, 1962. 61 с.
- Фацин метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. Недра, М., 1970. 432 с.
- Хлестов В. В. Гранаты кордиеритсодержащих пород Шарыжалгайского комплекса (юго-западное Прибайкалье) — Докл. АН СССР, т. 154, № 4, 1964, с. 842—845.
- Яковлев Б. А., Ильин А. В. Аллюминий.— В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. М., Недра, 1977. 704 с.
- Ervin G. Jr., Osborn E. F. The system $Al_2O_3 - H_2O$.— J. Geol., 1951, v. 59, p. 381—395.
- Fawcett I. I., Yoder H. S. Jr. Phase relationships of chlorites in the system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$.— Amer. mineral., 1966, v. 51, p. 353.
- Gavelin S. Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance.— Geochim. et Cosmoch. Acta., 1957, v. 12, N 4, p. 297—314.
- Haas H., Holdaway H. I. Equilibria in the System $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$ in vilving the Stability limite of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite.— Amer. J. Sci., 1973, v. 273, N 6, p. 449—464.
- Kennedy G. C. Phase relions in the system $Al_2O_3 - H_2O$ at high temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1959, v. 257, N 8, p. 563—573.
- Kerrick D. M. Experiments of the upper stability limit of pyrophyllite at 1, 8 kilobars and 3,9 kilobars water pressure.— Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 3, p. 204—214.
- Kerrick D. M. Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} P_{total}$.— Amer. J. Sci., 1972, N 10, p. 946—958.
- Landis C. A. Graphitization of dispersed Carbonaceous material in metamorphic rocks, 1971, v. 30, N 1, p. 34—46.
- Nelson B. W., Roy R. Synthesis of the chlorites and their structural and Chemical constitution.— Amer. Mineral., 1958, v. 43, p. 77.
- Seifert F. Stabilität und Kompatibilität von Sapphirin im Bereich 1—7 kb Wasserdruck.— Fortschritte der Mineralogie, 1971, B. 49, p. 52.
- Serna C. I., Velde B. D., White I. L. Infrared evidence of order — disorder in amesites.— Amer. Mineralogist, 1977, v. 62, N 3-4, p. 296—303.
- Velde B. Phase equilibria in the System $MgO - Al_2O_3 - SiO - H_2O$: chlorites and associated minerals.— Miner. Magazine, 1973, v. 39, p. 297—312.
- Velde B., Kornprobst I. Stabilité des silicates d'aluimine hydrates Contriio.— Miner., Petr., 1969, v. 21, p. 63—74.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ДИАСПОРОВЫЕ БОКСИТЫ МОНГОЛИИ

Ответственный редактор *Юрий Петрович Казанский*

Утверждено к печати Совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской экспедицией

Редакторы издательства *В. П. Пермичева, З. Д. Роскина*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *В. А. Гнязева, С. М. Погуфина*

ИБ № 10807

Сдано в набор 07.05.80. Подписано к печати 04.03.81. МН 05220. Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.-печ. л. 8,4. Усл. кр.-отт. 8,9. Уч.-изд. л. 9,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 151. Цена 1 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ГАРЧИГ

Оршил	6
Их Дарвийн нурууны зүүн хэсгийн геологийн бүтэц	9
Прокембрийн метаморфик чулуулаг	9
Венд-доод кембрийн хурдас	14
Дунд палеозойн (девоны) хурдас	15
Интрузив чулуулаг	17
Алаг уулын хэт суурьлаг чулуулгийн массив	17
Боржин чулуулаг	20
Кайнозойн базальтийн дайцууд	21
Алаг уулын диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдрийн орд	22
Алаг уулын хүдэр болон түүнтэй холбогдох чулуулгуудын бодисын найрлага, бүтэц	26
Диаспор бүхийг хөнгөн цагаан	27
Хөнгөн цагааны хүдэртэй уялдаатай чулуулгууд	38
Төрриген ҮҮсэлтэй метаморфик чулуулаг	57
Алаг уулын диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдэр болон холбогдох чулуулгийн химийн найрлага ба геохимийн онцлог	63
Диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдэр	64
Хөнгөн цагааны хүдэртэй уялдаатай чулуулаг болон хүдэр агуулагүй прокембрийн метаморфик хурдас	67
Алаг уулын диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдрийн гарал үүслийн асуудал	78
Их Дарвийн нурууны метаморфик зузаалгийн графитын изотопын найрлага	78
Диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдрийн метаморфизмын нөхцөл	80
Алаг уулын диаспор бүхий хөнгөн цагааны хүдрийн туршилтын технологийн шинж чанар	88
Гидрохимийн автоклавын шүлтжүүлэлт	89
Гарсан үр дүн	91
Ном зүй	95

CONTENTS

Introduction	6
Geological structure of the eastern Ikhae-Daribi Ridge	9
Precambrian metamorphic formations	9
Vend-Lower Cambrian complex	14
Middle Paleozoic (Devonian) complex	15
Intrusive complexes	17
The Alagul ultrabasite massif	17
Granitoid intrusions	20
Dikes of Cenozoic basalts	21
The Alagul deposit of diaspor bauxites	22
Matter composition of ores and the associating rocks of the Alagul deposit	26
Diaspor bauxites	27
Rocks associating with diaspor bauxites	38
Metamorphic rocks of terrigenous origin	57
Peculiarities of the chemical and geochemical composition of diaspor bauxites and associating rocks of the Alagul deposit	63
Diaspor bauxites	64
Rocks associating with bauxites and metamorphic developments of the «non-ore» Precambrian	67
Genesis of diaspor bauxites of the Alagul deposit	78
Isotope composition of graphite from metamorphic masses of the Ikhae-Daribi Ridge	78
Conditions of metamorphism of diaspor bauxites	80
The experimental studies of technological properties of diaspor bauxites of the Alagul deposit	88
Method of hydrochemical autoclave leaching	89
Method of caking	91
References	95