

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ БОКСИТОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

**PROBLEMS OF GEOLOGY
AND GEOCHEMISTRY OF BAUXITES**

(Transactions, vol. 103)

PUBLISHING OFFICE «SCIENCE»

Moscow — 1964

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ БОКСИТОВ

(Труды, вып. 103)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

член-корр. АН СССР *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

Г. И. БУШИНСКИЙ

EDITORIAL BOARD:

Corresp. member of the Academy of Sciences of the USSR *A. V. PEIVE*
(Chief Editor), *K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV*

RESPONSIBLE EDITOR

G. I. BUSHINSKY

Г. И. БУШИНСКИЙ

О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ ГЕОЛОГИИ БОКСИТОВ

В предыдущих статьях автора сообщалось о значительном выносе кремния и железа из бокситового пласта в процессе диагенеза (Бушинский, 1956), о генетической связи бокситов с каолиновыми глинами и положении тех и других среди различных глин (1958₁), о миграционной способности компонентов боксита, об основных генетических типах бокситов — латеритном, осадочном на силикатных и осадочном на карбонатных породах и о происхождении последнего типа преимущественно на суше (1958₂), о связи бокситов с тропическим или субтропическим влажным климатом, с холмистым или низкогорным рельефом, обусловленным серией тектонических поднятий, с бескварцевыми и малокварцевыми алюмосиликатными породами, слагающими поднятия.

В настоящей статье рассматриваются вопросы о бокситоносных формациях, о формах и дальности переноса бокситового материала из коры выветривания в бокситовые залежи, об изменении состава и строения бокситовых залежей по фаціальным профилям, о поведении титана в бокситах и о латеритизации переотложенного бокситового материала. С тем или иным решением этих теоретических вопросов тесно связаны и вопросы практические — о методах прогноза, поисков и разведки бокситовых месторождений и о методах оценки степени оплодотворенности районов.

О бокситоносных формациях

Осадочными формациями называют осадочные толщи, комплексы пород или слоев, связанные общностью состава, тектонических, климатических или иных условий образования и нередко повторяющиеся в разрезах каких-либо районов. Исходя из этого определения, попытаемся выделить некоторые бокситоносные формации.

В девонских отложениях Северного Урала к эйфельской бокситоносной формации следует отнести субровский горизонт бокситов, покрывающие его амфипоровые битуминозные известняки и мергели, а также, вероятно, и вышележащие светлые рифовые известняки, поскольку они связаны с подстилающими известняками и нежележащими бокситами непрерывным переходом. Создается впечатление, что здесь имеется довольно стройная формация, составляющая один цикл осадконакопления, причем бокситы залегают в основании этого цикла и знаменуют континентальный перерыв и начало трансгрессии моря.

Такое выделение формации в основном правильное, однако фаціальный или формационный анализ ее одной с точки зрения бокситоносно-

сти оставляет чувство неудовлетворенности прежде всего потому, что рифогенные известняки почвы бокситового пласта выпадают из фациального анализа, несмотря на то, что они всюду сопровождают бокситы и играют важную, едва ли не решающую роль в их образовании. Причина этого состоит в том, что пласт боксита отделяется от подстилающих известняков перерывом в осадконакоплении. По этой же причине не вошли в анализ и материнские для боксита основные вулканогенные породы нижнего палеозоя, а также развитая на них кора выветривания.

Возьмем другой пример — мезо-кайнозойские бокситоносные карстовые отложения на пространстве между Уралом и Сибирской платформой. В состав этих отложений входят бокситы, вмещающие их красные, серые и светлые каолиновые глины, иногда углистые глины и кварцевые пески. Если к этому комплексу пород вместо обычного термина «отложения» мы применим термин «формация», то в этом переименовании еще нельзя усмотреть прогресса науки. Здесь остались вне фациального анализа материнские для бокситов породы с развитой на них корой выветривания и известняки, в карсте которых заключены бокситы.

Третий пример — бокситоносные отложения нижнего карбона Ветреного пояса. Как показано работами М. Н. Ермолаева, Э. А. Кальберг, Е. П. Левандо и К. Н. Трубиной, бокситы здесь генетически тесно связаны с корой выветривания, развитой на основных породах докембрия. И в этом примере материнские для бокситов основные породы и кору выветривания нельзя включить в бокситоносную формацию, так как основные породы магматического происхождения, бокситоносные — осадочного, а кора выветривания представляет результат своеобразного метаморфизма. Тем более эти образования нельзя включать в одну формацию, так как они имеют весьма разный геологический возраст.

Как видно из этих примеров, в бокситоносные формации включаются бокситы или бокситоносные отложения и пассивно покрывающие их слои. Бокситы в этих слоях занимают определенное место в разрезе и на фациальном профиле, но в то же время такой комплекс пород, как известняки или доломиты почвы в карстовых месторождениях, кора выветривания и материнские для нее породы, т. е. комплекс, принимающий активное участие в образовании бокситов, оказывается в стороне и может выпадать при геологическом анализе бокситоносности районов. Выход из этого положения один — необходимо рассматривать все отложения, имеющие отношение к образованию боксита данного района, независимо от их возраста и происхождения как нечто единое или связанное единой цепью. Назовем их бокситовым формационным комплексом или бокситовым генетическим комплексом отложений. В состав такого комплекса должна входить кора выветривания и материнские для нее породы, сами бокситы, подстилающие и покрывающие их слои. В случаях вулканогенного или иного источника глинозема будет и иной состав комплекса.

Аналогичные генетические комплексы отложений могут быть выделены и для других осадочных руд и пород, у которых источники материала более или менее определенные. Прежде всего метод выделения таких комплексов можно применить к россыпным месторождениям, а также к месторождениям железных и никелевых руд коры выветривания, как аллювиальных, так и переотложенных. Метод генетических комплексов отложений может быть также применен в отношении нефтяных, газовых и серных месторождений, терригенных и вулканогенно-осадочных горных пород.

Бокситовые генетические комплексы отложений в геосинклиналях и на платформах

У советских геологов уже вошло в практику деление бокситовых месторождений по тектоническому признаку на геосинклинальные и платформенные. Действительно, характерные представители этих двух тектонических типов резко отличаются один от другого не только по степени дислоцированности, но и по другим признакам.

Геосинклинальные бокситовые месторождения почти все карстовые. В состав их генетического комплекса отложений входят: 1) известняки или доломиты почвы с размытой и закарстованной поверхностью; 2) слои боксита или бокситоносные отложения, залегающие в углублениях или в понижениях этой поверхности; 3) известняки кровли, внизу обычно глинистые; 4) материнские породы, чаще основные эффузивы антиклинальных зон и 5) развитая на них кора выветривания.

Бокситы геосинклинальных областей диаспоровые или бёмитовые и только в молодых месторождениях гиббситовые. Почва бокситовой залежи карманообразная, кровля довольно ровная. Обычно бокситы сопровождаются более древними основными породами или глинистыми сланцами, на которых могла быть развита кора выветривания, дававшая материал для образования бокситов.

Однако в районе девонских бокситовых месторождений Южного Урала такие породы неизвестны, источник глинозема для бокситов здесь неясен.

Отметим, что кора выветривания в районах геосинклинальных бокситовых месторождений сохраняется исключительно редко. Это дало повод некоторым геологам предположить существование иного источника глинозема — гидротермального (Пейве, 1947) или допустить образование его в результате наземного вулканизма (Зеленов, 1960). При этом почему-то не учитывается, что кора выветривания может сохраниться от размыва и действительно встречается только там, где бокситовый пласт или бокситоносные слои переходят с карбонатных пород на алюмосиликатные. В складчатых областях такие переходы почти всюду бывают размыты, поэтому и найти кору выветривания очень трудно. Она хорошо сохранилась только в районе молодых бокситов на Ямайке, где занимает обширные пространства.

По месту образования геосинклинальные бокситы являются приморскими и частью морскими, как правило, они залегают среди морских отложений, иногда покрываются слоями с пресноводной фауной, тоже быстро сменяющимися сверху морскими осадками (Венгрия).

Для геосинклинальных бокситов характерна приуроченность их к известняковым, известняково-доломитовым и доломитовым формациям. Внутри этих формаций бокситы тяготеют к их окраинам, примыкающим к поднятиям или антиклинальным зонам, сложенным породами — возможными источниками глинозема. Карбонатные породы, покрывающие бокситы, всегда мелководные, на что указывают остатки донных известковых водорослей, рифовых кораллов или других мелководных организмов. Подстилающие породы, если они отделены от бокситов небольшим перерывом, бывают очень сходны с покрывающими породами. Такое сходство с вмещающими породами наблюдается в бокситовых месторождениях Урала, Салаира и Средней Азии. Если в сторону от поднятия перерыв в осадконакоплении сглаживается и исчезает, то подстилающие и покрывающие карбонатные толщи сливаются в единую карбонатную формацию. В таком случае бокситы можно рассматривать как внутриформационные образования.

Платформенные бокситы в большинстве своем залегают на алюмосиликатных породах, реже на известняках в карстовых воронках или

в закарстованных понижениях. В состав генетического комплекса отложений в месторождениях платформенных бокситов входят: 1) бескварцевые или малокварцевые алюмосиликатные породы, слагающие поднятия или возвышения; 2) развитая на этих породах кора выветривания, послужившая источником глинозема для бокситов; 3) бокситы и сопровождающие их каолиновые породы, иногда лигниты, угли и железные руды; 4) подстилающие слои и 5) покрывающие слои.

Как видно, состав генетического комплекса отложений в месторождениях платформенных и геосинклинальных бокситов имеет общие черты и существенные различия. Роль, развитие и сохранность отдельных членов этого генетического комплекса у платформенных и геосинклинальных месторождений весьма различны. Латеритная или каолиновая кора выветривания в районах платформенных бокситовых месторождений обычно широко развита и достигает большой мощности. Связь бокситов с корой выветривания и ее материнскими породами достаточно отчетливая. Продукты переотложения этой коры широко развиты.

Характерной чертой платформенных бокситов является их приуроченность к формации гумидных равнин. Эта формация сложена песчано-глинистыми и глинистыми породами, обычно каолининово-слюдистыми, угленосными (Страхов, 1960). Пески в этой формации кварцевые. Примесь полевых шпатов и малостойких минералов в породах отсутствует или ничтожна, а содержание титановых минералов, особенно лейкоксена, обычно повышенное (Разумова, 1961). Внутри формации бокситы тяготеют к поднятиям, сложенным бескварцевыми или малокварцевыми алюмосиликатными породами. По направлению к таким поднятиям серый цвет формации сменяется красным, каолининово-слюдистые глины переходят в каолининовые. Бокситы залегают среди каолининовых глин. На месторождениях Соколовской, Амангельдинской и Арканзасской групп эти глины обычно обломочные, т. е. состоят из плохо отсортированных обломочков глины (Кротов, 1958; Gordon, Trecey, Ellis, 1958).

Роль отложений, подстилающих бокситоносную формацию, весьма различна. На поднятиях они могут быть материнскими для образования коры выветривания латеритного типа. В осадочных месторождениях подстилающие пески при водном переносе бокситового материала примешиваются к нему и резко понижают качество боксита. Карстовые углубления в известняках служат прежде всего удобными ловушками для захоронения бокситовых залежей.

Платформенные бокситы большею частью гиббситовые или бёмитовые, реже бёмит-диаспоровые^{*} (Китай). При залегании бокситоносной толщи на силикатных породах форма рудных тел пластообразная, а на карбонатных породах имеет вид линз или жарманов. По месту образования платформенные бокситы являются внутриматериковыми и приморскими, залегают среди континентальных отложений, иногда покрываются морскими или лагунно-морскими отложениями.

Следовательно, при составлении прогнозных карт и при поисках бокситов необходимо учитывать распространение всех членов бокситового генетического комплекса отложений. При этом не следует забывать, что сохранность их в различных условиях не одинаковая и поэтому приходится ориентироваться сначала на те комплексы, которые лучше известны или лучше сохранились. К примеру, отсутствие находок коры выветривания или каолиновых пород в геосинклинальных областях не может служить препятствием для постановки поисковых работ на боксит.

Важнейшими критериями при поисках бокситовых месторождений являются закономерности их размещения. Если генезис бокситов толкуется весьма по-разному, то в отношении закономерностей размещения взгляды представителей различных генетических направлений близки или даже совпадают. Исходя из этого, академик Н. С. Шатский особенно отстаивал необходимость изучения прежде всего закономерностей размещения месторождений, а не их генезиса. Из этого вовсе не следует, что одно направление противопоставляется другому. Напротив, Н. С. Шатский, основываясь на обобщении мировой практики поисков месторождений, требовал разумного сочетания этих направлений.

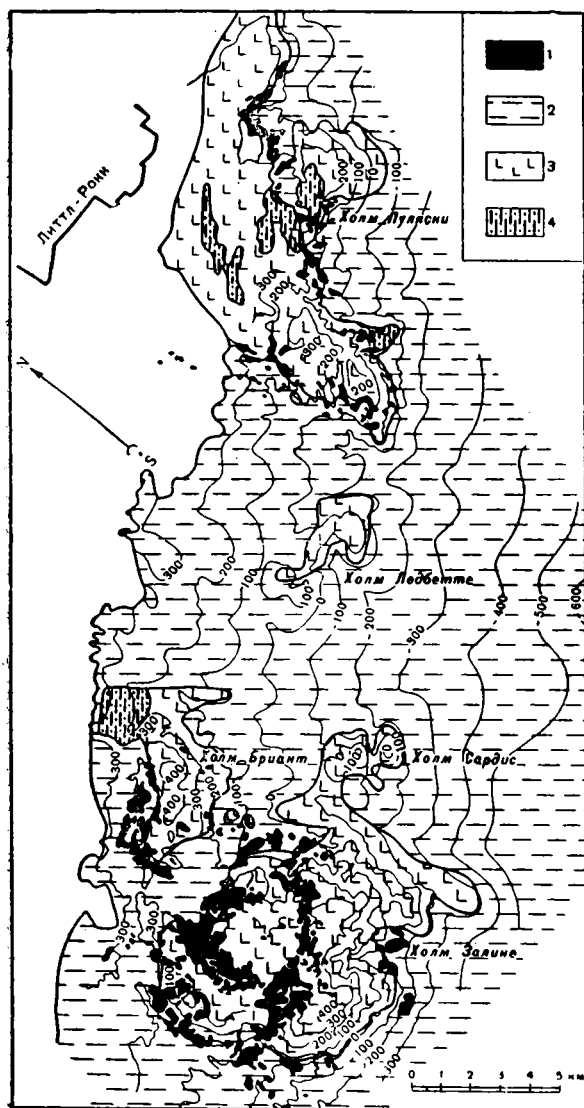
Многие закономерности, такие, как связь бокситов с тропическим и субтропическим влажным климатом, с каолиновыми породами, с корой выветривания, с угленосными отложениями, с перерывами в осадко-накоплении, с известняками и доломитами, с тектоникой и палеорельефом, с основными или другими бескварцевыми и малокварцевыми алюмосиликатными породами, слагающими возвышения, с развитием бокситоносного карста в платформенных районах преимущественно на контакте или вблизи контакта известняков с алюмосиликатными породами, а также стратиграфическая приуроченность бокситов, уже хорошо известны, широко используются советскими геологами, хотя и требуют существенного уточнения.

Недавно опубликованные Н. М. Страховым (1960) палеоклиматические карты дают первое представление о перспективных и бесперспективных площадях в отношении бокситоносности.

Весьма важным является вопрос о формах и дальности переноса бокситового материала из коры выветривания в бокситовые залежи с образованием промышленных месторождений. От его решения зависит ответ — как далеко от поднятия ставить поисковые выработки или как оценить степень опосредованности района. Решить вопрос о дальности переноса можно на хорошо изученных крупных месторождениях, где имеется кора выветривания и где генетическая связь бокситов с ней достаточно ясна. К таким месторождениям относятся Тихвинское, Яковлевское, Южноукраинское в СССР, Арканзасское в США и, пожалуй, Ямайское. Из них опубликованный материал в виде монографии имеется только по Арканзасу, с которого мы и начнем.

Район бокситовых месторождений Арканзаса в США сложен палеозойскими осадочными породами (Бушинский, 1958₂, 1960; Gordon, Trausey, Ellis, 1958). В эти породы интродуцированы нефелиновые сиениты, образующие три крупных массива и несколько более мелких. Диаметр каждого из них до 7—8 км. К этим массивам прислонены, частично перекрывая их, морские песчано-глинистые отложения палеоцена. Крупные массивы выступают над этими отложениями на высоту до 180 м. На палеоцене залегают континентальные отложения эоцена с бокситами в основании. Вершины массивов нефелинового сиенита несут кору выветривания. На карте подрудного рельефа хорошо видны закономерности размещения бокситовых залежей (фиг. 1). Подавляющее большинство их располагается на склонах выступов, начиная от привершинной части и до основания. Частично бокситы залегают у подножия, но обычно не далее одного километра от массива. Несколько мелких залежей боксита встречено в 7—8 км к востоку от подножия выступа Пуляски.

На фиг. 1 видно, что дальность переноса бокситового материала от вершин массивов до крайних месторождений равна 3—4 км, а от подножий в сторону равнины не более одного километра. К этому можно добавить, что бокситы грубообломочные и поэтому далеко переноситься не могли. Нередко они залегают в небольших западинках,



Фиг. 1. Карта рельефа подрудного горизонта Арканзасского бокситового района. Составлена по данным Гордона и др., 1958.

1 — бокситовые залежи; 2 — палеоценовые пески и глины с морской фауной в основании, покрытые бокситоносными отложениями раннего эоцена; 3 — нефелиновые сиениты (мел?); 4 — палеозойские песчаники и сланцы. Изолинии рельефа через 100 футов (30,5 м)

Очевидно, что эта кора и послужила источником глинозема для образования бокситов. В таком случае дальность переноса бокситового материала от коры выветривания до бокситовых месторождений здесь не превышает нескольких километров. Этот вывод подтверждается еще тем, что особняком стоящий Анисимовский холм, покрытый отложениями карбона, тоже изрезан древними оврагами, в вершинах которых встречаются бокситовые залежи.

Тихвинские бокситы очень сильно изменены последующими процессами, поэтому первичная структура их большею частью неясна.

встречающихся на склонах холмов. При сравнении дальности переноса у различных месторождений необходимо учесть, что в Арканзасе считается бокситом порода с содержанием $Al_2O_3 > 50\%$ и $SiO_2 < 10\%$.

В районе Ветреного пояса выступы основных пород также имеют превышения 70—80 м и несут кору выветривания латеритного типа. По данным М. М. Ермолаева и З. А. Кальберг, бокситовые залежи располагаются частично на склонах выступов, но главным образом вблизи их подножий в понижениях рельефа. Дальность переноса бокситового материала достигает 7—8 км. Как показано работами К. Н. Трубиной (1961) и Е. П. Левандо, бокситы имеют обломочную структуру с чередованием слоев пелитового и более грубого материала.

В Тихвинском районе превышения подрудного или докарбонного рельефа составляют 50—60 м. По данным В. С. Кофмана (1962), этот рельеф носит эрозионно-тектонический характер. Бокситы приурочены к вершинам древних оврагов, врезанных в возвышения, сложенные девонскими глинами. На одном из водоразделов между этими оврагами С. Г. Вишняков изучил кору выветривания латеритного типа.

Однако С. Г. Вишнякову (1940) и затем А. К. Гладковскому и И. Н. Ушатинскому (1961) удалось найти много обломков и галек боксита. Бокситовые гальки и гравий в верхних по оврагу частях бокситовых залежей наблюдались и нами. Следовательно, материал для тихвинских бокситов переносился в виде грубой и тонкой взвеси.

В районе Курской магнитной аномалии известные бокситы коры выветривания и осадочные или переотложенные (Никитина, 1958). В осадочных бокситах наблюдалось конгломератовое строение, обломки и гальки железной руды. Дальность переноса осадочных бокситов на Яковлевском месторождении вблизи Белгорода, по данным К. Н. Трубной, по-видимому, измеряется сотнями метров.

Южноукраинский бокситоносный район, по данным Ю. Б. Басса (1960), представляет гряду холмов шириной 2—4 км, длиной около 40 км и высотой 60—70 м. Эта гряда сложена амфиболитами и разнообразными сланцами. Бокситы здесь двух типов — латеритные и осадочные. Из них преобладают первые. Дальность переноса бокситового материала равна 1—2 км.

Бокситы Южного Приуралья, по данным Л. И. Киселева, залегают вблизи поднятий, сложенных основными породами, и не заходят на равнину. Дальность переноса бокситового материала 1—3 км, редко до 7—8 км.

Мы бегло рассмотрели шесть крупных районов осадочных бокситов. Все эти районы характеризуются изрезанным дорудным рельефом с возвышениями примерно от 50 до 200 м.

Возвышенности сложены бескварцевыми и малокварцевыми алюмосиликатными породами — основными, щелочными, глинистыми и разнообразными сланцами. На этих породах развита кора выветривания латеритного типа. Бокситы двух типов — латеритные со структурой материнской породы и осадочные. В отдельных залежах преобладают то одни, то другие, но в сумме господствуют осадочные бокситы. Дальность переноса бокситового материала из коры выветривания в промышленные бокситовые залежи измеряется сотнями метров или немногими километрами. Отдельные гальки и песчинки боксита могут быть перенесены на сотни километров, но они промышленных залежей не образуют. Структура осадочных бокситов обломочная и бобово-обломочная. Они залегают в верховьях балок, на склонах и в понижениях рельефа у подножия склонов.

Обломочная природа меловых бокситов Зауралья на примере Соколовского (Каменского) месторождения впервые установлена А. К. Гладковским и А. К. Шаровой в 1934 г. (опубликовано в 1951 г.). Но тогда это сообщение не получило признания, так как противоречило господствовавшей в то время гипотезе А. Д. Архангельского (1937) о химическом переносе глинозема. Однако позднейшие работы Н. А. Лисицыной и М. В. Пастуховой по бокситам Казахского нагорья и Тургайского прогиба, а также работы Е. Т. Боброва и Е. И. Пельтека по бокситам Енисейского кряжа подтвердили обломочное строение многих бокситов. Даже сторонники химического переноса глинозема — Ф. Г. Пасова, В. Н. Разумова и С. Л. Спирин — вынуждены признать широкое развитие обломочных структур в бокситах. Дальность переноса бокситового материала в этих районах, по-видимому, также была незначительной — порядка сотен метров или немногих километров.

Плохая сортировка обломков боксита тоже указывает на короткий путь их перемещения и на перенос временными потоками. Временные потоки как раз характерны для латеритных областей жарких стран с чередованием влажных и засушливых сезонов.

Приведенные данные о малой дальности переноса бокситового материала, о его обломочном строении и о залегании многих бокситов на

склонах свидетельствуют о форме переноса в виде грубых и тонких обломочных частиц, а не химических и коллоидных растворов.

Таким образом, сложный и запутанный вопрос о форме переноса бокситового материала, вопрос, вызывающий разногласия у самих геохимиков, решается однозначно чисто геологическим методом.

Мы рассмотрели вопрос дальности переноса бокситового материала водными потоками по силикатным породам. Но в площадных карстовых месторождениях перенос этого материала осуществлялся по карбонатным породам, что приводило к другим результатам.

Карстовые бокситы отличаются своеобразными чертами. Они развиты преимущественно в геосинклинальных областях, но нередко и на платформах. Для геосинклиналей характерен площадной карст с мелкими карстовыми воронками глубиной порядка 5—10 м, редко более. Бокситы залегают в закарстованных понижениях, выполняя воронки и перекрывая пространство между ними. В платформенных месторождениях карстовые воронки достигают глубины 100—200 м и обычно выполнены песчано-глинистыми породами и бобово-обломочными бокситами. Площадной карст с богатыми месторождениями бокситов развит на Китайской платформе. По-видимому, близки к этому китайскому типу меловые бокситовые месторождения Чадобецкого поднятия на Ангаре, а также слои нижнекаменноугольного красного боксита, залегающие на закарстованных известняках в Журавлинском месторождении на Урале. Кора выветривания в районах этих месторождений сохраняется исключительно редко, что создает известные трудности для решения вопроса о дальности переноса.

На Ямайке, где бокситы наиболее молодые и поэтому кора выветривания сохранилась хорошо, дальность переноса бокситового материала по известнякам достигает 30—40 км. О дальности переноса в китайских месторождениях¹ (провинции Шаньдун, Хэнань, Шенси, Хунань и Гуйчжоу) можно судить косвенно по ширине полосы выхода известняков между бокситовыми залежами и ближайшими выступами более древних алюмосиликатных пород. Дальность переноса, определенная таким методом, не будет превышать нескольких десятков километров. То же самое можно сказать и в отношении бокситов Венгрии.

На Красной Шапочке, если считать источником глинозема кору выветривания, развитую на основных породах, выходы которых расположены к западу от месторождений, дальность переноса бокситового материала была порядка нескольких километров.

Очевидно бокситовый материал переносился по карбонатным породам значительно дальше, чем по силикатным. Причина этого явления состоит в том, что в процессе переноса его по карбонатным породам он не загрязнялся силикатными примесями. Этот материал, отложенный временными потоками на известняках или доломитах выше уровня грунтовых вод, легко промывался дождевыми водами. Эти воды были бескремнистые или малокремнистые, благодаря чему в условиях жаркого климата они способны производить интенсивную латеритизацию алюмосиликатов, что приводило к образованию боксита или к его обогащению (Бушинский, 1958₂).

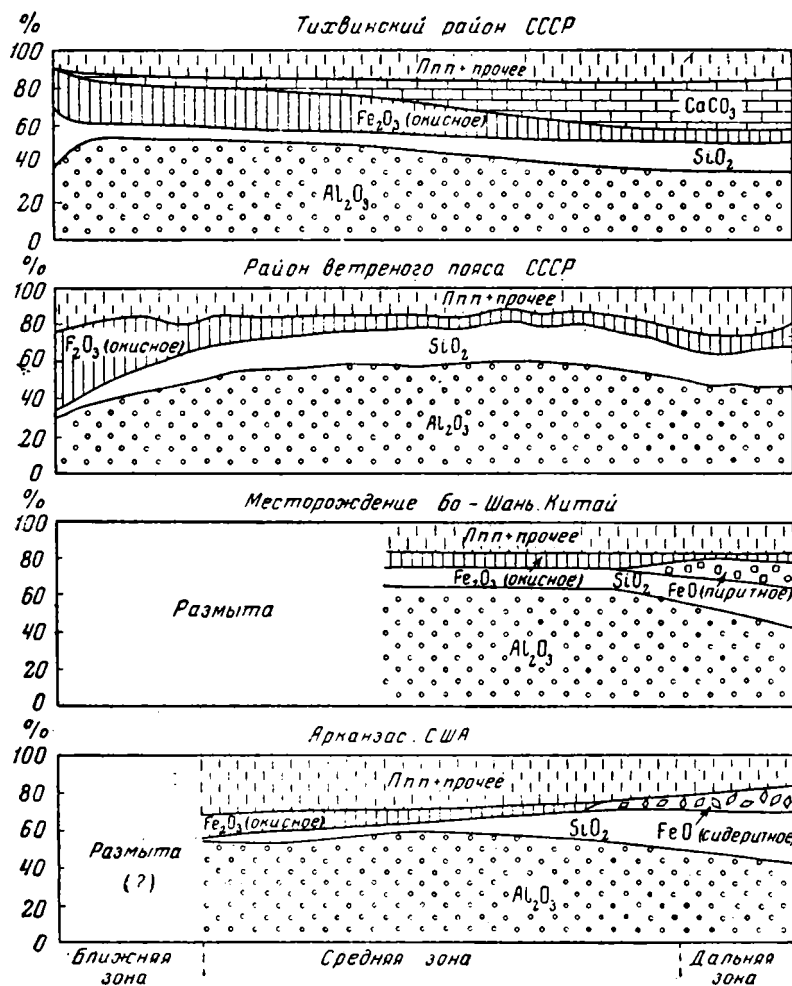
Фациальные изменения бокситовых пластов

Кратко остановлюсь на изменении состава и строения бокситовых залежей на фациальных профилях по падению, т. е. от ближней зоны выклинивания к дальней. На фиг. 2 показаны содержания глинозема, кремнезема, окислов железа и прочих примесей в бокситах Ветреного пояса, Тихвинского, Шаньдунского и Арканзасского месторождений.

¹ По книге «Основы тектоники Китая».

Глинозем от ближней зоны к средней растет за счет уменьшения количества окислов железа, далее снова падает, но уже в результате увеличения содержания кремнезема, связанного с каолинитом и галлуазитом.

Наиболее характерно и разнообразно поведение железа. В ближней зоне почти всех месторождений оно находится в форме окиси и содержится в максимальном количестве, обычно равном 20—25%, а иногда



Фиг. 2. Геохимические профили бокситовых пластов четырех месторождений по направлению от поднятия (ближняя зона выклинивания) в сторону понижения рельефа (дальняя зона выклинивания)

и до 40%. В средней и дальней зонах различных месторождений оно ведет себя по-разному. В одном месторождении Ветреного пояса содержание Fe_2O_3 падает от 40—30% до 5%, а в Тихвинском еще более резко, так что бокситы местами переходят в огнеупорные глины с примесью органического вещества. В обоих этих месторождениях средняя зона заболачивалась лишь временами, а дальняя примерно отвечает хорошо проточному болоту. О заболачивании свидетельствуют вертикальные стебли болотных растений в бокситах.

В Арканзасе средняя зона месторождений и дальняя зона выклинивания богаты сидеритом, что, по-видимому, отвечает слабо проточному болоту.

Для карбоновых месторождений Китая (см. фиг. 2) характерно низкое содержание железа и присутствие огнеупорных глин в средней зоне месторождения, а в дальней зоне выклинивания — обилие пирита (Wang, 1932). Местами пирита так много, что он разрабатывается. В бокситах встречаются отпечатки листьев. Очевидно, что средняя зона месторождения здесь отвечает хорошо проточному болоту, а дальняя зона выклинивания — приморской лагуне или приморскому болоту с обилием органического вещества.

В девонском периоде на Урале закарстованные суходольные понижения, соответствующие средней зоне месторождения, вначале заполнялись красными континентальными бокситами, а затем по мере трансгрессии моря становились лагунами (Бушинский, 1958₂). В эти лагуны поступал с суши тоже красный бокситовый материал, но благодаря примеси органического вещества происходило восстановление окиси железа в закись, а сульфатов в сероводород, вследствие чего формировались серые бокситы, богатые пиритом. Эти лагуны были дальней зоной выклинивания. Таким образом, эта зона по мере трансгрессии моря переместилась в сторону поднятия.

Приведенные материалы, наряду с анализом палеорельефа и тектоники, может быть, позволят ориентироваться в вопросе, какую зону месторождения прошла выработка и в каком направлении можно ожидать более богатые бокситы.

К примеру, П. В. Орлова (1962) при изучении девонского бокситоносного района Южного Урала ошибочно приняла дальнюю зону выклинивания бокситов за ближнюю. В свое время А. К. Гладковским и А. К. Шаровой (1951) и затем мною (1958₂) было высказано мнение, что глинозем для боксита поступал в этот район с востока или юго-востока. К такому же выводу пришли С. В. Тихомиров и А. И. Ляшенко (1962) на основе анализа фаций бокситоносного орловского горизонта.

Для дальней зоны в Южноуральском районе, как и в других районах, характерно развитие закисных форм железа, в данном случае шамозита. Кроме того, по направлению от Новопристанских месторождений этого района к северо-западу размеры песчинок боксита уменьшаются. Этот факт также говорит о нахождении дальней зоны выклинивания на северо-западе, а не на юго-востоке, как предполагает П. В. Орлова. Соответственно и перспективы бокситоносности к северо-западу от известных месторождений, т. е. северо-западнее Улуирской синклинали, ничтожны.

При анализе вопроса о распределении зон выклинивания бокситов необходимо иметь в виду, что вторичные изменения усложняют описанные закономерности. Особенно сильные усложнения наблюдаются при заболачивании местности, где ранее отлагались красные бокситы. В таких случаях происходит вынос железа из бокситов, они становятся светлыми, в них появляются минералы закиси железа. По анализам средних проб такие бокситы напоминают зону дальнего выклинивания. Однако при изучении образцов красного боксита нетрудно заметить обесцвечивание в виде вертикальных и наклонных полос, а иногда и по слоям с повышенной водопроницаемостью. Интенсивность обесцвечивания бывает иногда настолько большой, что от красного боксита остаются едва уловимые реликты.

О структурах бокситов

К настоящему времени получено много новых данных о структурах и текстурах бокситов, также указывающих на формы переноса бокситового материала, на условия его накопления и вторичные изменения. Отсюда ясно, что хорошо разработанная структурная классификация бокситов будет представлять большой интерес. С этой точки зрения уже

ранее (Бушинский, 1958₃) мы пытались разделить бокситы на следующие первичные типы:

1. Бокситы метасоматические, со структурой материнской породы.
2. Бокситы конкреционные (бобовые, микро- и крупноконкреционные).
3. Бокситы обломочные.
4. Бокситы пелитоморфные или афанитовые.

Все эти типы бокситов могли подвергаться вторичным изменениям — эпигенезу, выветриванию и метаморфизму, что выражалось в виде разнообразных наложенных структур.

Каждое месторождение, как правило, складывается бокситами нескольких структурных типов, с преобладанием одного или другого. Попытаемся рассмотреть, какие типы бокситов преобладают в бокситовых месторождениях мира.

1. Метасоматические бокситы бывают развиты по нефелиновым сиенитам, базальтам, амфиболитам, глинам и другим породам.

Бокситы со структурой нефелинового сиенита («гранитные бокситы») развиты в Арканзасе (США) и в Посус Ди-Кальдас (Бразилия). Они залегают на нефелиновых сиенитах, иногда отделяясь от них «обломочной» глиной, и местами преобладают над юсачными бокситами.

Бокситы со структурой базальта развиты в Аджарии (Кавказ), на юго-востоке Азии (о-в Хайнань, провинция Фуцзянь), в северной Австралии, в западной Африке (Сиерра-Леоне). Месторождения этих бокситов обычно небольшие, но на о-ве Хайнань и в провинции Фуцзянь они достигают значительной величины.

Бокситы со структурой амфиболита и сланца известны на юге Украины, где слагают значительную часть месторождения.

В небольших объемах бокситы со структурой материнской породы встречаются в месторождениях Урала, Казахстана, Енисейского края и многих зарубежных стран.

Интересной химической особенностью метасоматических бокситов является низкое содержание TiO_2 , обычно 0,5—1%, почти такое же или даже меньшее, чем в материнских породах. В то же время в бобовых бокситах тех же месторождений содержание TiO_2 равно 2—3%. По своему происхождению бокситы со структурой материнской породы нельзя назвать остаточными, это скорее метасоматические или остаточно-метасоматические образования. Глинозем в них частично местный, частично принесенный путем инфильтрации в форме химического раствора сверху. Отсюда становится понятным и низкое содержание титана, который не переносился в растворенном виде.

Любопытно отметить, что аджарские, хайнаньские и фуцзяньские бокситы по внешнему виду ничем не примечательны, они желтовато-или красновато-серые, легкие, сильнопористые и не сопровождаются привычными для геологов-бокситчиков бобовыми породами. Поэтому бокситы такого рода легко пропускаются при полевых геологических работах.

2. Конкреционные бокситы весьма разнообразны. Среди них различают бобовые или пизолитовые, оолитовые и микробобовые разности. Конкреции боксита могут возникать в коре выветривания и в продуктах ее переотложения — в делювии, в пролювии или на дне водоема при диагенезе. В бокситах и в подбокситовых глинах Гвианы встречаются конкреции гиббсита. Количество конкреционных бокситов, не содержащих следов переотложения, небольшое, по крайней мере среди советских месторождений. В крупнооолитовых бокситах Аркалыкского месторождения можно различить до 16 концентрических слоев нарастания. Отдельные слои или группы слоев характеризуются

своим составом мелких зерен боксита. Очевидно, эти зерна зацементированы в момент образования слойка. Внешняя зона некоторых слойков носит следы истирания при окатывании. Различия в составе слойков указывают на неоднократное переотложение оолитов по мере их роста. Ядром оолита служат обломки и целые зернышки боксита. Следовательно, начало образования оолита происходило не в элювиальной коре выветривания, а в осадке. Такой осадок мог отложиться как на склоне временным потоком, так и во временном или постоянном водоеме.

3. Обломочные бокситы разделяются на бобово-обломочные, оолитово-обломочные, конгломератовые, гравелитовые, песчаниковые и алевроитовые. Они всегда сопровождаются пелитоморфными или афанитовыми бокситами. Сортировка материала по размерам в бокситах обычно очень плохая или отсутствует, поэтому выделение указанных разновидностей встречает трудности. Конгломератово-алевритовые бокситы развиты в девоне Урала, в карбоне района Ветреного пояса и Белгородской области; бобово-обломочные в мезо-кайнозойе Урала, Сибири и Казахстана.

Признаки, позволяющие судить об обломочном происхождении бокситов, не всегда бывают достаточно четкие. Даже при наличии явных обломков или галек боксита в боксите высказывались мнения, что обломки возникли при взмучивании осадка на мелководье, а не принесены откуда-то со стороны и что первичный боксит химического происхождения образовался здесь же.

В таком случае должны преобладать бокситы без следов переотложения. Однако в промышленных бокситовых залежах Казахстана и Сибири явно преобладают бобово-обломочные руды. Далее, если допустить, что обломочные структуры возникли в результате взмучивания первичного химического осадка, то необходимо указать, где этот первичный осадок находится, его состав, строение и положение на фациальном профиле. Желательно также обосновать размеры водоема, достаточные для возникновения волн, которые бы взмучивали и окатывали обломки боксита. Для решения этого вопроса необходимо использовать весь комплекс фактов. Окатанность обломков, их слоистое расположение и сортировка по размерам указывают на переотложение материала. Одинаковые включения в оолитах или бобовинах и в цементе дают основание считать, что оолиты и бобовины образовались на месте своего залегания. В бокситах все эти показатели не всегда хорошо выражены, а некоторые из них отсутствуют вовсе или не изучены, что приводит к субъективным оценкам и разнообразию мнений. Однако вопрос о принадлежности бокситов к первичным или переотложенным образованиям очень важен, поэтому необходимо над ним усиленно работать и дальше.

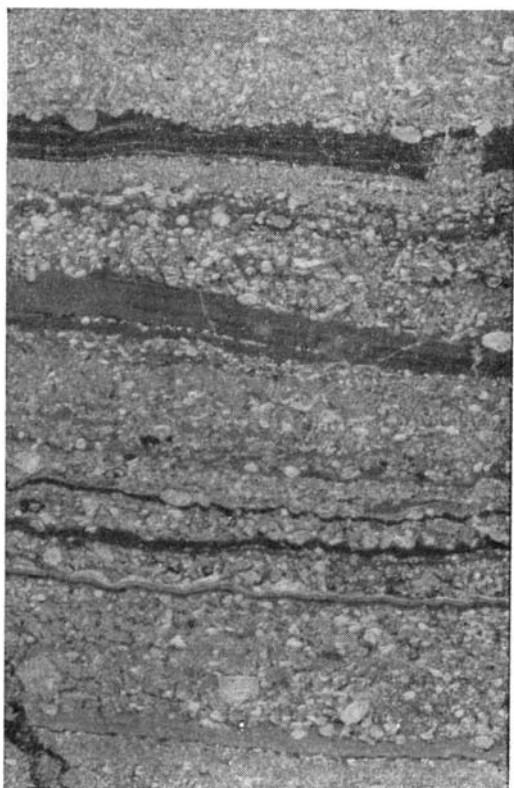
4. Пелитоморфные бокситы состоят из частиц размером менее 0,01 мм, а часто менее 0,001 мм. Они обычно неслоисты, постепенно переходят в окружающие их глинистые бокситы и каолиновые глины или контактируют с карбонатными породами в карстовых залежах. Такими бокситами сложены месторождения Ямайки, большинство месторождений Венгрии, Китая, СССР (Тихвинское и частично боксонские, североуральские и некоторые мезо-кайнозойские месторождения). Однородный облик этих бокситов крайне затрудняет их генетическое исследование и создает большой простор для различных предположений. Однако за последние годы в таких внешне однородных бокситах, как красные марки и яшмовидные на Красной Шапочке, тихвинские и гантские (Венгрия), найдены скрытые структуры — бобовая, песчаниковая и конгломератовая, а также тонкая слоистость.

Иногда считают, что если боксит пелитоморфный и однородный, то глинозем для его образования был принесен в виде химического раствора. Выяснить истинную природу такого боксита бывает очень трудно, так как пелитовая масса не обнаруживает ни обломочных, ни хемогенных структур. В таком случае необходимо обратиться к литологическому изучению бокситов с прослеживанием их изменения на фациальных профилях.

К примеру, в месторождениях района Ветреного пояса и Красной Шапочки встречаются бокситы ритмического строения с чередованием обломочных и пелитоморфных слоев (фиг. 3). Многие ритмы начинаются бокситовым гравелистом или песчаником, зерна которого кверху становятся все мельче, сменяясь зернами пелитоморфного или афанитового боксита. При таком строении разреза вполне естественно считать афанитовый боксит конечным продуктом водной сортировки по размеру частиц, так же как прослой глины среди песка. В самом деле, механическое происхождение прослоев глины ни у кого не вызывает сомнения, но в отношении афанитовых бокситов почему-то делаются исключения, причем не на основании фактов, а скорее исходя из предвзятого мнения.

Таким образом, если доказано, что прослой афанитового боксита среди обломочного накапливались механическим путем, то там, где обломочный боксит фациально сменяется афанитовым бокситом, вполне естественно относить последний тоже к обломочным продуктам. В некоторых месторождениях прослежены фациальные переходы грубообломочного боксита в менее грубый или тонкообломочный боксит. Так, на Соколовском месторождении боксит, сложенный грубыми обломками боксита и других пород, переходит вниз по склону в менее грубый. При этом посторонние обломки в нем становятся редкими и исчезают (Гладковский и Шарова, 1951; 1962).

Аналогичное явление наблюдалось П. В. Орловой (1958) на Боксонском месторождении. На нем по направлению от поднятия в сторону бассейна происходит фациальная смена бедных обломочных бокситов более богатыми афанитовыми бокситами. В обломочных бокситах содержится много обломков силикатных пород и гематитовых руд. На Красной Шапочке и в районе Ветреного пояса размеры обломков и их количество уменьшаются в стороны дальнего или бокового выклинивания бокситовых пластов.



Фиг. 3. Боксит красный маркий природно обесцвеченный. Видна ритмичная слоистость боксита и его обломочное строение. Нат. вел. Месторождение Красная Шапочка, Северный Урал

Двуокись титана относится к наиболее стойким компонентам при латеритном выветривании и поэтому накапливается в латеритах вместе с глиноземом и окислами железа (Виноградов, 1957). Дальнейшая судьба титана при образовании латеритных, латеритно-метасоматических и осадочных бокситов и огнеупорных глин весьма различна. Она зависит от размеров зерен титановых минералов и от химических условий среды осадконакопления и диагенеза, а также от вторичных изменений боксита.

Серия разрезов древней коры выветривания Тургайского прогиба была изучена Б. М. Михайловым (1959). По его заключению, во всех этих разрезах двуокись титана оказалась практически неподвижной, коэффициент ее концентрации в различных зонах коры выветривания колебался в пределах 0,8—1,1.

Латеритно-метасоматические бокситы залегают в коре выветривания и сохраняют структуру материнской породы. Наиболее изученные и крупные залежи таких бокситов известны в Арканзасе и на юге Украины. Сравнение содержания важнейших окислов в исходных породах и в латеритно-метасоматических бокситах показывает, что при переходе от одних к другим содержание титана не только не возрастает, а, напротив, уменьшается, кроме одного образца (табл. 1). Если же взять отношение $Al_2O_3 : TiO_2$ (титановый модуль), то оно от материнской породы к бокситу резко растет. Объясняется это, вероятно, тем, что имел место химический привнос глинозема, а двуокись титана частью оставалась инертной, частью была удалена.

Таблица 1

Сравнение важнейших окислов в латеритно-метасоматических бокситах и в материнских породах

Район	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃ : : TiO ₂
Арканзас	Нефелиновый сиенит	59,91	17,94	1,88	1,54	1,13	15,87
		59,56	18,60	1,54	1,84	0,91	20,44
		56,51	21,11	1,80	1,20	0,50	42,22
		40,30	17,50	2,60	—	1,60	10,90
	Боксит	5,4	59,7	1,1	—	3,7	16,13
		4,6	62,0	0,9	—	0,4	155,0
		22,2	52,60	0,8	—	0,8	65,75
Юг Украины	Сланец	44,30	12,54	1,47	9,99	0,80	15,67
	Боксит	2,56	37,56	35,64	—	0,50	75,12

В пизолитовых латеритных (?) и осадочных бокситах Арканзаса содержание TiO₂ равно 2—2,5%, юга Украины — 2,5—3,5%.

Отношение $Al_2O_3 : TiO_2$ в материнских породах и в бокситах многих месторождений сохраняется довольно постоянным, рост одного компонента сопровождается ростом другого. В других месторождениях, напротив, наблюдается непостоянство титанового модуля. Его колебания в отдельных образцах или пробах осадочных бокситов зависят от механической или химической миграции и дифференциации вещества боксита.

Причины этой дифференциации различны. К числу их относятся прежде всего: размер зерен титановых минералов и отдельная химическая миграция титана и алюминия.

Размеры зерен титановых минералов в бокситах в большинстве случаев мелкие — около 0,01 мм и менее. Так, например, в девонских бокситах Урала видимые под микроскопом обломочки титаномагнетита распределены довольно равномерно как в зернах, песчинках или гальках боксита, так и в бокситовом цементе. При переотложении такого материала не происходило существенной сортировки или дифференциации титановых и глиноземных частиц по размерам. В результате этого на значительных площадях наблюдаются сравнительно постоянные отношения $Al_2O_3 : TiO_2$, близкие к 25, немного колеблющиеся в отдельных образцах и от участка к участку. При разубоживании боксита примесями кальцита или известняка, пирита, шамозита и первичного каолинита не происходит существенного изменения титанового модуля.

Однако на западных участках месторождений на Северном Урале известны бокситы с обилием терригенных зерен магнетита и титаномагнетита размером 0,1—1,0, редко до 3 мм (Гладковский и Шарова, 1951; Бушинский, 1958, 3). Содержание TiO_2 и Fe_2O_3 в этих бокситах резко возрастает, достигая 8 и 45% соответственно. Титановый модуль у них падает до 5. Эти бокситы красные, немаркие, местами яшмовидные, всегда песчаниковые или гравелитовые, неслоистые и весьма редко косо-слоистые. Они состоят из зерен боксита, магнетита и титаномагнетита и бокситового цемента. Форма их залегания пластообразная, но местами ими заполнены карстовые щели среди известняка. По своему положению богатые титаном бокситы тяготеют к восточным окраинам месторождений, т. е. к источнику сноса.

В средней и дальней зонах бокситовых залежей, куда песчаные зерна титановых минералов не достигали, колебания титанового модуля незначительны.

Аналогичного типа бокситы, богатые зернами ильменита, имеются в месторождениях Обарок-Уйбарок, Надъедьхаза и Важоньпушта в Венгрии (Bardossy, 1958). Содержание TiO_2 в них местами достигает 6,2% и резко колеблется даже при одном и том же количестве глинозема (фиг. 4). Большинство промышленных месторождений Венгрии сложено пелитоморфными бокситами с тонкодисперсными соединениями титана (рутил, анатаз, брукит, ильменит). Поэтому титановый модуль в этих бокситах более постоянный.

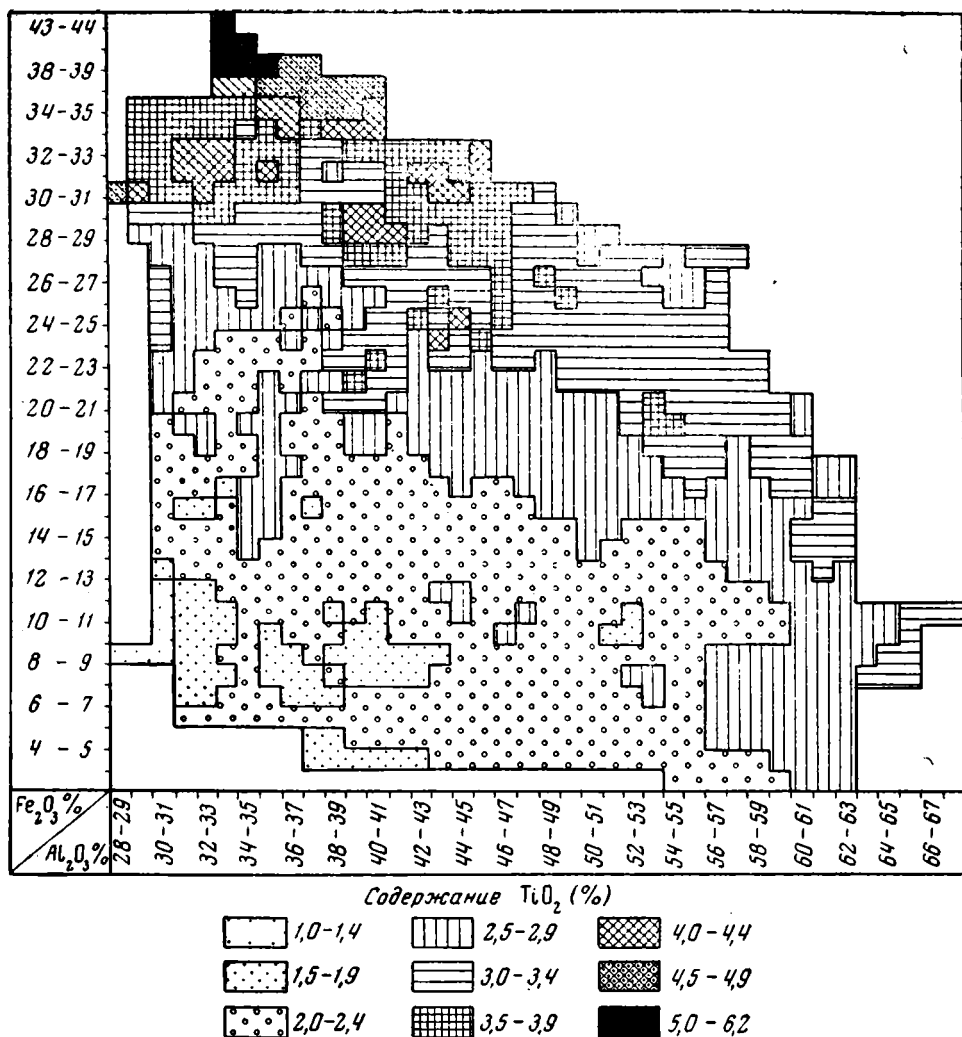
Татарское месторождение на Енисейском кряже также отличается примесью видимых зерен ильменита, высоким содержанием TiO_2 — в среднем 4,7%, местами до 17% (Бенеславский и Герман-Галкина, 1958). Титановый модуль в этих бокситах весьма непостоянный.

Большое непостоянство титанового модуля наблюдается также в бокситах Боксонского месторождения, хотя содержание титана в них невысокое (Орлова, 1958). Причины этого непостоянства неясны.

Содержание титана и отношение $Al_2O_3 : TiO_2$ в структурных элементах бобовых и бобово-обломочных бокситов, т. е. в бобовинах, в различных бокситовых гальках и в цементе, бывает различное. Поэтому всякое изменение количества этих компонентов в боксите тоже приводит к изменению титанового модуля.

Безтитановые бокситы известны в карбоне Тульской области. В них содержание Al_2O_3 равно 40—60%, а титан отсутствует или обнаруживается в виде следов. По мнению К. Н. Трубиной (1958), эти бокситы химического инфильтрационного происхождения.

Скопления гиббсита без титана встречаются среди девонских бокситов Урала. В месторождении Межевой Лог на Южном Урале этот гиббсит местами преобладает над диаспором и бёмитом (Гладковский и Ушатинский, 1961). По нашим наблюдениям, гиббсит здесь образуется следующим образом. В кровле бокситового пласта залегают черные боксит или бокситовая глина со значительным (10—15%) содержанием



Фиг. 4. Распределение TiO_2 (%) в бокситах месторождений Обарок-Уйбарок и Важоньпушта на фоне координат содержаний Al_2O_3 и Fe_2O_3 . Венгрия. По Бардоши, 1958

пирита. При окислении последнего получается раствор серной кислоты, который извлекает глинозем из минералов и, нейтрализуясь известняками, снова отлагает его в виде гиббсита. Количества наблюдавшихся нами гиббситовых скоплений не столь большие, как указывают выше-названные авторы.

Гиббсит без примеси титана описан Е. С. Гуткиным (1962) из южного карьера Черемуховского месторождения. Выделения гиббсита образуют здесь желтовато-белые и белые корочки и почки по трещинам и пустотам в красных диаспор-бёмитовых бокситах. Форма выделений гиббсита указывает на его химическое осаждение.

Яркий пример химического переноса и осаждения алюминия без титана приводит К. К. Зеленев (1960). Кислые горячие воды вулкана Эбеко на Курильских островах вносят в Охотское море много растворенного глинозема. Титан отсутствует как в этих водах, так и в выделившихся из них глиноземных взвешях. Эти взвеси содержат Al_2O_3 до 80%. Небольшое количество титана было обнаружено в составе ила близ

устья р. Юрьевой, но этот титан, по мнению К. К. Зеленова, имеет обломочное происхождение.

Химическая миграция титана без алюминия в восстановительной среде осадков или пород отмечалась нами ранее (Бушинский, 1958₂, 3). Новые данные в этом отношении приводятся С. К. Гиппом (1959), который наблюдал образование лейкоксеновых оолитов и зерен в кайракских бокситах. Ю. К. Горецкий (1960) сообщил, что в водах источника, высачивающегося из коры выветривания в районе Батуми, и в поровых водах глин и гиббситизированных галечников присутствуют следующие растворенные окислы: TiO_2 0,17—0,24 мг/л; Al_2O_3 0,43—3,88 мг/л и SiO_2 4,50—8,00 мг/л. Величина pH этих вод колебалась от 5,38 до 5,89. Здесь титан мигрирует в значительном количестве, а весь процесс выражается в существенном выносе кремнезема и значительно меньшем выносе Al и Ti, т. е. идет в сторону латеритизации. Глинозем из этих вод, учитывая высокое содержание в них SiO_2 , может осаждаться только в форме глин.

Значительная химическая миграция Ti, Al, Fe и Si происходит при вторичных изменениях бокситов, особенно при их ресиликации. Кратко остановимся и на этом вопросе.

Вторичные безтитановые скопления гиббсита среди девонских диаспор-бёмитовых бокситов Урала уже упоминались ранее. Размеры скоплений совершенно незначительны и не имеют практического значения.

Более широко развития каолинизация бокситов, захватывающая небольшие участки месторождений (Бушинский, 1958₂; Гуткин, 1962). Каолинит, иногда с небольшой примесью диккита, внедряется в виде жилок и местами замещает боксит полностью. Вследствие своей полосчатости такому бокситу дано название тигрового, или тигряка. Жилки каолинита в нем желтые, белые и серые с пиритом. В жилках содержание Al_2O_3 равно 37—39%, TiO_2 — 0,00%; в каолинизированном боксите содержание Al_2O_3 варьирует от 31,26 до 44,44%, TiO_2 — от 0,19 до 1,31%. Количество Fe_2O_3 в этих бокситах уменьшается с 26,0 до 2%.

Следовательно, при каолинизации боксита происходит интенсивный вынос Fe, Ti и частично Al. Аналогичное удаление этих элементов описано в бокситах Арканзаса и Ашута, но титан в них вынесен только частично.

При кальцитизации, пиритизации и сидеритизации бокситов также происходит существенное удаление этих элементов. Титановый модуль при этом почти не меняется.

Таким образом, при образовании бокситов титан и алюминий накапливаются в коре выветривания и в бокситах повсеместно и мигрируют преимущественно во взвешях и в ничтожном количестве в растворах. Величина отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$ и степень ее постоянства в бокситах зависят от размеров зерен титановых минералов и боксита, от величины титанового модуля в бокситовых зернах и гальках и от отдельной химической миграции и накопления титана и алюминия. Постоянство величины титанового модуля более характерно для бокситов с тонкодисперсными минералами титана. Присутствие пирита, органического вещества и белый цвет боксита указывают на миграцию титана в восстановительной обстановке.

О латеритизации материала коры выветривания, переотложенного на карстующиеся карбонатные породы

При изучении девонских бокситов Урала нами была высказана идея, что они образовались лишь частично в море, а главным образом на суше, где принесенный из коры выветривания бокситовый материал подвергался дальнейшей латеритизации (Бушинский, 1958₂). Прямых при-

знаков этого процесса тогда еще не было уловлено, основанием для него послужила главным образом аналогия с месторождениями Ямайки, где бокситы залегают только на известняках, а в латеритной коре выветривания отсутствуют. На Северном Урале стратиграфические аналоги бокситового горизонта, залегающие на алюмосиликатных породах или на коре выветривания, представлены не бокситами, а сиаллитами.

Новые данные по этому вопросу получены И. И. Плотниковым и Е. Д. Миловидовым (1962) при изучении месторождения Красная Шапочка. В карстовых полостях на глубинах от 0 до 100 м, считая вниз от бокситового пласта, они обнаружили красные бокситы; на глубинах от 0 до 150 м — песчаниковые аллиты; а на глубинах от 0 до 300 м — песчаниковые, алевролитовые и аргиллитовые сиаллиты. Отсюда упомянутые авторы сделали вывод, что заполнители карстовых пустот являются свидетелями последовательного течения десиликации и что бокситизация происходила на поверхности карстующихся известняков, не покрытых водой.

Такие заполнители карстовых пустот наблюдались и нами летом 1962 г. в карьере для добычи бутовых известняков на правом берегу р. Вагра на против устья рч. Колонга. Бокситовый пласт здесь вместе с вмещающими известняками размыт молодой эрозией. Если учесть, что расстояние от карьера до выхода бокситового пласта равно 1,6 км, то при угле падения 30° получается, что карьер находится на 900 м ниже экстраполируемого положения пласта боксита. Этот расчет весьма ориентировочный, и результат, вероятно, сильно преувеличен, особенно если принять во внимание наличие сбросов, трудно уловимых в однородной толще известняков.

Бокситовидный материал в бутовом карьере сложен красными зернами 0,2—1,0 мм в диаметре, заключенными в кальцитовый цемент. Местами наблюдается слоистость благодаря чередованию слоев то мелких, то более крупных зерен. Встречаются слои пелитовых железистых частиц. Мощность линзочек или гнезд бокситовидного материала, видимая в карьере, равна 0,05—0,30 м, протяженность 1—4 м, угол падения непостоянный (40—50°), простираение разнообразное. Как далеко они уходят на глубину — неизвестно. Очевидно, что это отложения подземной реки, существовавшей в начале эйфельского бокситонакопления.

В шлифе видно, что бокситовидный материал сложен красными ожелезненными зернами известняка, шлакового туфа и редко базальта. Известняковые зерна округлые, с поверхности более или менее ожелезненные. Зерна шлакового туфа угловатые и округлые, с характерными удлиненно-округлыми порами 0,2—0,4 мм в диаметре. В участках обесцвечивания видно, что состав зерен шлакового туфа и базальта или их сростков хлоритовый, плагиоклазы замещены кальцитом, поры частично заполнены зеленым хлоритом.

Для химического анализа отобрано два образца, один из верхней (№ 1702), другой из нижней (№ 1700) части линзы. До анализа образцы обрабатывались 5%-ной HCl без нагревания в течение одного часа или менее, для удаления кальцита. Анализы выполнены в лаборатории Северо-Уральской комплексной геологоразведочной экспедиции в Северо-Уральске (табл. 2).

Из этой таблицы видно, что содержание кремнезема в бокситовидной породе очень высокое. Очевидно, что она прошла только начальную стадию выветривания.

На главном рудном поле примерно в 200 м ниже экстраполированного пласта боксита были встречены в щели среди известняков скопления серой породы. Образец ее передан мне И. И. Плотниковым. Порода представляет песчаник, состоящий из зерен базальта, известняка,

шлакового туфа и хлоритово-глинистого цемента. Базальт и туф хлоритизированы, плагиоклазы частично замещены кальцитом и хлоритом.

Еще севернее, на левобережье р. Черемушки, в основании бокситового пласта изредка встречаются линзочки песчаника. Зерна его имеют размеры 0,1—0,3 мм, хорошо окатаны, представлены зеленым и бесцветным хлоритом, реже ильменитом или хлоритизированным базальтом. Цемент пойкилитовый кальцитовый.

Таблица 2

Химический состав бокситовидной породы из глубокой щели под пластом боксита

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	п. п. п.	Сумма
1702	43,76	27,41	11,54	0,75	0,60	13,44	97,50
1700	41,52	23,29	18,91	1,00	0,60	11,76	97,08

Из этих наблюдений вытекает, что первичный бокситовый материал, из которого образовался боксит на известняках, местами представлял песчаные зерна и более тонкие частицы известняка, хлоритизированного шлакового туфа и базальта, а также хлоритово-глинистое вещество.

Подтверждением этого вывода могут служить фациальные переходы от глин к бокситам, наблюдавшиеся Е. С. Гуткиным (1962) в Петропавловском бассейне. В районе р. Калья им установлено, что вблизи дорудных поднятий, сложенных эффузивно-осадочными породами, располагаются на известняках петропавловской свиты сначала аллиты, далее — высококремнистые и затем малокремнистые бокситы. По его мнению, эти поднятия служили источником терригенного материала.

Соглашаясь с этим мнением Е. С. Гуткина, допускаем, что аллиты, описанные им, представляют собою слабо латеритизированный материал. По мере дальнейшего переноса этого материала по закарстованной поверхности известняков он все больше подвергался бы латеритизации, вплоть до образования богатого боксита. Одновременно, чем дальше шел перенос, тем больше примеси готового боксита могло поступать из других источников сноса.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. — Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Басс Ю. Б. Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождения бокситов юга УССР. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Бенеславский С. И. и Герман-Галкина А. С. Получение глинозема из бокситов Татарского месторождения. — В кн.: Сырьевые ресурсы легких металлов Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Бушинский Г. И. 1. О генетических связях глин с бокситами. — В кн.: Исследования и использование глин. Изд-во Львовского ун-та, 1958.
- Бушинский Г. И. 2. О генетических типах бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 3. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. О монографии М. Гордона, Дж. Треси и М. Эллиса. «Геология Арканзасского бокситового района». — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 4.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах (в связи с вопросом о генезисе бокситов). — Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.

- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Л.—М., Гостеолиздат, 1940.
- Гинзбург И. И. Каолин и его генезис. СПб., 1912.
- Гипп С. К. О генезисе Кайракского месторождения бокситов.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гладковский А. К. и Ушатинский И. Н. О вещественном составе, происхождении и изменении бокситов Тихвинского района.— Труды Свердл. горно-геол. ин-та, 1961, вып. 56.
- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Бокситы Урала. М., Гостеолиздат, 1951.
- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и Тургайской равнине.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., Гостеолиздат, 1960.
- Гуткин Е. С. Закономерности формирования и размещения высококремнистых бокситов в бокситовидных породах Петропавловского бассейна.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Кофман В. С. Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситоносного района.— Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-запада РСФСР, 1962, № 3.
- Кротов Б. П. К вопросу о генезисе нижнемеловых месторождений бокситов на Урале.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Михайлов Б. М. Древняя кора выветривания.— В кн.: Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского буроугольного бассейна.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1959, 24.
- Никитина А. П. Каолинизация и бёмитизация в коре выветривания хлоритовых сланцев Яковлевского месторождения КМА.— В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовского ун-та, 1958.
- Орлова П. В. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Орлова П. В. Зависимость качества бокситов южноуральских месторождений от их положения в структурно-фациальных зонах.— Сов. геол., 1962, № 5.
- Основы тектоники Китая. Перевод с китайского. М., Гостеолиздат, 1962.
- Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. Моск. об-ва испыт. природы, 1947.
- Плотников И. И. и Миловидов Е. Д. О генезисе североуральских бокситовых месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
- Разумова В. Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 46.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I и II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Тихомиров С. В. и Ляшенко А. И. Об отложениях, подстилающих орловскую свиту в среднем течении р. Ай.— Геология и разведка, 1962, № 4.
- Трубина К. Н. Бокситоносные отложения Подмосковного бассейна.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К. Н. Развитие бокситов в латеритной коре выветривания (на примере Североуральского месторождения).— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
- Bardossy Gy. The geochemistry of hungarian bauxites.— Acta Geologica, 1958, 5, Fasc. 3—4. Budapest.
- Gordon M., Trecey I. I. a. Ellis M. W. Geology of the Arkansas Bauxite region.— U. S. Geol. Survey, Prof. Pap. 299, Washington, 1958.
- Wang C. C. The bauxite deposits of Poshan and Tzechuan districts.— Shantung. Bull. Geol. Survey, China, № 18, 1932.

Н. А. ЛИСИЦЫНА и М. В. ПАСТУХОВА

**О РОЛИ ВТОРИЧНЫХ ПРОЦЕССОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ БОКСИТОВ****Введение**

В последние годы благодаря работам многих исследователей в литературе появились описания вторичных процессов, которые в значительной степени меняют состав и структуру бокситов и тем самым влияют на их качество.

К числу работ, посвященных вторичным изменениям бокситовых пород Казахстана и Урала, относятся статьи Б. П. Кротова (1958), М. И. Луканиной (1959), А. К. Гладковского и Е. С. Гуткина (1960), А. К. Гладковского и А. К. Шаровой (1960), Н. А. Лисицыной и М. В. Пастуховой (1961), С. И. Бенеславского (1962) и Е. Н. Куземкиной (1962).

Рассмотренные в них процессы для бокситов карстового типа укладываются, по нашим данным, в следующую схему:

I. Процессы раннего выветривания обломочного материала, выполняющего карстовые воронки, способствовавшие формированию бокситов: вынос кремнезема, перераспределение железа, алюминия, титана.

II. Процессы эпигенеза (возможно, гипергенеза) бокситоносных пород под воздействием грунтовых вод, обогащенных органическим углеродом: хлоритизация, карбонатизация (главным образом сидеритизация), пиритизация.

III. Процессы позднего выветривания бокситоносных пород: каолинизация и образование некоторых других силикатов и сульфатов алюминия.

Для меловых бокситов Тургайского прогиба процессы раннего выветривания (формирования бокситов) происходили, по-видимому, в верхнем мелу (от альба до сенона), а процессы эпигенеза (гипергенеза?), такие, как хлоритизация, сидеритизация и другие, укладывались в промежуток времени от сенона до эоцена, поскольку бокситы перекрыты эоценовыми морскими осадками (Лисицына и Пастухова, 1961).

Процессы позднего выветривания происходили в тот же промежуток времени и происходят до сих пор там, где боксит обнажается на дневной поверхности. Современное образование сульфатов алюминия, кальция, магния и стронция наблюдали А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1960) на месторождениях Среднего Урала. По нашим наблюдениям, позднее выветривание следовало за эпигенетическими процессами. Вторичный шамозит, например, выветриваясь, превращался в каолинит; сидерит и пирит окислялись, давая гидрогетит.

Приведенная здесь последовательность вторичных процессов принимается не всеми геологами, занимавшимися их изучением. Так, С. И. Бенеславский (1962) относит к числу эпигенетических процессов ресилификацию (каолинитизацию) и карбонатизацию (сидеритизацию и кальцитизацию). В эпигенезе несколько позже сидерита образуется, по его мнению, также вторичный хлорит. По нашим наблюдениям, образование хлорита предшествует сидериту.

Наряду с этими процессами, которые ведут к ухудшению качества бокситов, С. И. Бенеславский наблюдал в бокситовых породах следы обратного процесса — десилификации, или выноса кремнезема, который приводил к вторичному обогащению бокситов и протекал в ту же стадию эпигенеза. Он не разбирает особенностей среды, которые могли привести к непонятному совмещению двух противоположных процессов — привноса и выноса кремнезема — в одной и той же стадии эпигенеза.

Из рассмотренных нами вторичных процессов только раннее выветривание связано с бокситообразованием. Оно меньше других описано в литературе. Гораздо лучше известны более поздние эпигенетические или гипергенные процессы, которые происходят в «готовых», уже сформировавшихся бокситах и обычно влияют в сторону ухудшения их качества.

В настоящей статье мы остановимся только на рассмотрении вторичных процессов раннего выветривания, поскольку они имеют непосредственное отношение к выяснению некоторых сторон генезиса бокситов.

В последнее время работами ряда исследователей установлено широкое развитие обломочных структур в континентальных платформенных бокситах Восточного склона Урала, Казахстана и Западной Сибири. Эти данные являются серьезным противоречием объяснению генезиса бокситов с точки зрения хемогенной гипотезы. Большинство исследователей, внимательно изучавших структуры бокситов этих областей, рассматривают их в качестве механически переотложенных продуктов латеритной коры выветривания.

Представления сторонников обломочного генезиса неодинаковы и делятся на две группы. К первой группе относятся гипотезы, согласно которым необходимые концентрации глинозема накапливаются в латеритной коре выветривания, где и образуются первичные бокситы. Эти бокситы в дальнейшем переотлагались механическим путем на склонах поднятий (в болотах, озерных бассейнах). При этом принимается, что бокситовый материал во время переноса не разубоживался, а даже обогащался глиноземом. Впервые в Советском Союзе такая точка зрения была высказана С. Ф. Малявкиным (1934, 1937). Близкие взгляды высказывали А. К. Гладковский и А. К. Шарова (1953, 1955, 1960) и в последнее время Н. М. Страхов (1961). Дальнейшие диагенетические изменения переотложенного материала, по мнению Н. М. Страхова, только формируют облик породы, изменяют минералого-петрографический состав, приводят к образованию конкреций, но не связаны с накоплением в ней глинозема.

В гипотезах второй группы кора выветривания также рассматривается как источник глинозема. Но поскольку она имеет зональное строение и, следовательно, неоднородна по составу, продукты ее переотложения также весьма неоднородны и не являются кондиционным бокситом. Превращение их в боксит происходит на месте под влиянием вторичных процессов и, в частности, диагенетических (Бенеславский, 1957; Кротов, 1958; Бушинский, 1956, 1958_{1,2}, 1959). По мнению Г. И. Бушинского, в условиях влажного жаркого климата процесс диагенеза осадков в малых проточных водоемах аналогичен процессу латеритизации и приводит к разложению алюмосиликатов с выносом солей

K, Na, Ca, Mg и кремнезема. В качестве остаточных продуктов накапливаются свободный глинозем, окислы железа, двуокись титана, галлий и некоторые другие малые элементы.

Несколько отличные представления о генезисе карстовых бокситов высказаны А. В. Гольбертом (1961) и М. С. Каштановым (1960). По мнению Гольберта, переотложенный в карстовые воронки делювий коры выветривания преобразуется в бокситы, обогащаясь соединениями железа и алюминия, которые приносятся фильтрующимися через глинистые осадки грунтовыми водами. Эти воды «в зоне выветривания» обогащены полуторными окислами.

М. С. Каштанов признает поступление в карстовые воронки из коры выветривания наряду с обломочным материалом также и некоторого количества растворенных Al, Ti, Fe и Si в виде комплексных гелей. Преобразование этого осадка смешанного состава в боксит происходит в диагенезе. Однако остается непонятным, каким образом простое добавление растворенного или коллоидного глинозема к массе обломочного материала переотложенной коры выветривания может превратить этот небокситовый материал в высококачественный боксит. Ведь для этого необходим вынос кремнезема.

Взгляды А. В. Гольберта и М. С. Каштанова являются попыткой примирить две гипотезы происхождения бокситов: хемогенную и обломочную.

Из этого краткого обзора видно, что вторичные процессы играют большую роль в преобразовании переотложенных продуктов выветривания в бокситы. Однако толкование этих преобразований у разных авторов различно и требует дальнейшего изучения. Встает и другой вопрос: не правы ли сторонники обломочного переотложения латеритных бокситов?

Для разрешения этих вопросов необходимы некоторые данные, которые, по-видимому, могут быть получены при изучении структур бокситовых пород.

Нами изучены структуры всех типов пород, которые слагают бокситоносную толщу на месторождениях восточного склона Урала, Казахстана и частично Западной Сибири. Среди них различаются следующие:

1. Глины смешанного состава.
2. Глины каолининовые.
3. Глины каолининовые и глиноземисто-каолининовые, углистые или лигнитовые.
4. Глины бокситовые.
5. Бокситы глинистые.
6. Бокситы сухаристые.
7. Бокситы каменистые.

Глины смешанного состава залегают в основании или краевых частях бокситоносной толщи. Реже они чередуются с каолининовыми глинами и бокситами. Все остальные типы пород также чередуются в разрезе и обычно залегают в виде гнезд и линзообразных тел.

Краткая характеристика структур бокситоносных пород и бокситов

В бокситоносных породах отчетливо различаются макроструктура породы в целом и микроструктура цемента. Макроструктура и текстура определяются размером обломков и бобовин, а также соотношением цемента, обломков и бобовин.

Глины смешанного состава, или глинистые брекчии, имеют ярко выраженную обломочную структуру. Обломки, видимые простым глазом, составляют до 80% породы, тогда как количество бобовин не превы-

шает 3—10%. В остальных типах глин обломков меньше, количество их колеблется от 3 до 30—50%, бобовины размером 1—6 мм составляют не более 3—10%.

В глинистых бокситах, при том же количестве обломков, содержание бобовин увеличивается до 5—15%. В сухаристых и каменистых бокситах содержание крупных обломков сокращается обычно до 10% в сухаристых и до 3—5% в каменистых. В то же время количество бобовин достигает 20% в сухаристых и 40—80% в каменистых. Каменистые бокситы занимают, таким образом, особое положение в этом ряду пород, поскольку основную их массу составляют бобовины. При этом до 30% бобовин присутствует в виде обломков, половинок, четвертушек и т. д.

Глинам, в которых обломки преобладают над бобовинами, свойственны редкособово-обломочные макроструктуры. В бокситах роль обломков сокращается за счет бобовин. Для них характерны не только бобово-обломочные, но и обломочно-бобовые макроструктуры.

Для пород бокситоносной толщи еще большее значение имеет микроструктура цемента.

В глинах, как правило, цемент обладает микрообломочной структурой. В зависимости от размерности микрообломков различаются: пелитовая, алевропелитовая и песчанопелитовая микроструктуры. В бокситовых и частично углистых глинах наряду с обломками встречаются и микробобовинки. Структура цемента становится микробово-обломочной. То же самое относится и к глинистым бокситам, тогда как в сухаристых и особенно в каменистых преобладают микробово-обломочная и обломочно-микробововая структуры. В бокситах наблюдаются, кроме того, сгустковая и колломорфная (в каменистых бокситах) структуры, которые в глинах почти не отмечены.

Из этой краткой характеристики структур глин и бокситов видно, что всем породам бокситоносной толщи в той или иной мере свойственна обломочная структура. Она наиболее характерна для глин всех разновидностей и меняется от тонкодисперсной (пелитовой) в глинах некоторых типов до значительно более грубообломочной и даже брекчиевой в глинах других типов. Кроме того, от глин к каменистым бокситам происходит усложнение структуры бокситовых пород. Структура бокситов усложняется по сравнению со структурой глин за счет дополнительного развития в них микробововых и бобовых структур. Иными словами, расположив эти породы в определенной последовательности от менее глиноземистых глинистых пород до кондиционных бокситов, мы получим ряд, в котором каждая последующая порода обладает более сложной структурой (и особенно микроструктурой), по сравнению с предыдущей.

Изменение структур бокситоносных пород происходит, таким образом, параллельно с изменением их химического состава.

Изучение под микроскопом показывает, что в глинистых породах ряд структур имеет вторичный характер, а широко распространенная в бокситах микробововая структура цемента образуется на базе микрообломочной в результате вторичных перераспределений железа и глинозема.

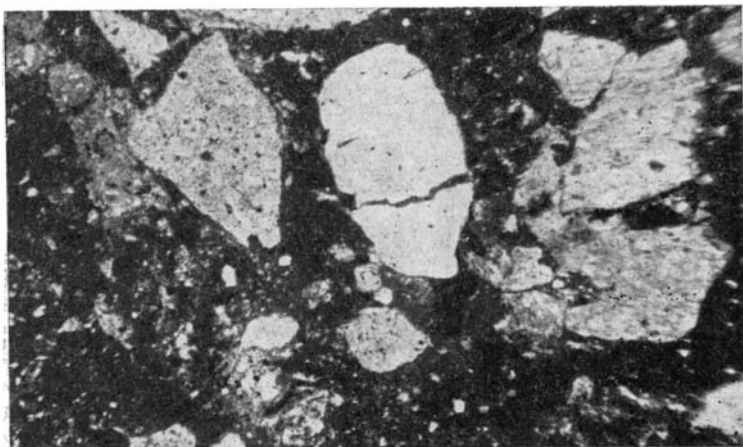
Ниже мы рассмотрим эти вторичные изменения и попытаемся определить их роль в бокситообразовании.

Вторичные изменения в породах бокситоносной толщи

Наименее измененной породой бокситоносной толщи являются глины омешанного состава, обладающие структурой брекчий или песчаника (фиг. 1). Они состоят из глинистых обломков, среди которых обычно присутствуют каолинитовые, гидрослюдисто-каолинитовые и

гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины. Эти обломки часто сохраняют структуру порфирита, при выветривании которого они образовались.

Встречаются обломки кварца, гематита и гидрогематита, единичные зерна циркона, клиноцоизита, рутила, ильменита, брукита, сфена, барита. Местами наблюдаются отдельные обломки и целые скопления обломков железисто-глиноземистых и каолиново-железистых пород с микробобовой структурой. Размер таких обломков колеблется от



Фиг. 1. Глина смешанного состава с обломочной (песчаниковидной) структурой. Увел. 45. При одном николе. Краснооктябрьское месторождение бокситов

нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Многие из них по содержанию глинозема отвечают бокситу (содержание Al_2O_3 — 28,6%, SiO_2 — 17,3%).

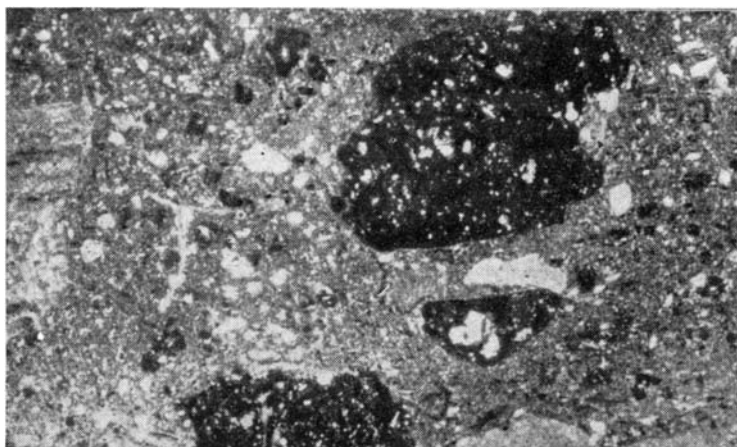
Наряду с обломками разного состава в этих глинах встречаются также редкие обломки железисто-глиноземистых бобовин.

Цемент глинистых брекчий присутствует в резко подчиненных количествах и имеет железисто-каолиновый, иногда гидрослюдисто-каолиновый состав.

В целом обломки глинистых брекчий полностью соответствуют породам разных зон коры выветривания, развитой вблизи бокситовых залежей. Состав обломков меняется от месторождения к месторождению в зависимости от типа выветрелых пород данного района или участка месторождения. Мы рассматриваем глины смешанного состава (глинистые брекчий) как результат механического переотложения пород из разных зон коры выветривания в карстовые и суффозионно-карстовые воронки.

Переотложенный материал почти не имеет следов вторичных изменений, если не считать вновь образованных (аутигенных) рыхлых красно-бурых железистых бобовин, которые встречаются не повсеместно. Эти бобовины размером 1—6 мм образуются за счет стягивания гидроокислов железа и глинозема в отдельных участках породы. Их внутренняя структура не отличается от структуры цемента (фиг. 2).

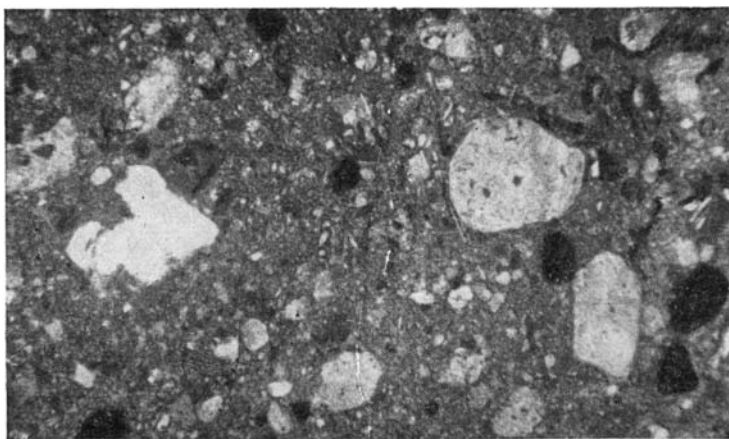
Каолининовые глины, включая лигнитовые, более однородны по составу. Эти глины также сохраняют первичную обломочную структуру и почти не несут следов вторичных изменений. Они имеют либо пелитовую структуру, либо содержат примесь алевритовых и песчаных зерен. Некоторые разности по своей структуре представляют собой типичные



Фиг. 2. Аутигенные железистые бобовины в гле смешанного состава. Внутри бобовин те же обломки (белые), что и в цементе. Увел. 20. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение

глинистые брекчии или песчаники (фиг. 3). Влияние вторичных изменений на структуру породы выражается в образовании крупных «аутигенных» бобовин и микробобовин. Крупные (1—6 мм) бобовины, как и в глинах смешанного состава, представляют собой сгустки гидроокислов железа или водного глинозема, образовавшиеся в некоторых участках цемента. Они содержат, естественно, ту же обломочную примесь, что и основная масса цемента. Количество крупных бобовин не превышает 10%.

Микробобовины обычно представляют собой округлые сгустки изотропного бесструктурного алюмогеля или гидроокислов железа. Развитие вторичных структур в заметных количествах начинается с бокситовых глин, содержащих до 20% свободного глинозема, и глинистых бокситов, в которых содержание свободного глинозема колеблется от 25 до 50%. В этих породах также наблюдаются вновь образованные крупные железистые бобовины (до 10—25%).



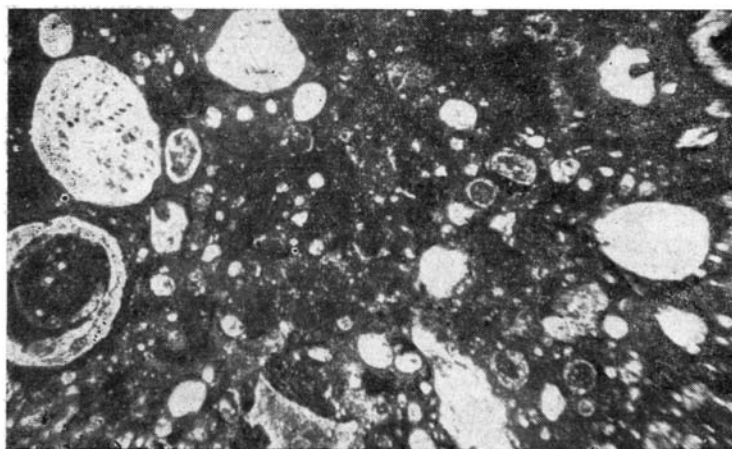
Фиг. 3. Каолинистая глина с обломочной (песчаниковидной) структурой. Увел. 45. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение

Наиболее существенны изменения в микроструктурах цемента. Нами встречены изменения четырех типов:

1. Образование вторичных микробобовин.
2. Замещение обломочных зерен тонкодисперсным глиноземом и кристаллическим гиббситом.
3. Замещение основной массы цемента.
4. Развитие колломорфных сгустков алюмогеля.

Остановимся на каждом типе подробнее.

1. Образование вторичных микробобовин. Помимо округлых сгустков алюмогеля, которые наблюдались в каолинистых глинах, здесь образуются микробобовинки за счет нарастания железистых или глиноземисто-железистых оболочек вокруг микрообломков (фиг. 4).



Фиг. 4. Сухаристый боксит с обломочно-микробобовой структурой цемента. Увел. 45. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение

Микрообломки — центры микробобовин — довольно разнообразны и не отличаются от микрообломков в основной массе цемента и в крупных бобовинах. Среди них встречаются: тонкодисперсный каолинит, червеобразные кристаллы — вермикулиты каолинита, гематит, гидрогематит, кварц, циркон, иногда ильменит, лейкоксенизированный ильменит, сфен.

В цементе глинистых бокситов наблюдается до 10% микробобовин.

2. Замещение обломочных зерен тонкодисперсным глиноземом и кристаллическим гиббситом. Чаще всего замещению глиноземом и гиббситом подвергаются зерна каолинита и кварца.

3. Замещение основной массы цемента. В бокситовых глинах и особенно в глинистых бокситах и в цементе наблюдаются участки, сложенные тонкодисперсным глиноземом или микрокристаллическим гиббситом, обладающие структурой каолинистой глины. Тот факт, что структура глины сохраняется в бокситах, показывает, что замещение каолинита происходило на месте в породе. Весьма характерна для каолинистых глин так называемая порфиридная структура, когда в тонкодисперсной основной массе рассеяны более крупные вермикулиты каолинита. Такая структура сохраняется в ряде случаев на замещенных участках цемента в бокситах (табл. VII, 1—2), причем вермикулиты каолинита замещены несколько более крупнокристаллическим гиббситом, чем цемент.

В цементе бокситовых глин и глинистых бокситов довольно много гидроокислов железа (4—12%). Следы их перераспределения местами хорошо заметны, поскольку гидроокислы железа корродируют зерна кварца, каолинита и др. В глинах смешанного состава и каолиновых глинах они куда менее агрессивны.

4. В глинистых бокситах отмечено появление коллоидных сгустков алюмогеля в цементе. Иногда их довольно много, но чаще они обособлены друг от друга (табл. I, 1).

Появление заметного количества микробовин, а также коллоидных сгустков в цементе, создает новые по сравнению с глинами структуры, возникшие на базе обломочных структур, а именно: микробовообломочную и сгустковую.

Для сухаристых бокситов (содержание свободного глинозема 30—45%) характерно дальнейшее развитие тех же вторичных изменений с образованием микробовых и сгустковых структур. Количество микробовин (микрообломки, окруженные железисто-глиноземистой оболочкой) достигает в некоторых разностях 40—80%.

Процесс замещения обломков каолинового и кварцевого состава слабо анизотропным тонкодисперсным глиноземом и микрокристаллическим гиббситом в сухаристых бокситах идет еще сильнее и приводит к тому, что на некоторых участках все обломки каолинового состава и кварц оказываются нацело замещенными. Оба процесса — нарастание оболочки вокруг обломков с образованием микробовин и замещение обломков глиноземом — приводят к тому, что первоначальная обломочная структура становится реликтовой. Отдельные обломки еще хорошо заметны при одном никеле, но в поляризованном свете они неразличимы.

В сухаристых бокситах в отличие от глинистых широко развит ферриалюмогель. Он замещает местами основную массу и микробовинки (табл. I, 2).

Каменные бокситы содержат свободный глинозем в количестве от 40 до 55%. В массе более рыхлых пород они залегают в виде желваков округлoneправильной формы, размером от нескольких сантиметров до метра и более. Форма их нахождения и некоторые другие свойства (Лисицына и Пастухова, 1963) позволяют рассматривать каменные бокситы как конкреционные образования в более рыхлой массе бокситовых глин, глинистых и сухаристых бокситов. Помимо повышенной твердости, каменные бокситы отличаются повышенным содержанием крупных бовин и их обломков (40—80%) и обладают обломочно-бобовой структурой.

По своему происхождению преобладающая часть бовин и их обломков является терригенной. Они приносились, вероятно, из верхней зоны латеритной коры выветривания наряду с обломками другого состава.

Что касается микроструктуры цемента, то на мало измененных участках каменных бокситов она почти не отличается от микрообломочных структур цемента глинистых и сухаристых бокситов, бокситовых глин и даже глин смешанного состава.

Микрообломки в цементе каменных бокситов представлены глиноземисто-железистыми и каолиновыми тонкозернистыми и тонкодисперсными породами, обломками червеобразных кристаллов каолинита, гематита, гидрогематита, кварца, изредка наблюдаются обломки выветрелого порфирита, зерна циркона, брукита, рутила.

Количественный подсчет в шлифах показал, что в каменных бокситах кварц может составлять до 15% породы, а каолиновые обломки присутствуют в количестве 3,5—4,0%. Глиноземисто-железистые породы составляют до 15%, а железистые — 5—6%. Все это можно наблюдать

в тех разностях каменных бокситов, которые еще не подверглись интенсивной переработке вторичными процессами перераспределения и замещения. Эти процессы весьма существенно изменяют первичную обломочную структуру. В чем заключаются эти изменения? В каменных бокситах процессы замещения идут наиболее интенсивно. Они выражены в перераспределении вещества в форме гелей, а также в образовании микробовин и крупных бовин. Эти бовины названы нами «аутигенными» в отличие от «терригенных», принесенных из коры выветривания. В результате этого процесса цемент каменных бокситов, как правило, имеет микробово-обломочную или обломочно-микробовую структуру, а часто и микробовую, то есть все без исключения обломки облекаются в нем одной-двумя оболочками железисто-глинозестого состава (табл. I, 3). Встречаются и крупные (1—3 мм) аутигенные железистые бовины. В цементе каменных бокситов все обломочные зерна кварца, каолиновых пород, выветрелых порфиринов, растительный детрит, за редким исключением, замещены глиноземом и гидроокислами железа.

Алюмогели и ферриалюмогели образуют извилистые прожилки и замещают большую часть цемента. Они корродируют и рассекают также и крупные бовины и их обломки (табл. I, 4, 5).

Почти все поры и пустоты, оставшиеся от выщелоченных зерен, оказываются заполненными кристаллическим гиббситом.

Нами была определена пористость нескольких разновидностей пород бокситоносной толщи по методу Мельчера. Исследовалось от 2 до 5 образцов для каждого типа пород. Получены следующие данные.

	Пористость (%)		Пористость (%)
Бокситы каменные	15	Глины каолиновые углистые	42
Бокситы сухаристые	44	Глины каолиновые	46
Бокситы глинистые	46	Глины смешанного состава	44
Глины бокситовые	44		

Приведенные цифры показывают примерно одинаковую пористость для всех пород бокситоносной толщи, кроме каменных бокситов, пористость которых намного меньше. Мы объясняем этот факт влиянием перераспределения вещества, в результате которого большая часть пор была «залечена» глиноземом. Подсчеты под микроскопом показали, что до 17—20% пор позднее были выполнены алюмогелем или гиббситом.

Таким образом, в каменных бокситах процесс переработки обломочной структуры достигает своего максимального развития. Все обломки замещаются глиноземом, цемент приобретает микробовую структуру, которая в свою очередь заменяется колломорфной, при замещении 60—80% цемента алюмо- и ферриалюмогелями. Это приводит в результате к полному «окаменению» и возникновению конкреций каменного боксита в более или менее рыхлой породе.

Естественно, что все процессы замещения и перераспределения железа и глинозема наиболее отчетливо и ярко выражены в каменных бокситах. Ниже мы опишем несколько примеров замещения в них зерен и цемента.

Зерна кварца, как правило, замещаются гиббситом. Наблюдается несколько разных типов растворения и замещения.

1. Кристаллический гиббсит образует внутри зерна легкий ажурный каркас (табл. II, 1—2). Стенки такого каркаса, хрупкие и тонкие толщиной 0,01—0,02 мм, сложены крупными хорошо ограниченными кристаллами гиббсита, расположенными часто в один ряд, с признаками роста в свободном пространстве. Между ними остаются незаполненные пустоты. Образование подобных каркасов происходило после

растворения зерен кварца: в образовавшихся пустотах выкристаллизовывался гиббсит. При этом наблюдается разная степень выполнения. Помимо каркасных форм гиббсит образует оторочки, выкристаллизовываясь по стенкам пор (табл. II, 3—4). Некоторые угловатые поры целиком выполнены гиббситом. В других порах кварц выщелачивается не полностью, и тогда сохраняются его реликты среди гиббсита. В рассмотренных примерах гиббсит выкристаллизовывался в пустотах, оставшихся после выщелачивания кварца.

2. Выполнения другого рода происходили по типу метасоматических замещений. Так, например, на табл. II, 1—2, можно видеть решетку из пересекающихся прожилков мелкокристаллического гиббсита. Гиббсит замещал кварц, проникая по трещинам внутрь зерна, далее кварц был выщелочен и в результате сохранился только реликтовый гиббситовый каркас.

Многие зерна кварца частично сохранились, но по краям и вдоль трещин корродированы гиббситом и гидроокислами железа (табл. III, 3—6).

Процессы постепенного замещения зерен гиббситом прекрасно видны на примере частично замещенных обломков крупных червеобразных кристаллов (вермикулитов) каолинита, принесенных из каолиновой зоны коры выветривания.

Такие вермикулиты каолинита и их обломки встречаются во всех типах бокситовых пород от глин смешанного состава до каменистых бокситов. Начиная с бокситовых глин можно наблюдать в шлифах постепенное их замещение гиббситом. Замещение обломков каолинового состава происходит главным образом по их краю и по трещинкам спайности (табл. IV—V), а к центру обычно затухает (табл. IV, 1, 2). В случаях полного замещения вермикулита каолинита или его обломка гиббситом остаются «реликты» трещин спайности каолинового кристалла (табл. IV, 3—4, табл. V, 3—4). Часто по трещинкам спайности внутрь кристалла каолинита из основной массы проникают также гидроокислы железа (табл. V, 1—2).

Наряду с обломками кристаллов каолинита в бокситовых породах часто наблюдаются обломки тонкозернистых каолиновых пород. Они также в различной степени замещены гиббситом (табл. VI, 1, 2). Кроме этого, встречаются иногда обломки выветрелых порфиритов, обрывки растительной ткани с клеточным строением, которые оказываются замещенными гиббситом, иногда и гидроокислами железа. При этом сохраняется характерная реликтовая структура порфирита, видимая только при одном никеле (табл. VI, 3, 4, 5).

Замещение каолинита гиббситом наблюдается не только в обломках, но и в основной массе цемента бокситов. Однако вследствие тонкодисперсности слагающего ее материала не всегда удается проследить результаты этого процесса. Лучше всего они заметны в том случае, когда микрокристаллическая каолиновая глина основной массы содержит более крупные (0,05—0,08 мм) вермикулиты каолинита. Гиббсит замещает и кристаллики, и тонкодисперсную массу каолинита, расположенную между ними, сохраняя при этом реликтовую «порфировидную» структуру глины (табл. VII, 1, 2). Процессы замещения основной массы еще более трудно распознаваемы в том случае, когда присутствуют гидроокислы железа, окрашивающие ее в бурый цвет. И все же на неокрашенных участках тонко- и мелкокристаллический гиббсит хорошо заметен на фоне тонкодисперсного каолинита, обладающего крайне низким двупреломлением. В этих случаях можно наблюдать, как основная каолиновая масса бокситовой породы местами замещается гиббситом, наряду с обломками каолиновых пород (табл. VII, 3, 4) гиббсит образует в основной массе пятна и по-

лосы неправильной формы. В других случаях при одном никеле в шлифе наблюдается четкая обломочная структура цемента. В скрещенных николях все поле зрения оказывается замещенным гиббситом, причем в одинаковой степени замещаются и обломки и цемент, так что обломочная структура как бы исчезает.

Заключение

Последовательно рассматривая структуры бокситоносных пород от менее глиноземистых, глинистых до наиболее глиноземистых каменистых бокситов можно видеть, что происходит постепенное усложнение первоначально обломочных структур породы или цемента и преобразование их в конечном счете в обломочно-бобовые. Образование бобовин и микробобовин в обломочных породах — это наиболее яркое и отчетливое из вторичных изменений, наблюдаемых в бокситовых породах. Помимо этого явления мы уже рассмотрели еще три типа вторичных изменений: растворение и замещение обломочных зерен гидроокислами железа и алюминия; замещение цемента; образование вторичных алюмогелей и ферриалюмогелей. Ниже попытаемся показать, что все эти изменения происходят в карстовых воронках в процессе бокситизации переотложенного материала коры выветривания.

В отличие от терригенных бобовин, принесенных извне, вторичными бобовинами и микробобовинами мы называем те, которые образовались в самой породе за счет стяжения гидроокислов железа и алюминия в некоторые участки цемента. Чаще всего крупные бобовины образуются на участках наибольшего скопления микрообломков. Микробобовины возникают при нарастании оболочек вокруг микрообломков.

Если в глинах и бокситовых глинах мы наблюдаем лишь отдельные микробобовинки, образовавшиеся за счет нарастания железисто-глиноземистых оболочек вокруг некоторых микрообломков, то в глинистых и сухаристых бокситах количество микробобовин возрастает до 40%, а в цементе каменистых достигает 80%, т. е. практически порода обладает микробобовой структурой с элементами обломочной. Поскольку в центре любой микробобовины находится обломок, нет оснований сомневаться во вторичном характере микробобовой структуры. То же самое можно сказать и о крупных бобовинах, за исключением тех переотложенных, или терригенных, которые принесены в бокситы, по-видимому, из латеритной коры выветривания. Но и эти бобовины, а также их обломки, несут на себе вторичные оболочки, образовавшиеся уже в бокситах путем стяжения гидроокислов железа и глинозема из прилегающих участков цемента. Таким образом, принесенные бобовины ассимилируются в породе наравне с другими обломками и нередко становятся центрами вновь образованных вторичных бобовин.

Ряд других факторов свидетельствует о том, что большая часть замещений происходит в бокситовой залежи. Для определения места, где происходило замещение в коре выветривания или в залежи, очень убедительны каркасные формы, остающиеся после растворения зерен кварца, частично замещенного гиббситом вдоль трещин. Пересекающиеся прожилки гиббсита, иногда небольшие реликты кварца — вот все, что остается от зерна (табл. III, 1, 2).

Естественно, что зерно кварца в цементе бокситов могло быть выщелочено только на месте. Такие реликты выщелоченных зерен иногда присутствуют, как мы видели, внутри бобовин (табл. VI, б), т. е. железисто-глиноземистые оболочки нарастали, по-видимому, вокруг зерен, а не вокруг оставшегося каркаса или поры. Следовательно, нужно предполагать, что выщелачивание зерен кварца происходило после того, как вокруг них выросла оболочка или одновременно с ее обра-

зованием. Этот вывод распространяется частично и на полностью замещенные зерна кварца, находящиеся внутри вторичных бобовин или микробобовин, образовавшихся в самом боксите. О том, что зерна замещались в самом боксите, свидетельствует и тот факт, что обломки кварца, интенсивно корродированные гиббситом по трещинкам, оказываются разделенными на несколько более мелких участков, которые хотя и разобраны гиббситом и «заливами» железистого цемента, но все еще находятся в контурах прежнего зерна (табл. III, 5). В каменистых бокситах местами наблюдаются многочисленные поры от угловатых зерен кварца, выполненные по стенкам мелкокристаллическим гиббситом (табл. II, 3, 4). Ясно, что выщелачивание зерен происходило на месте. Оставались поры угловатых очертаний, в которых в дальнейшем гиббсит образовывал хрупкие агрегаты кристаллов.

Как мы видели, замещению глиноземом подвергались не только зерна кварца, но и другие обломки, например, каолининовые (табл. VIII, 1—6). Замещение происходило также в основной массе самой бокситизирующей породы. Для подтверждения того факта, что вынос кремнезема происходил не только при латеритном процессе в коре выветривания, но продолжался и в переотложенных ее продуктах, залегающих на карбонатных и на силикатных породах, интересно рассмотреть случаи замещения глиноземом не только обломков, но и цемента. Как уже отмечалось выше, замещенные гиббситом участки цемента часто сохраняют первоначальную порфировидную структуру, весьма характерную для каолиновой глины. При этом и вкрапленники — червеобразные кристаллы каолинита — и основная масса нацело замещены гиббситом, более крупнокристаллическим во вкрапленниках и скрытокристаллическим в цементирующей массе (табл. VII, 1, 2). Иногда в ней много гидроокислов железа.

Другие примеры замещения основной массы бокситов глиноземом описаны выше. Наблюдаемые замещения зерен и цемента, как нам кажется, не оставляют сомнения в том, что они происходили в самих бокситах и являются результатом вторичных изменений переотложенных продуктов коры выветривания. Остается показать масштабы этих вторичных преобразований, т. е. ответить на вопрос, насколько существенна их роль в формировании бокситов.

На микрофотографиях можно видеть, что на некоторых участках породы почти все зерна кварца выщелочены или замещены гиббситом.

На табл. II, 3, 4 показаны выщелоченные или замещенные гиббситом зерна кварца, на табл. VIII, 1—6 — обломки каолининового состава и крупные вермикулиты каолинита, на табл. VI, 3, 4, 5 — обломки другого состава. Видно также замещение цемента, причем замещаются гиббситом и микрообломки и основная масса (табл. VII, 1—6). Замещения такого рода наблюдаются не только в каменистых бокситах (табл. VIII, 1—6), но и в глинистых и даже в бокситовых глинах (табл. VII, 1—6). Однако в каменистых бокситах, в отличие от других разновидностей, замещения не единичные — почти все зерна кварца и обломки глины частично или полностью замещены глиноземом.

Процесс замещения глиноземом достигает здесь максимального развития, точно так же как и процесс образования микробобовин, который приводит к тому, что в некоторых разновидностях каменистых бокситов структура цемента становится микробобовой.

Ферриалюмогели и алюмогели в бокситах и бокситовых породах являются, по нашим наблюдениям, вторичными образованиями. Об этом свидетельствуют прежде всего два обстоятельства. Первое — это присутствие алюмогелей и других гелей главным образом в некоторых высокоглиноземистых породах бокситоносной толщи. В глинистых брекчиях и каолининовых глинах они не наблюдались.

В лигнитовых и бокситовых глинах появление их отмечено в виде небольших изолированных сгустков. Количество и размер сгустков увеличивается в глинистых бокситах (табл. I, 1). Только в сухаристых и особенно в каменистых бокситах гели присутствуют в значительных количествах (до 32% боксита).

Второе — это форма выделения алюмогелей: в каменистых бокситах они образуют прожилки и замещают отдельные участки боксита. Вторичный характер гелей подтверждается их агрессивностью по отношению ко всем ранее образованным структурным элементам боксита. Гели корродируют уже сформировавшиеся структуры цемента и бобовины (табл. I, 4, 5), т. е. появляются позже, чем образуются, например, вторичные оболочки бобовин и микробобовины.

Итак, гели возникают в уже сформировавшейся породе и далее только перераспределяются в ней, а не привносятся извне. Это противоречит мнению некоторых исследователей, которые присутствие гелей в бокситах рассматривают как доказательство переноса глинозема из коры выветривания в виде коллоидальных растворов (Кротов, 1958; Гольберт, 1961, и др.).

Рассмотренные нами вторичные изменения, наблюдаемые в породах бокситоносной толщи, являются результатом двух процессов: выноса из породы кремнезема и перераспределения накапливающихся в ней глинозема, окислов и гидроокислов железа и титана. Первый из двух процессов именуется в литературе десилификацией (Kersten, 1956; Бенеславский, 1958, 1962, и др.). Этот процесс, по нашему мнению, лежит в основе преобразования переотложенных продуктов выветривания в кондиционные бокситы. В карстовых воронках накапливался смешанный материал из разных зон латеритной коры выветривания. В нем преобладали каолинитовые обломки, гидрослюдисто-каолинитовые и, наконец, железисто-глиноземистые из верхнего, обогащенного глиноземом горизонта коры выветривания. Из нижних ее зон поступали обломки монтмориллонитовых и гидрослюдисто-монтмориллонитовых глин разной размерности, которые присутствуют в глинах смешанного состава. Следует отметить, что железисто-глиноземистые обломки обычно наблюдаются во всех типах пород бокситоносной толщи, начиная от глин смешанного состава, и в особенно большом количестве (12—15%) присутствуют в сухаристых и каменистых бокситах. Нельзя отрицать роль этого первичного обогащенного глиноземом материала. Однако будет явным преувеличением считать, что имеющиеся концентрации глинозема в бокситах были созданы в коре выветривания и без всякого разбавления инородным материалом перенесены в воронки. Учитывая специфику накопления материала в карстовых воронках, невозможно себе представить такой изоляции глиноземистого или «бокситового» материала от малоглиноземистого «небокситового».

Богатые глиноземом обломки с микробобовой структурой, магнитные бобовины и их обломки из верхней зоны коры выветривания скапливались на отдельных участках. Предположительно именно там в дальнейшем и возникали конкреционные тела каменистых бокситов. В остальной массе обломочного материала, выполняющего карстовые воронки, преобладали обломки каолинитового состава. Изучение структур показало, что кондиционные бокситы формировались также и на базе этого смешанного материала путем дальнейшего выноса кремнезема, начавшегося еще в коре выветривания.

Вероятно, в результате этого процесса «довыветривания» смешанного материала «исчезают» из бокситов обломки гидрослюдисто-монтмориллонитового состава, замещаясь каолинитом и гиббситом, а каолинит в свою очередь местами почти нацело замещается гиббситом.

Этот процесс мы называем процессом «раннего выветривания» перетолженного в карстовые воронки обломочного материала, в отличие от «позднего выветривания» уже сформировавшихся бокситовых пород, которое происходит намного позднее.

Рассмотренные нами вторичные изменения подтверждают высказанную Г. И. Бушинским (1956, 1958_{1,2}) точку зрения о генезисе платформенных и, в частности, карстовых бокситов. Г. И. Бушинский также признает решающую роль вторичных процессов в образовании бокситов и считает, что латеритизация алюмосиликатов, начавшаяся в коре выветривания, продолжается и в карстовых воронках.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Карстово-делювиальный тип месторождений бокситов.— Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бенеславский С. И. Вторичные процессы—важнейший фактор формирования бокситовых руд.—В сб.: Кора выветривания. Вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бушинский Г. И. О диатогенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Бушинский Г. И. 1. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 2. О генетических типах бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. 3. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г. И. Критический обзор советской литературы по бокситам за 1955—1957 гг.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, 34, вып. 4.
- Гладковский А. К. и Гуткин Е. С. О минералах, образовавшихся при выветривании бокситов Северо-Уральского бассейна.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала.—Труды Свердл. горно-геол. ин-та, 1960, вып. 35.
- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Азиатская меловая бокситовая провинция.— Докл. АН СССР, 1953, 88, № 1.
- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Магнетит и маггемит в меловых осадочных бокситах западносибирских месторождений.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Изд-во АН СССР, 1955.
- Гладковский А. К. и Шарова А. К. Сульфаты Al, Sr, Ca, Mg, образовавшиеся при выветривании бокситов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала.—Труды Свердл. горно-геол. ин-та, 1960, вып. 35.
- Гольберт А. В. Бокситы Ливановских месторождений Приуральской части Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири. М., Гостеолиздат, 1961.
- Каштанов М. С. Минеральный состав меловых бокситов Енисейского края.— В сб.: Вопросы геологии Енисейского края. Казань, 1960.
- Кротов Б. П. К вопросу о генезисе нижнемеловых месторождений бокситов на Урале.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах Северо-Западного Тургая.— В сб.: Кора выветривания. Вып. 4, 1962.
- Лисицына Н. А. и Пастухова М. В. Вторичная минерализация в бокситовой толще и коре выветривания Тургайских и Северо-Казахстанских месторождений бокситов.— Геология рудных месторождений, 1961, № 1.
- Лисицына Н. А. и Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.— Труды геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 95.
- Луканина М. И. Минералогический состав руд Соколовского и Одинского месторождений Каменского района.— В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Малаявкин С. Ф. Боксит.— В кн.: Курс нерудных месторождений. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Малаявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР.— В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Мельчер. Методы исследования кернов. М., Гостоптехиздат, 1948.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. Изд-во АН СССР, 1960.
- Kersten van I. F. Bauxite deposits in Suriname and Demerara (British Guiana).— Leidse geologische Mededelingen, 1956, Deel. 21, Afc. I. Leiden.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Т а б л и ц а I

1. Колломорфные сгустки ферриалюмогеля в цементе глинистого боксита. Увел. 72. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
2. Замещение ферриалюмогелем основной массы, микробобовин и обломков в цементе сухаристого боксита. Увел. 45. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.
3. Участок цемента каменистого боксита с микробобовой структурой. Видно, как обломки облекаются одной-двумя железисто-глиноземистыми оболочками. Увел. 45. При одном никеле. Целиноградская группа месторождений.
4. Каменистый боксит с микробово-обломочной структурой цемента. Алюмогели и ферриалюмогели интенсивно замещают цемент (а), разъедают крупные железистые бобовины (б). Увел. 10. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.
5. Прожилки алюмогеля, секущие и цемент, и бобовины каменистого боксита. Увел. 20. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.

Т а б л и ц а II

1. Пора от растворения зерна кварца, частично выполненная гиббситом. Кристаллики гиббсита образуют ажурный каркас. Увел. 300. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.
2. То же. Никели скрещены.
3. Поры от растворения обломочных зерен кварца в цементе каменистого боксита, нацело или частично замещенные кристаллическим гиббситом. Увел. 160. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
4. То же. Никели скрещены.

Т а б л и ц а III

1. Пора от растворения зерна кварца в белом каменистом боксите, выполненная гиббситом. Это зерно до своего растворения обросло железисто-глиноземистой оболочкой. Растворение кварца и замещение его гиббситом сначала шло вдоль трещин, затем кристаллизация гиббсита прекратилась, а кварц продолжал растворяться. Увел. 90. При одном никеле, Амангельдинская группа месторождений.
2. То же. Никели скрещены.
3. Реликт зерна кварца в сильно железистом каменистом боксите. Гиббсит и гидроокислы железа (черное) корродируют зерно по краям и выполняют в нем извилистые трещинки. Увел. 160. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
4. То же. Никели скрещены.
5. Реликт зерна кварца, расчлененный на более мелкие угловатые обломки. Расчленяющие трещины выполнены гиббситом и гидроокислами железа. Ясно, что коррозия и расчленение зерна кварца происходили в самом боксите. Увел. 160. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
6. То же. Никели скрещены.

Т а б л и ц а IV

1. Обломки вермикулитоподобных кристаллов каолинита в цементе каменистого боксита, в различной степени замещенные гиббситом. Замещение каолинита начинается снаружи, гиббсит проникает внутрь по трещинкам спайности. Увел. 300. При одном никеле. Козыревское месторождение.
2. То же. Никели скрещены. Каолинит — серое, гиббсит — белое.
3. Обломки каолиновых пород (а) и вермикулитоподобных кристаллов каолинита (б) в цементе каменистого боксита. Увел. 300. При одном никеле. Козыревское месторождение.
4. То же. Никели скрещены. Видно, что хотя обломок вермикулита каолинита нацело замещается гиббситом, при этом сохраняются трещины спайности каолинита. Обломок каолиновой породы «изъеден» гиббситом по краям, гиббсит проникает по трещинкам внутрь обломка, оставляя внутри незамещенные «островки» каолинового состава.

Таблица V

1. Вермикулит каолинита в глинистом боксите. Увел. 300, при одном никеле. Козыревское месторождение.
2. То же, николи скрещены. Видно, как гиббсит (белый) и гидроокислы железа (черное) замещают кристалл каолинита (серое) по трещинкам спайности.
3. Вермикулитоподобный кристалл каолинита в цементе каменистого боксита, нацело замещенный гиббситом. Сохраняются трещинки спайности. Увел. 120, при одном никеле. Козыревское месторождение.
4. То же. Николи скрещены.
5. Обломок вермикулита каолинита в цементе сухаристого боксита. Увел. 300. При одном никеле. Козыревское месторождение.
6. То же. Николи скрещены. Замещение каолинита (серое) гиббситом (белое) по трещинкам спайности.

Таблица VI

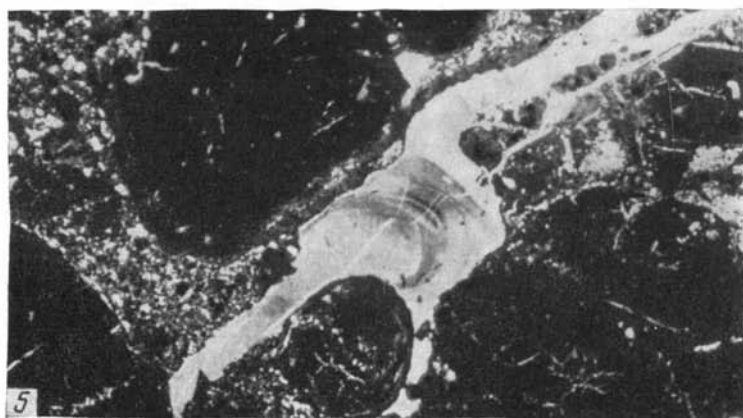
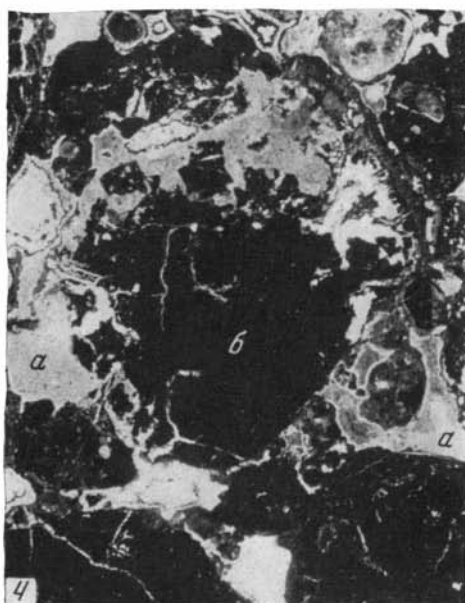
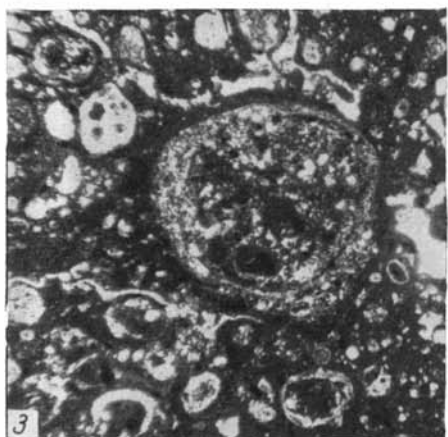
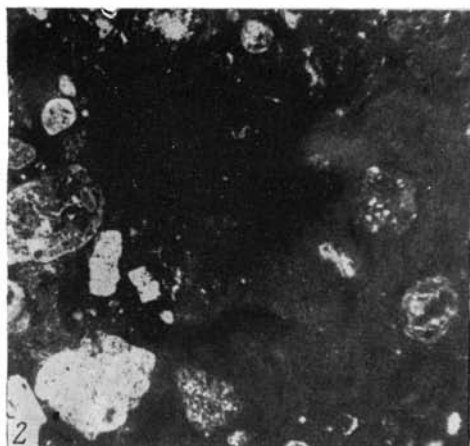
1. Обломки тонкозернистых каолининовых пород в цементе сухаристого боксита. Увел. 300. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.
2. То же. Николи скрещены. Видно, что обломки частично или почти нацело замещены гиббситом (белый).
3. Обломки порфирита в бокситовой глине, нацело замещенные гиббситом. Увел. 160. При одном никеле. Темирское месторождение.
4. То же. Николи скрещены.
5. Обрывок растительной ткани, инкрустированный мелкокристаллическим гиббситом, в цементе каменистого боксита. Увел. 160. Николи скрещены. Целиноградская группа месторождений.
6. Поры от растворения зерен кварца внутри железистой бобовины, выполненные гиббситом. Вынос кремнезема, по-видимому, происходил после или одновременно с образованием бобовины, так как видны незаполненные пустоты от выщелачивания кварца (а), инкрустированные кристаллическим гиббситом по краям. Увел. 150. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.

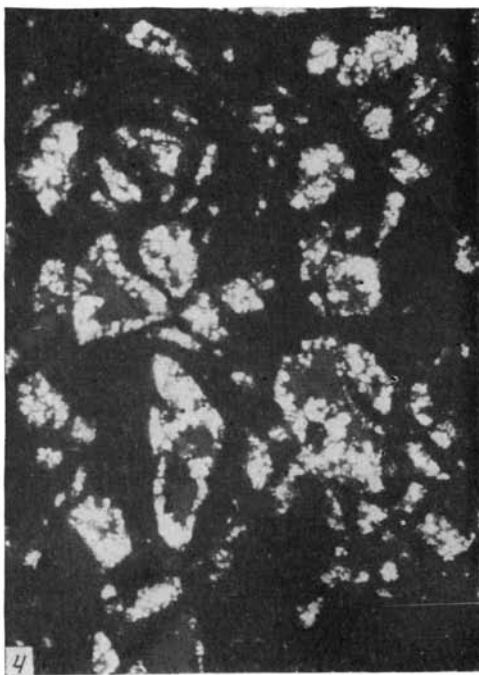
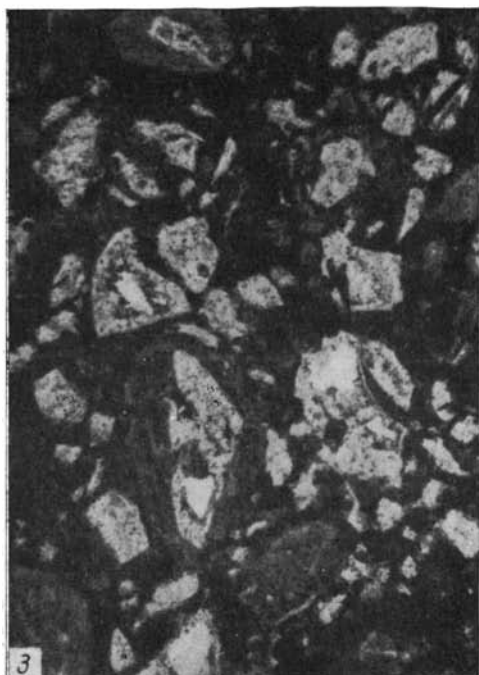
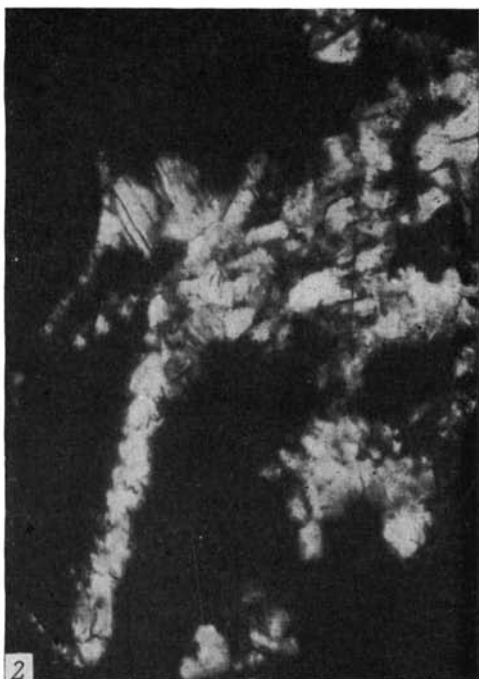
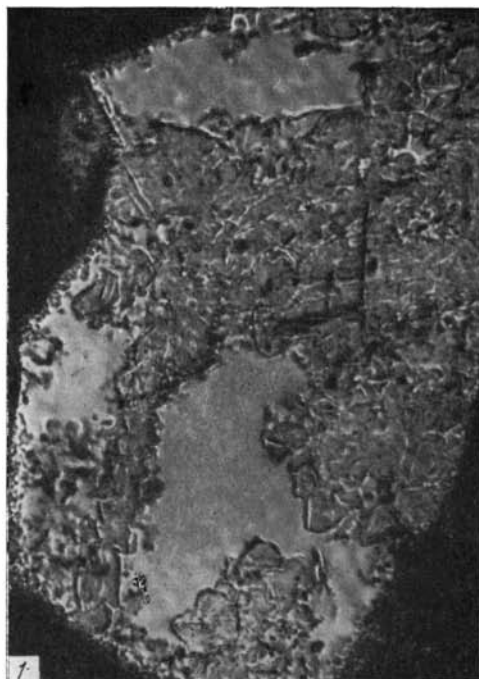
Таблица VII

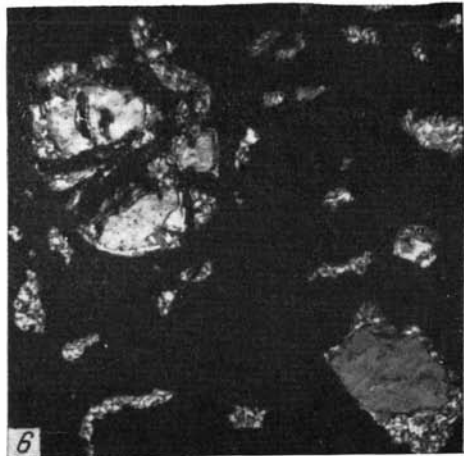
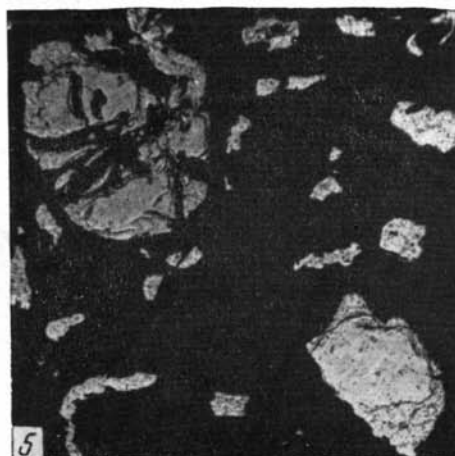
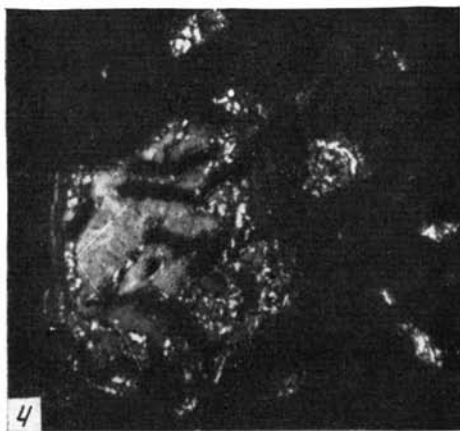
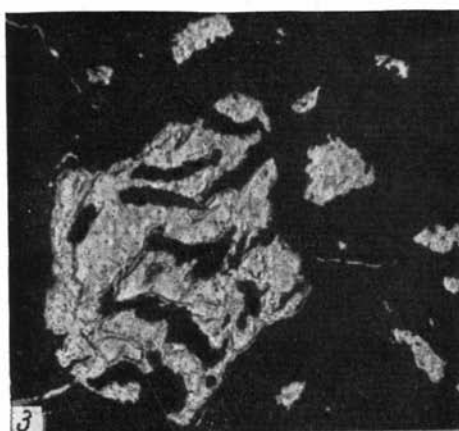
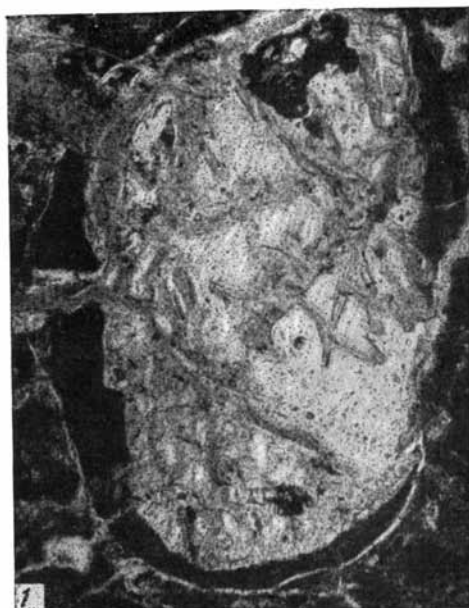
1. Глинистый боксит с реликтовой порфирированной структурой каолининовой глины. В тонкодисперсной основной массе (а) рассеяны вермикулитоподобные кристаллы каолинита, замещенные гиббситом. Увел. 160. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
2. То же, николи скрещены. Микрокристаллический гиббсит (белое) замещает и основную массу, и вермикулиты.
3. Сухаристый боксит с обломочной структурой цемента. Основная масса (а) имеет железисто-каолининово-глиноземистый состав. Обломки (б) представлены каолининовыми породами, замещенными в разной степени гиббситом. Увел. 300. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
4. То же, николи скрещены. Видно, что микрокристаллический гиббсит (белый) замещает и обломки каолининового состава, и железисто-каолининовую основную массу.
5. Бокситовая глина с обломочной структурой цемента. Преобладают обломки каолининовых пород (светлые). Увел. 160. При одном никеле. Краснооктябрьское месторождение.
6. То же. Николи скрещены. Можно видеть, что гиббсит (белый) заместил почти все обломки каолининовой глины.

Таблица VIII

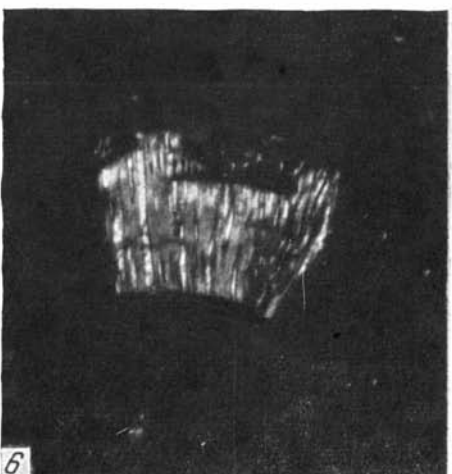
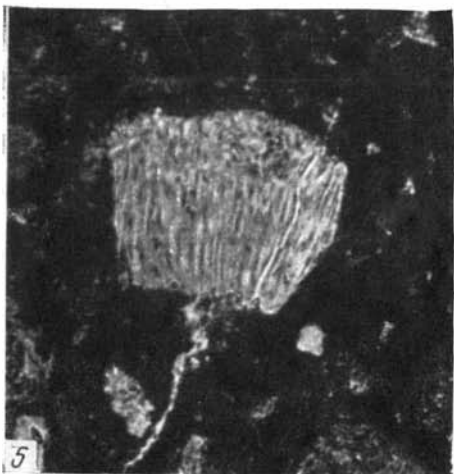
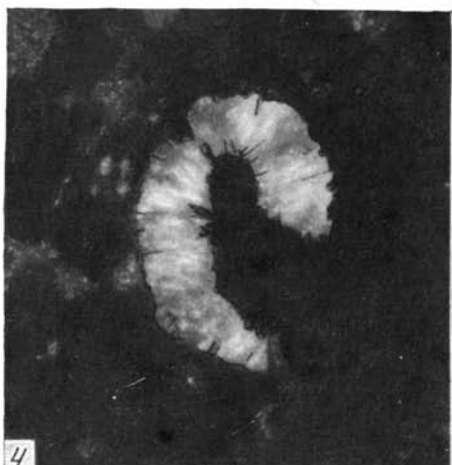
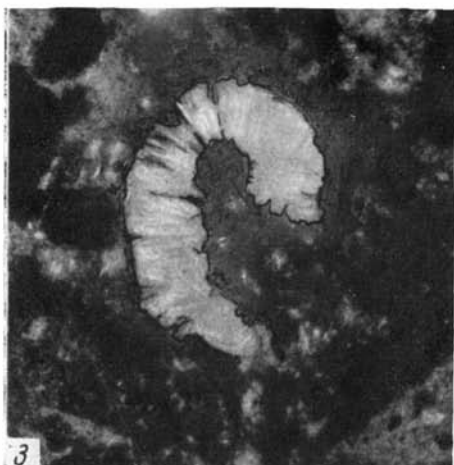
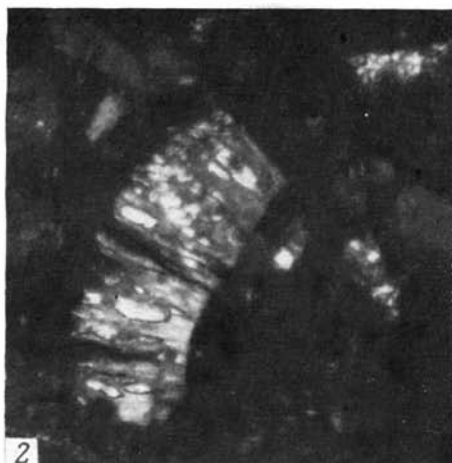
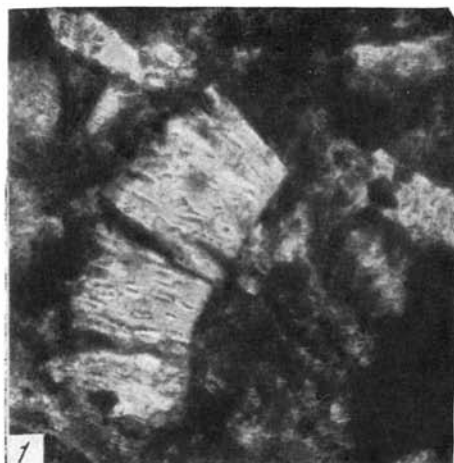
1. Каменистый боксит с обломочной структурой цемента. Среди обломков преобладают каолининовые породы в виде тонкозернистых обломков и вермикулитоподобных кристаллов. Увел. 160. При одном никеле. Козыревское месторождение.
2. То же. Николи скрещены. Большая часть каолининовых обломков в той или иной степени замещены гиббситом (светлое).
3. Вермикулиты каолинита и их обломки в цементе каменистого боксита, замещенные гиббситом. Увел. 160. При одном никеле. Козыревское месторождение.
4. То же. Николи скрещены.
5. Цемент сильножелезистого каменистого боксита. Обломки представляют собой вермикулиты каолинита, замещенные гиббситом. Увел. 160. При одном никеле. Амангельдинская группа месторождений.
6. То же. Николи скрещены.

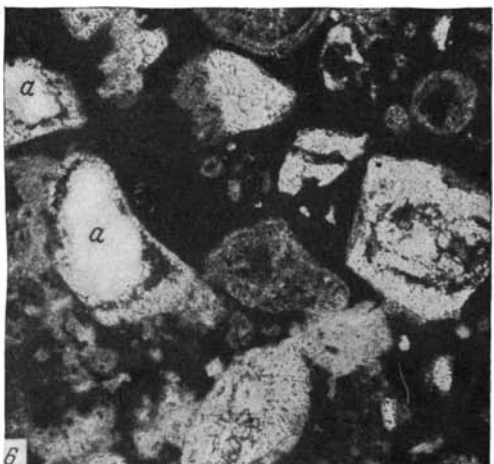
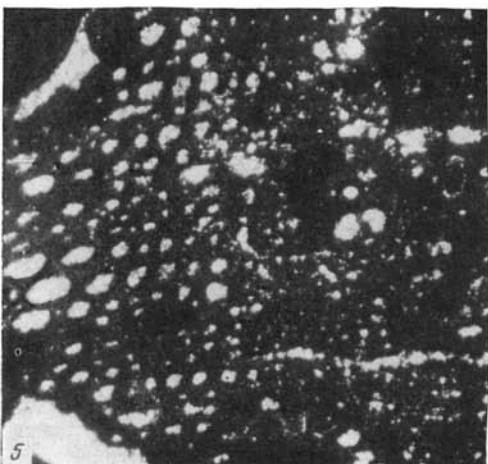
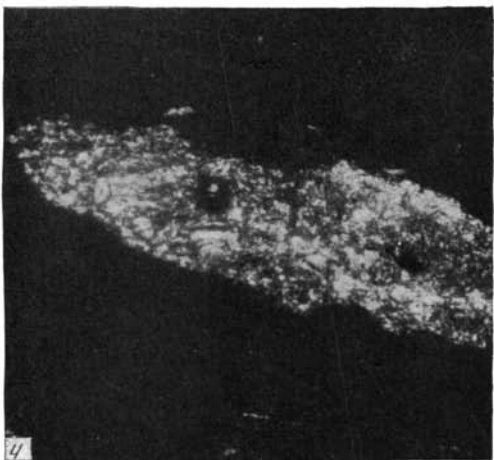
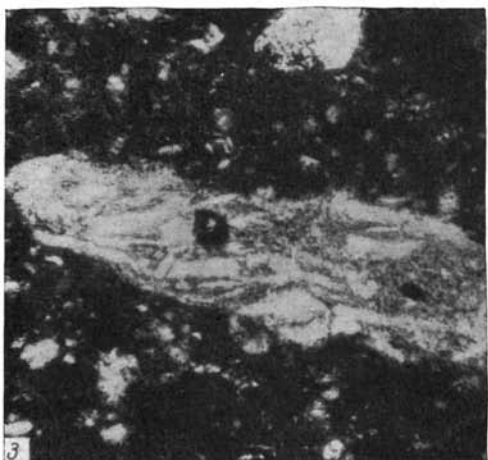
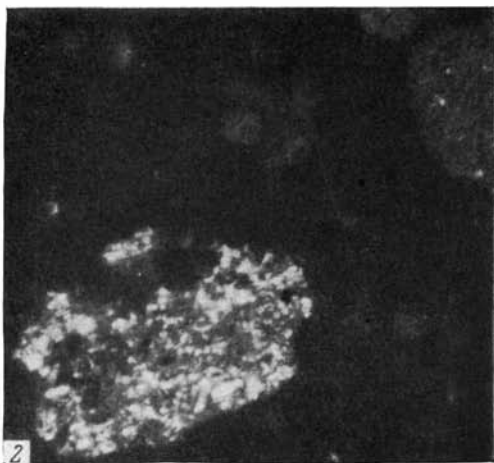
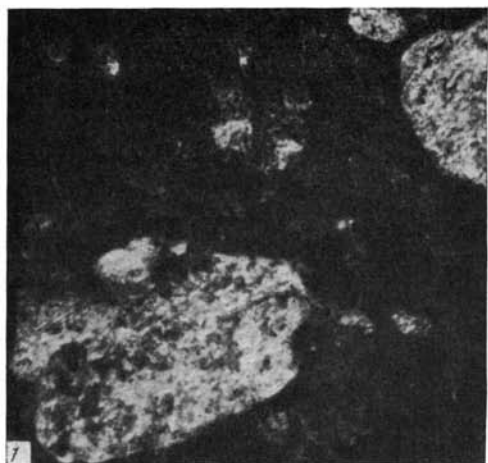


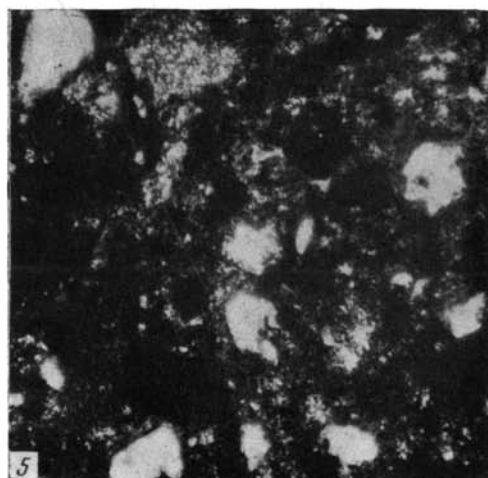
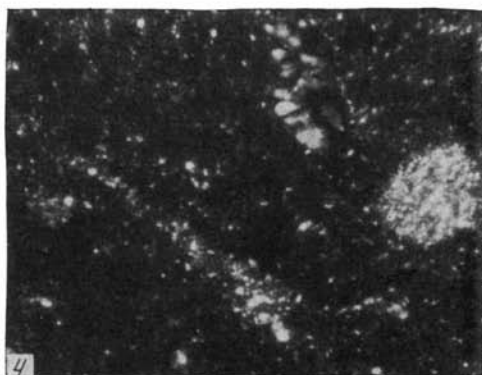
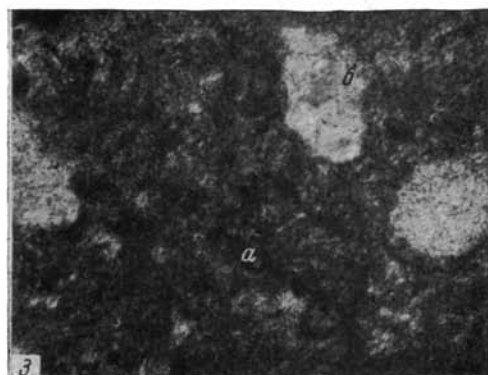
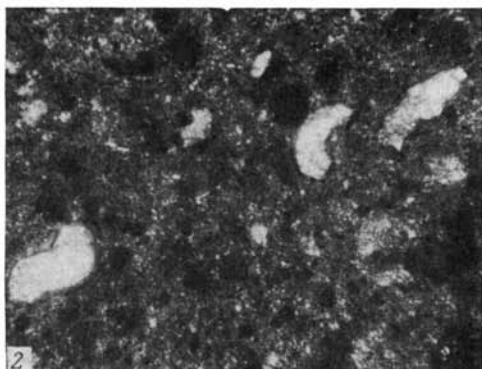
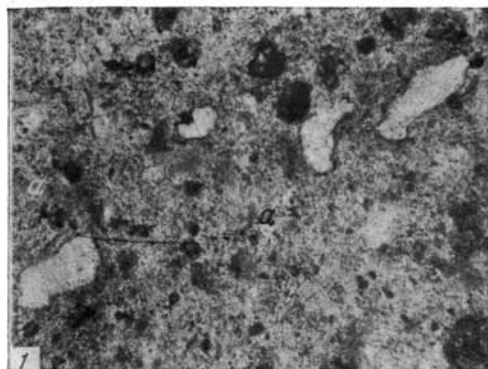


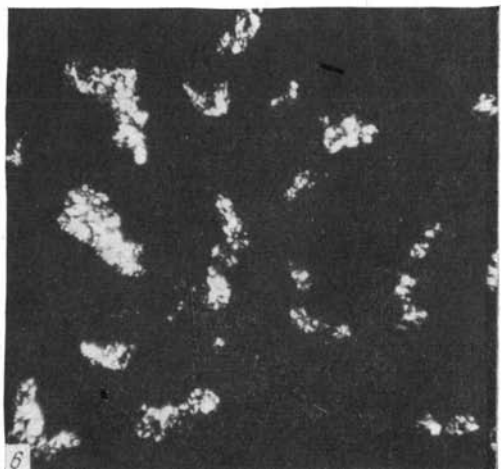
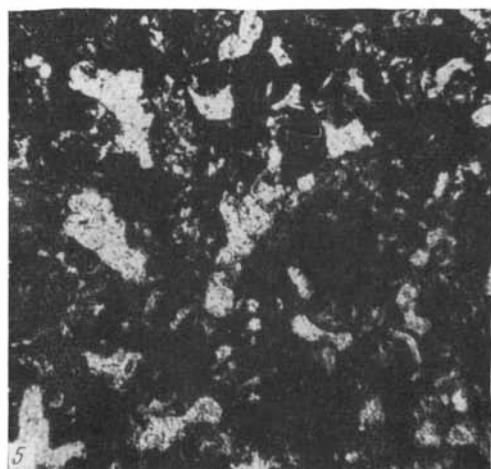
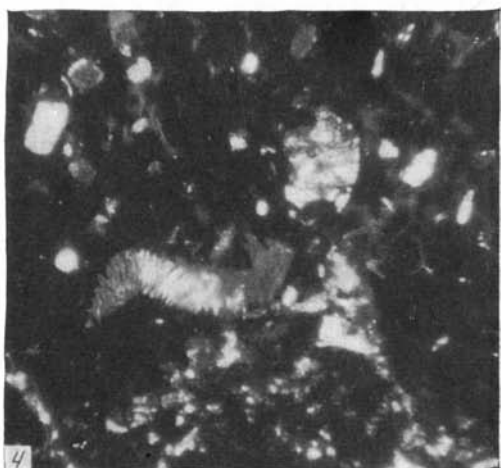
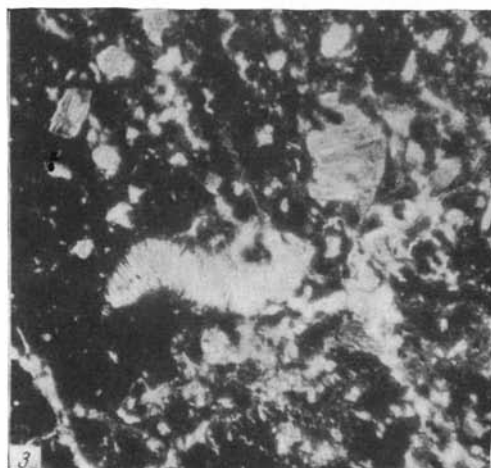
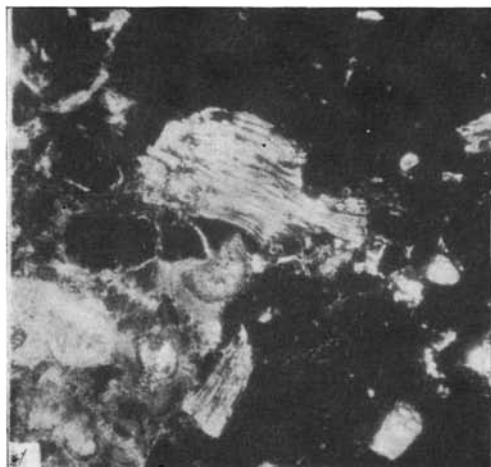












ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 103, 1964

Отв. редактор Г. И. Бушинский

С. К. ГИПП

**ПЕТРОГРАФИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА
МЕЗОЗОЙСКИХ БОКСИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В настоящее время в Средней Азии известен ряд пунктов, в которых встречены следы бокситопоявления (Коннов, 1958). При выборе из них объектов для исследования мы руководствовались желанием изучить по возможности разные минералогические типы бокситов, залегающих в различных геологических условиях.

Так, мы остановились на Кайракском и Янгоклыкском выходах, бокситоносные свиты которых залегают на коре выветривания. В Кайраке развиты хлорито-диаспоровые и каолинито-бёмито-диаспоровые, а в Янгоклыке — сидерито-диаспоровые породы. В Кара-Кия-Сае гематито-диаспоровые, а иногда хлорито-бёмитовые породы выполняют карстовые неровности известняков. Бокситоносные отложения Майли-Суйского выхода залегают на глинах, выполняющих карстовые неровности древней поверхности известняков. Бокситы здесь имеют в одних случаях хлорито-бёмитовый, а в других гематито-бёмитовый состав.

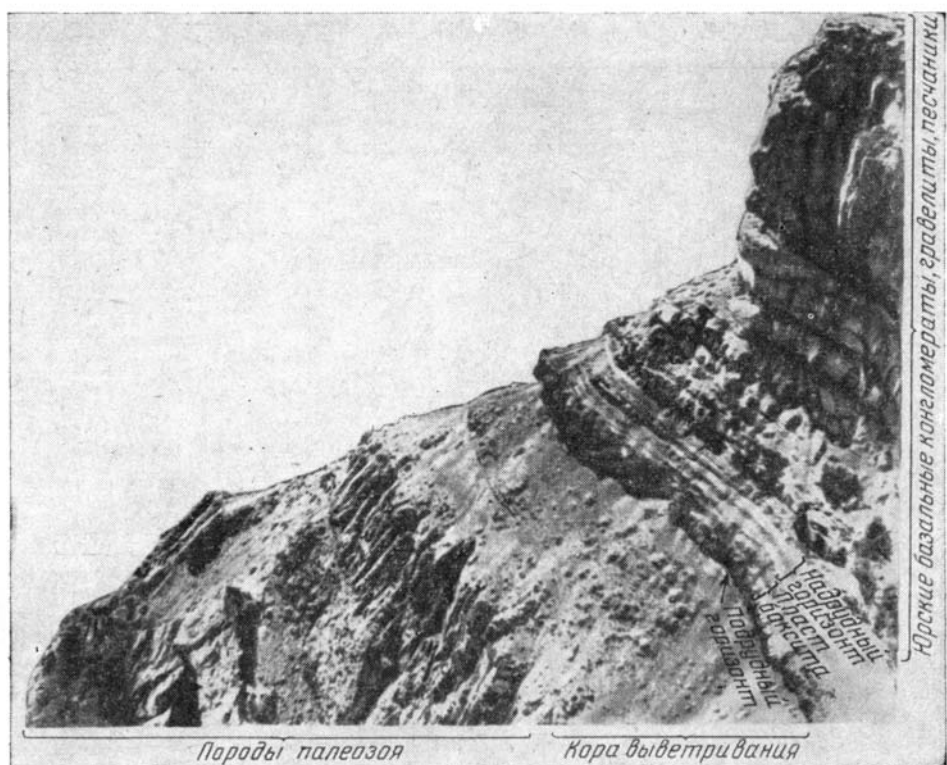
Рассмотрим каждое бокситопоявление в отдельности.

Кайракский выход

Кайракский выход боксита открыт в 1940 г. Л. П. Конновым и Я. К. Писарчик и описан М. Ф. Викуловой (1948), Л. П. Конновым (1958) и С. К. Гиппом (1959_{1, 2}). Геологическое строение района впервые было описано П. П. Чуенко (1937_{1, 2}). Район выхода представляет собой замковую часть Байсунской антиклинали. Ядро ее сложено породами палеозойского возраста: девонскими песчаниками и сланцами и нижнекаменноугольными эффузивами основного состава. В крыльях антиклинали залегают мезозойские отложения. Они начинаются с пачки верхнетриасовых пород, которые содержат бокситы (фиг. 1). Выше залегают: нижне- и среднеюрская песчано-сланцевая свита с прослоями угля, верхнеюрские известняки и верхнеюрская соляногипсовая свита.

Верхнетриасовые отложения с бокситами и бокситовыми породами обнажаются в обрыве, в котором видно, что эти породы выполняют понижение древнего рельефа. Они лежат на выветрелых палеозойских породах несогласно. Кора выветривания здесь развита на хлоритизированных эффузивах.

Верхнетриасовые породы можно разделить на три горизонта: подрудный, рудный и надрудный.



Фиг. 1. Обнажение в северо-восточной части Кайракского склона

Подрудный горизонт состоит из каолинитовых пород, преимущественно красно-бурых железистых, реже зеленовато-серых. У южного края обнажения в нижней части подрудного горизонта наблюдается пласт гравелистого песчаника, переходящего местами в конгломерат. Обломочная фракция песчаника представлена породами, развитыми непосредственно в районе месторождения. Среди них различаются обломки пород коры выветривания, хлоритизированных эффузивов, а также обломки песчаников и сланцев девона.

Рудный горизонт представлен бокситами и бокситовыми породами зеленого, зеленовато-серого, серого и темно-серого цветов.

Надрудный горизонт сложен песчано-глинистыми породами серого, зеленовато-серого и бурого цветов.

Среди рудного горизонта выделяются три типа бокситов: 1) хлорито-диаспоровые без следов перемыва, 2) хлорито-диаспоровые со следами перемыва (табл. I, 1) и 3) каолинито-бёмито-диаспоровые со следами перемыва.

1. Бокситы хлорито-диаспоровые без следов перемыва. Они очень крепкие яшмовидные; цвет их зеленовато-серый, иногда с желтоватым оттенком. Для этих бокситов характерен матовый, изредка землистый излом. Строение их бобово-оолитовое. Оолиты и бобовины рассеяны в породе равномерно. На фоне основной массы они почти не выделяются ни цветом, ни твердостью. Граница их с основной массой нечеткая. Для бокситов этого типа характерны зеленые хлоритовые жилки, которые пересекают боксит во всех направлениях. Описываемые породы были встречены в северо-восточной части месторождения, в низах рудного пласта.

При микроскопическом изучении обнаруживается, что бокситы этого типа состоят из обогащенной лейкоксеном хлорито-диаспоровой основной массы, в которой различаются оолиты, бобовины, жеоды (агрегаты каолинита, хлорита и диаспора, выполняющие пустотки), червеобразные кристаллы каолинита.

Оолиты имеют размеры от 0,1 до 2,5 мм, в среднем 0,5 мм. Концентрическое строение их выражено плохо (табл. 1, 2, 3, 4). В центре обычно находится или пустотка, выполненная каолинитом, или лейкоксеновое ядро, или же агрегат из хлорита, лейкоксена и диаспора. Иногда в центре оолита присутствуют кристаллы диаспора, огранка которых выражена лучше, чем у кристаллов диаспора в концентралах и основной массе.

Лейкоксеновые ядра содержатся в центрах оолитов часто. Они почти всегда бывают растрескавшимися, трещинки в них выполнены хлоритом, каолинитом и диаспором (табл. 1, 5). Кристаллы последнего обычно располагаются по стенкам трещин. Они отличаются чистотой и прозрачностью, нередко хорошо огранены.

Концентры оолитов образуются кристаллами диаспора. Очень часто они обогащены лейкоксеном, в котором иногда наблюдаются кристаллики анатаза. Пространство между диаспоровыми концентралами в одних случаях сложено веществом основной массы, в других — чередующимися концентралами из крупных и мелких кристаллов диаспора.

Бобовины представляют собой округлые скопления диаспора, содержащие лейкоксен.

Для бокситов этого типа характерно то, что и оолиты, и бобовины имеют нерезкую границу с основной массой и мало отличаются от нее по внешнему виду и составу.

Помимо оолитов и бобовин в бокситах описываемого типа часто встречаются небольшие жеоды, размер которых не превышает 1—2 мм. Периферическая часть этих жеод обычно выполнена диаспором, внутри присутствует чистый каолинит. Иногда в каолините содержатся хорошо ограненные прозрачные кристаллы диаспора. Вокруг этих жеод часто наблюдаются скопления лейкоксена с редкими зернами анатаза размером до 0,1 мм (табл. II, 1). Иногда встречаются пустоты, выполненные одним лишь каолинитом или чистым прозрачным хлоритом, имеющим низкое двупреломление.

Основная масса боксита представлена хлоритом и рассеянными в ней кристалликами диаспора, нередко образующими сплошные скопления, в которых хлорит слагает участки овальной формы (табл. II, 2). Размеры кристалликов диаспора в основной массе варьируют от 0,005 до 0,030 мм. Форма их чаще всего неправильная, лишь кое-где наблюдаются удлинённые призмочки. Окраска диаспора из основной массы слегка буроватая.

Помимо зерен диаспора в основной массе бокситов без следов перемыва иногда содержатся червеобразные кристаллы каолинита. Они либо равномерно рассеяны в ней, либо образуют отдельные скопления (табл. II, 3).

Хлорит в основной массе имеет желтовато-зеленый цвет. Он бывает или почти изотропным волокнистым, или в виде крупных (0,6—0,8 мм) низкодвупреломляющих кристаллов. Форма их разнообразная, чаще неправильная, в других случаях в виде квадратов, прямоугольников. В некоторых местах небольшим участкам основной массы боксита присуще сплошное крупнокристаллическое строение. Бокситы этого типа пересечены жилками хлорита или диаспора. Хлорит в жилках прозрачен, бывает раскристаллизованным (табл. III, 3, 4). Иногда в хлоритовых жилках наблюдаются обломки диаспоровых оолитов. В других случаях жилки огибают оолиты.

В сплошной диаспоровой массе встречаются жилки несколько иного характера. Они сложены кристалликами диаспора с такими же очертаниями, как и у кристалликов диаспора из основной массы, но отличаются тем, что у них отсутствует буроватая окраска и загрязняющая примесь.

Лейкоксен содержится и в основной массе, и в оолитах. Очень часто он подчеркивает следы течения основной массы. Встречаются кольцообразные выделения лейкоксена (табл. III, 1). Кроме этого, в основной массе присутствуют угловатые скопления лейкоксена, напоминающие по своей форме обломки (табл. III, 1).

В бокситах без следов перемыва выделяются две диагенетические стадии: допрожилковая и прожилковая. В допрожилковую стадию произошло формирование оолитов, бобовин, диаспорово-каолинитовых жеод и основной массы боксита. Возникновение оолитов начиналось в большинстве случаев с выпадения сгустка геля двуокиси титана. В результате его раскристаллизации образовались растрескавшиеся лейкоксеновые ядра оолитов. В других случаях центрами образования оолитов служили пузырьки газов или кристаллизовавшиеся к этому времени крупные кристаллы диаспора. К этим центрам происходил подток растворов свободного глинозема и двуокиси титана, из которых кристаллизовались диаспор и лейкоксен с образованием концентров оолитов.

В допрожилковую стадию происходило также выполнение диаспором и каолинитом пустот, в результате чего сформировались жеоды. Диаспор при этом кристаллизовался раньше каолинита. Вокруг жеод образовались скопления лейкоксена.

Одновременно кристаллизовались минералы основной массы — диаспор и хлорит. Вместе с ними мог частично образоваться тонкорассеянный в основной массе лейкоксен. Если железа не хватало на построение хлоритовой молекулы, то возникали червеобразные кристаллы каолинита. Итак, в допрожилковую стадию порядок кристаллизации минералов намечается следующий: лейкоксен — диаспор — хлорит — каолинит.

В результате кристаллизации основных минералов боксита, а также дегидратации осадка, происходило растрескивание как всей породы в целом, так и отдельных ее структурных элементов. Трещинки заполнялись диаспором, хлоритом и каолинитом. Порядок их кристаллизации такой же, как и в допрожилковую стадию. Титан в прожилковую стадию оставался неподвижным, поэтому его минералы в жилках не наблюдаются.

2. Бокситы хлорито-диаспоровые со следами перемыва. Они имеют темно-зеленый, желтовато-зеленый или серый цвет и такую же высокую крепость, как и бокситы без следов перемыва. Строение их яшмовидное, излом матовый. В этих бокситах оолиты и бобовины четко выделяются на темно-зеленом фоне основной массы в виде белых и светло-серых пятен. Встречаются обломки оолитов и бобовин, а также обломки боксита оолитового строения. Граница оолитов и бобовин с основной массой четкая. Оолиты, бобовины и их обломки в бокситах этого типа образуют отдельные слои (табл. I, 1). Среди бокситов со следами перемыва иногда встречаются пропластки угля, содержащего кристаллы диаспора.

Бокситы со следами перемыва состоят из оолитов, бобовин, их обломков, а также обломков боксита оолитового строения, сцементированных хлоритовой основной массой. Размеры оолитов и бобовин в бокситах со следами перемыва колеблются в пределах от 0,1—0,2 мм до 1,5—2,5 мм; изредка встречаются пизолиты величиной до 10 мм. Внутреннее строение оолитов и бобовин бокситов этого типа такое

же, как и у бокситов без следов перемыва. В их центре часто наблюдаются растрескавшиеся лейкоксеновые ядра (табл. III, 2; табл. IV, 1) или хорошо ограненные кристаллы диаспора. Отличительной чертой оолитов и бобовин из бокситов этого типа является характер их взаимоотношения с основной массой. Они имеют с ней четкую границу, края их часто обломаны (табл. IV, 2). Нередко наблюдается отслаивание отдельных концентров в виде скорлупок. Пространства между скорлупкой и оолитом заполнены хлоритом основной массы (табл. IV, 3).

Часто встречающиеся обломки оолитов имеют угловатую форму, их размер достигает 1 мм. Встречаются обломки центральных частей оолитов с хорошо ограненными кристаллами диаспора.

Размер обломков бокситовой породы достигает 4 мм. Состав ее диаспоровый, строение оолитовое. Граница оолитов с основной массой в этих обломках нерезкая (табл. V, 1), ясно видно, что они в ней не переотложены.

В бокситах со следами перемыва встречаются переотложенные диаспоровые жеоды, т. е. образования, которые в свое время получились в результате выполнения пустот, а также обломки таких образований. В них наблюдаются кристаллы диаспора в виде удлинённых призмочек, обращенных внутрь полости (табл. III, 5).

Как уже говорилось, основная масса, цементирующая обломки, имеет хлоритовый состав. Хлорит основной массы в одних случаях волокнистый низкоудупреломляющий, в других случаях он образует крупные кристаллы (табл. V, 2), подобные описанным для бокситов, не имеющих следов перемыва.

Основная масса бокситов со следами перемыва содержит тонкорассеянный лейкоксен. Иногда он образует сплошные скопления. В некоторых местах лейкоксен подчеркивает слоистое мелкообломочное строение основной массы (табл. V, 3). Нередко встречаются участки с более крупными реликтами обломков. Обломочное строение их подчеркивается единственно распределением лейкоксена. Среди реликтовых обломочных форм иногда можно распознать обломки эффузивных пород, замещенные хлоритом. Эффузивные породы такого же строения развиты непосредственно в районе месторождения.

В основной массе боксита со следами перемыва встречаются угловатые скопления лейкоксена, напоминающие обломки и рассеянные мелкие зерна диаспора, имеющие, по-видимому, обломочное происхождение. Хлоритовые агрегаты основной массы здесь обычно также имеют мелкообломочный характер.

В бокситах со следами перемыва встречается пирит, который образует неправильные скопления или отдельные хорошо ограненные кристаллы. Его выделения заполняют пространства между бобовинами и оолитами, а также их обломками, совместно с хлоритом и диаспором. В некоторых случаях по краям скопления пирита встречаются крупные кристаллы диаспора. Взаимоотношение диаспора и пирита в данном случае говорит о более позднем образовании диаспора. По-видимому, образование пирита и диаспора происходило в одних случаях одновременно, в других пирит выделился раньше диаспора.

Боксит этого типа пересекается жилками крупнокристаллического диаспора (табл. VI, 1, 2). Наблюдаются извилистые выделения диаспора (табл. VI, 3), а также выполнение его кристаллами пустот (табл. VI, 1, 2). Бокситы, обогащенные органическим веществом, содержат обуглившиеся обломки древесины, переполненные крупными кристаллами диаспора.

Изложенное показывает, что бокситы со следами перемыва содержат большое количество обломочного материала, преимущественно

бокситового. В обломочном материале можно без труда узнать минеральные образования, характерные для бокситов без следов перемыва. Это свидетельствует в первую очередь о том, что материал, из которого был образован боксит со следами перемыва, не был принесен откуда-либо издалека, а является результатом перемыва местного осадка.

Так как в бокситы со следами перемыва попали уже сформировавшиеся оолиты с хорошо ограненными кристаллами диаспора, а также образования (жеоды), являющиеся результатом выполнения диаспором пустот, и их обломки с хорошо ограненными кристаллами диаспора, то, следовательно, диаспор кристаллизовался до перемыва осадка и не является метаморфическим. Этот вывод хочется особенно подчеркнуть. Известно, что до недавнего времени диаспор почти всеми авторами считался минералом исключительно метаморфического происхождения.

Однако в последние годы начали появляться указания на неметаморфический генезис диаспора из некоторых бокситовых месторождений СССР. Так, С. И. Бенеславский (1954) считает, что диаспор образовался в позднедиагенетическую стадию. Г. И. Бушинский (1958) высказал предположение, что в девонских бокситах Урала бобовины уже в момент своего отложения состояли из одноводного глинозема. В отношении диаспора из нижнемезозойских бокситов Средней Азии в литературе имеются неоднократные высказывания о его метаморфическом генезисе (Смирнов, 1940; Викулова, 1946; Коннов, 1956₂; Терентьева, 1958, и др.). Как видно из изложенного нами петрографического материала, диаспор Кайракского выхода кристаллизовался в диагенетическую стадию образования бокситов.

При перемыве бокситов в осадок попадали как обломки диаспоровых образований, так и обломки хлоритового цемента. Приносимый в бассейн материал содержал свободный глинозем, и поэтому, аналогично бокситам без следов перемыва, здесь так же произошло образование диаспоровых жилок. Кроме этого, в некоторых местах диаспор выделился в основной массе боксита в виде скоплений неправильной формы.

Помимо отложения перемываемого материала, в осадок попадали с берегов обломки пород местного происхождения. При диагенезе произошло усреднение химического состава обломков и цементирующего вещества, и теперь мы имеем дело лишь с реликтовыми обломочными формами.

3. Бокситы каолинито-бёмито-диаспоровые со следами перемыва. Цвет их черный, иногда темно-серый или серый. Эти бокситы несколько сланцеватые и рыхлые; они состоят из каолицитовой основной массы и погруженных в нее бёмито-диаспоровых оолитов и бобовин, которые легко выкрашиваются. Наблюдается сильное обогащение каолининовой основной массы органическим веществом. В некоторых местах встречаются пропластки угля с кристаллами диаспора.

Бокситы этого типа встречаются только в юго-западном окончании обнажения. Здесь они замещают по простиранию бокситовое тело, сложенное бокситами первых двух типов. Бокситы этого типа значительно отличаются по своему составу от двух описанных выше типов бокситов. Они состоят из сильно обогащенной органическим веществом каолининовой основной массы, в которую погружены бёмито-диаспоровые оолиты, бобовины и разнообразные обломки и новообразования.

Бобовины и оолиты имеют размеры до 2 мм. Иногда они целиком сложены зернами диаспора, величина которых от 0,1 до 0,3 мм. Встречаются бобовины, которые состоят всего из нескольких крупных зерен

диаспора (табл. VI, 4), чаще же бобовины и оолиты состоят из бёмита и диаспора. Бёмит тонкочешуйчатый с низким двупреломлением. Диаспор образует более крупные кристаллы. Форма зерен диаспора неправильная, края их извилисты. Часто наблюдаются зерна лапчатой формы (табл. VII, 1, 2). В некоторых случаях диаспором сложен центр оолита, а бёмит располагается по его периферии. При этом отдельные зерна диаспора содержатся и в наружной части оолитов. Нередко наблюдаются зерна диаспора дугообразной формы, расположенные в концентраторах оолитов (табл. VII, 1, 2). Встречаются сложные бобовины, состоящие из двух-трех простых бобовин, окруженных общей оболочкой. В бобовинах и оолитах наблюдаются трещины обезвоживания. В одних случаях они выполнены диаспором, в других центр оолита сложен двумя-тремя крупными зернами диаспора, захватившими все ядро с трещинками обезвоживания (табл. VII, 1, 2).

Помимо разнообразных оолитов и бобовин в боксите содержатся обломки бобового бёмито-диаспорового боксита (табл. VIII, 1), обломки зерен крупных кристаллов диаспора, обломки хлоритовой породы. Встречаются сростки крупных неправильных зерен диаспора (табл. VIII, 2); размер сростков достигает 1 мм.

В боксите присутствуют минерализованные споры, а также обломки древесины с ясным клетчатым строением. В пропластках, сильно обогащенных органическим веществом, наблюдаются многочисленные игольчатые кристаллы диаспора. Их размер по длинной оси 0,3—0,4 мм, по короткой оси 0,01—0,02 мм. Кристаллы имеют хорошую огранку длинных сторон и неровную коротких. Расположение этих зерен беспорядочное (табл. VIII, 3).

В некоторых случаях встречаются скопления органического вещества, растрескавшегося с образованием извилистых трещин. В трещинках присутствуют кристаллы диаспора (табл. IX, 1, 2).

Цемент бёмито-диаспорового боксита в одних случаях хлоритовый, но чаще он представлен каолинитом. Повсеместно цемент загрязнен тонкорассеянным органическим веществом. В основной массе присутствуют небольшие жеоды, сложенные снаружи диаспором и заполненные внутри каолинитом со сростками кристаллов диаспора (табл. IX, 3). Среди пропластка каолиновой породы встречен горизонт конкреций, состоящих из бёмита и диаспора.

Строение бёмито-диаспоровых бокситов принципиально сходно со строением хлорито-диаспоровых бокситов со следами перемыва. Различаются они лишь своим составом: присутствием бёмита, каолинового цемента и органического диаспора.

Взаимоотношение бёмита и диаспора ясно показывает, что диаспор раскристаллизовался по бёмиту. Но, с другой стороны, обломки кристаллов диаспора встречаются в этом боксите довольно часто. Это говорит в пользу того, что диаспор раскристаллизовался по бёмиту до образования осадка. Вероятно, мы имеем дело с таким же перемыванием ранее сформированного осадка, как и в бокситах хлорито-диаспоровых со следами перемыва. Но образование боксита в данном случае происходило в условиях, более благоприятных для кристаллизации бёмита, а не диаспора. После изменения этих условий (возможно, это было пересыхание бассейна) по бёмиту раскристаллизовался диаспор. Впоследствии этот первичный боксит был переотложен, и во вновь образованный осадок попали бёмито-диаспоровые оолиты и бобовины, обломки бёмито-диаспоровой породы, обломки кристаллов диаспора. Сюда же приносился в растворе свободный глинозем, в результате чего кристаллизовался диаспор в трещинках, в скоплениях органического вещества, в обломках древесины, в порах, в цементе в виде выделений неправильной формы.

№ анализа	Порода		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	
1	Со следами перемыва	Зеленовато-серая бокситовая порода .	28,94	36,46	8,16	
2		Темно-зеленая бокситовая порода . .	22,94	31,52	5,50	
3		Темно-зеленый боксит	14,92	41,09	5,61	
4	Без следов перемыва	Желтовато-зеленый боксит	11,52	51,26	4,96	
5		Зеленая бокситовая порода	22,46	30,86	2,00	
6		Красная бобово-оолитовая порода . .	38,18	33,85	8,67	

Химическому анализу подверглись образцы, взятые в северо-восточной части месторождения. Как видно из табл. 1, только в двух образцах отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ больше 2,5 и мы имеем дело с бокситами. Другие образцы — это бокситовые породы.

Высокое содержание закисного железа и присутствие MgO объясняются хлоритовым составом бокситов и бокситовых пород. Двуокись титана в бокситах и бокситовых породах Кайракского выхода составляет 2,5—3,5%. Диаспоровые оолиты и бобовины содержат около 5,5% TiO_2 , в то время как в хлоритовой основной массе присутствует только 2,0% TiO_2 .

Лейкоксен, отобранный из ядер оолитов, показал рентгенограмму, на которой присутствуют почти все линии анатаза и линии средней и слабой интенсивности, характерные для диаспора. Примесь диаспора попала в образец при его отборе.

При сопоставлении содержания различных компонентов в кайракских бокситах и бокситовых породах (см. табл. 1) видно, что с увеличением или уменьшением содержания Al_2O_3 происходит одновременное изменение содержаний TiO_2 и Fe_2O_3 в ту же сторону. Изменение содержаний SiO_2 , FeO и MgO показывает обратную картину. Из этого можно сделать вывод, что повышение приноса алюминия сопровождалось увеличением приноса титана и окисного железа и уменьшением магния и окисного железа (Гипп, 1959г.).

Оптические константы хлорита неодинаковы в образцах из различных частей разреза бокситовой залежи. Хлорит из нижней части рудной залежи имеет показатель преломления 1,646, из средней до 1,665, а из верхней — 1,603.

Показатели преломления хлорита из реликтов обломков и из вмещающей их массы одинаковые. Раскристаллизованный хлорит двуосный отрицательный, плеохроирует от светло-зеленого по Ng до почти бесцветного по Nr.

Рентгенограммы низкодвупреломляющего волокнистого хлорита и раскристаллизованного хлорита почти одинаковы и совпадают с рентгенограммой шамозита, опубликованной Баннистером. У раскристаллизованного хлорита линии выражены более четко, появляется несколько новых линий слабой интенсивности, что вызвано, по всей вероятности, лучшей его раскристаллизованностью.

Кривые нагревания были получены в лаборатории ИГЕМ. Они полностью подтвердили данные других методов исследования о минералогическом составе кайракских бокситов.

Прежде чем рассмотреть вопрос о генезисе Кайракского месторождения, опишем кратко кору выветривания, породы которой подстилают бокситоносную пачку этого месторождения и которая, по-видимому, служила источником материала при образовании бокситов.

пород Кайракского разреза (%)

FeO	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Потери при прокаливании	Сумма	Al ₂ O ₃ : SiO ₂
7,55	3,00	0,98	1,10	0,24	0,35	12,20	90,98	1,26
22,10	2,75	0,42	1,20	0,16	0,29	9,76	96,64	1,37
19,10	3,50	0,98	1,00	0,05	0,15	10,72	97,12	2,76
14,67	2,50	0,28	0,90	0,07	0,27	11,68	98,11	4,46
28,34	1,88	0,28	1,50	0,31	0,28	8,44	96,35	1,37
2,43	2,38	0,28	0,30	0,53	0,28	12,24	99,14	0,89

Впервые кора выветривания в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и, в частности, в районе Кайракского выхода была обнаружена и кратко описана Л. П. Конновым (1956₁).

Как уже говорилось, кора выветривания в районе Кайрака наблюдается на границе между эффузивным комплексом верхнепалеозойского возраста и мезозойскими отложениями. Непосредственно в пределах выхода она перекрывается породами бокситоносной свиты, относимой к верхнему триасу. В юго-западном окончании выхода верхняя граница коры выветривания определяется наложением пласта песчаника триасового возраста на глинистые породы верхнего горизонта коры, имеющие ясные реликтовые порфиоровые структуры; в средней и северо-восточной частях — верхняя граница коры выветривания проходит между такими же глинистыми породами с реликтовыми порфиоровыми структурами и пластом красно-бурой глинистой породы, местами имеющей бобовую структуру.

Переход от коры выветривания к неизмененным породам постепенный. К нижней части ее нами отнесен хлоритизированный эффузив, в котором встречаются в большем или меньшем количестве гипергенные минералы (кварц и голубовато-зеленый джефферизит). Залегающий ниже их хлоритизированный эффузив без гипергенных минералов считался нами неизменной породой. Таким образом, нижняя граница коры выветривания определялась нами по появлению в разрезе гипергенных минералов. Общая мощность коры выветривания достигает 45—50 м.

Разрез коры выветривания на Кайракском выходе бокситов был нами описан в юго-западной его части. Здесь снизу вверх выделяются следующие зоны:

1. Неизменная порода (хлоритизированный эффузив).
2. Зона незначительного развития джефферизитов (мощность 22 м).
3. Джефферизитовая зона (мощность 10 м).
4. Гидрохлоритовая зона (мощность 4 м).
5. Каолинитово-галлуазитовая зона (мощность 6 м).

Рассмотрим эти зоны подробнее.

1. Неизменная порода. Хлоритизированные эффузивы во многих местах имеют туфовое строение. Хлоритизация их является следствием постмагматических воздействий. Эффузивы основного состава встречаются в них в виде пластов через 6—10 м по разрезу и имеют мощность до 3 м. В рельефе района хлоритизированные эффузивы образуют пологие склоны, а более крепкие эффузивы основного состава выдаются в виде уступов. Поэтому внешне вся толща имеет слоистый вид.

Хлоритизированные эффузивы представляют собой серую довольно плотную породу, разрушающуюся в остроугольную щебенку. На све-

жем сколе выделяется серая основная масса и зеленые выделения хлорита, имеющие в поперечнике до 5 мм (в среднем 2—3 мм). Встречаются гнезда и жилки кальцита. Во многих местах порода пересекается многочисленными жилками розового альбита с кварцем.

Под микроскопом видно, что после хлоритизации структура первоначального вещества сохранилась очень хорошо. Реликтовая структура подчеркивается рассеянными в основной массе выделениями гидроокислов железа. Структура эффузива, подвергшегося хлоритизации, была порфировой. Во многих местах наблюдается миндалекаменная текстура породы.

Основная масса эффузива была хорошо раскристаллизована — в хлоритизированной породе присутствуют многочисленные реликтовые формы микролитов плагиоклазов, замещенных хлоритом. Хлорит имеет зеленую окраску и чешуйчатое строение. Его средний показатель преломления 1,570, двупреломление невысокое. По-видимому, это пеннин¹.

Пространства основной массы между микролитами замещены хлоритом и выделениями гидроокислов железа и магнетита. Часто наблюдается замещение основной массы кальцитом, образующим выделения неправильной формы.

В основной массе хлоритизированных эффузивов присутствуют псевдоморфозы хлорита и других минералов по вкрапленникам пироксена и плагиоклаза, миндалекаменные выделения хлорита и кварца, а также жилки хлорита, альбита и кварца. Кроме этого, наблюдаются округлые выделения хлорита, являющиеся псевдоморфозами по какому-то минералу, возможно, оливину.

Лейсты плагиоклаза замещены хлоритом и кварцем. Форма лейст плагиоклаза при этом не изменилась. Кварц обычно замещает одну половину лейсты, в то время как другая ее часть замещена хлоритом светло-зеленого цвета и мелкочешуйчатого строения. Размеры чешуек около 0,005 мм и лишь изредка они достигают 0,04 мм. Показатели преломления равны: $N_g = 1,572$ и $N_p = 1,556$, оптический знак положительный. Судя по оптическим константам, — это пеннин.

Псевдоморфозы по вкрапленникам пироксенов представляют собой агрегаты хлорита, кварца, изредка альбита-олигоклаза. В полностью хлоритизированных эффузивах реликты пироксена в псевдоморфозах не встречаются и бывшая принадлежность вкрапленника к пироксену узнается только по форме псевдоморфозы. Но в некоторых разностях хлоритизированных эффузивов присутствуют псевдоморфозы с реликтами авгита. Размеры псевдоморфоз по пироксенам достигают 2—3 мм. Основная масса кристалла пироксена замещается зеленым хлоритом, мелкочешуйчатым или волокнистым. Его показатели преломления: $N_g = 1,596$ и $N_p = 1,589$, таким образом $N_g - N_p = 0,007$, оптический знак положительный, это прохлорит.

Кварц наблюдается в выделениях неправильной формы, величина его зерен колеблется в пределах от 0,02 до 0,06 мм и лишь изредка достигает больших значений.

Альбит встречается в виде зерен, очень напоминающих по форме и размерам кварц. Лишь изредка он образует двойники, по которым легко узнается.

Форма кристаллов пироксена при замещении сохраняется хорошо. В некоторых случаях видны даже характерные для него следы спайности.

Миндалины имеют размеры до 5 мм. Они выполнены хлоритом, изредка в них присутствует кварц. Строение их следующее. По стенке

¹ При определении хлоритов была использована оптическая классификация Винчелла (1953).

располагается слой зеленоватого хлорита, иногда изотропного, с низким двупреломлением, с показателем преломления 1,577, что позволяет отнести его к пеннину. Ближе к центру следует слой мелкочешуйчатого хлорита, с оптическими характеристиками ($N_g=1,606$, $N_p=1,600$, $N_g - N_p=0,006$, почти одноосный или одноосный, положительный, угасание прямое), соответствующими константами амезита. Местами по периферии миндалиин проходит кварцевая оторочка.

В большом количестве в породе присутствуют округлые монокристаллы хлорита, обычно интенсивно ожелезненного. По форме они напоминают выделения оливина, но реликтов последнего не наблюдается. В свежем состоянии он имеет показатели преломления пеннина ($N_g=1,574$ и $N_p=1,572$, двuosный с малым углом оптических осей, оптический знак отрицательный). При ожелезнении его преломление и двупреломление значительно повышаются, а угол $2V$ уменьшается до 0° .

Химические анализы хлоритизированных эффузивов показывают довольно большие количества MgO , K_2O и CaO (табл. 2); MgO , по-видимому, связан с хлоритами, K_2O — с полевыми шпатами, CaO находится, в основном, в виде кальцита.

Эффузивы основного состава, содержащиеся в виде прослоев в хлоритизированных эффузивах, являются диабазовыми порфиритами. Процессами выветривания они почти не затронуты, поэтому на их описании мы не останавливаемся.

2. Зона незначительного развития джефферизитов. В этой зоне порода сохраняет свой облик, но в минералогическом составе ее произошли некоторые изменения. Они выражаются в образовании джефферизитов по хлоритам. Первым начинает изменяться хлорит, содержащий большее количество железа. Как уже говорилось, хлориты классифицировались по Винчеллу, согласно которому — чем выше показатель преломления хлорита, тем он более железистый.

В нижних частях зоны наблюдается развитие джефферизита по прохлориту, замещающему пироксен, и по амезиту из центральных частей миндалиин. Пеннин, заместивший плагиоклаз и основную массу, в этой зоне еще не изменен.

Внешне изменение прохлорита и амезита выражается в том, что их окраска из слегка зеленоватой становится голубовато-зеленой. Это явление сопровождается повышением двупреломления, причем N_g остается прежним, а N_p понижается. У наиболее точно измеренных образцов этих джефферизитов $N_g=1,598$, а $N_p=1,566$. Двупреломление, таким образом, равно 0,032. Оптический знак отрицательный.

В нижних частях зоны переход прохлорита и амезита в джефферизит наблюдается только в некоторых частях псевдоморфоз и миндалиин, чаще всего внутри них. Вверху зоны амезит и прохлорит замещены джефферизитом полностью. Форма выделения хлоритов при переходе в джефферизит не нарушается и поэтому наблюдаются как радиальнолучистые, так и мелкочешуйчатые агрегаты.

В верхней части зоны встречается кальцит в виде зерен размером 0,2—0,5 мм. Форма зерен неправильная, края извилистые. Он как бы пропитывает основную массу породы, оставляя незамещенными псевдоморфозы хлорита по вкрапленным. В некоторых местах встречаются кальцитовые желваки величиной до 5 см.

Значительное развитие в пределах этой зоны имеет кварц. Следует напомнить, что в неизменной породе кварц встречается лишь в жилах с полевым шпатом и, по-видимому, имеет гидротермальное происхождение.

В описываемой зоне кварцу присуща совсем другая морфология. Он часто образует сферолиты, колломорфные и петельчатые структуры. Наблюдается пересечение кварцем скоплений гидроокислов железа и

Зоны коры выветривания	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂
Каолинитово-галлузитовая	35,50	31,09	14,06	1,54	1,46
Гидрохлоритовая	38,00	18,18	20,93	5,27	1,52
Джефферизитовая	43,18	11,91	10,00	3,50	1,02
Зона незначительного развития джефферизитов	41,20	14,98	9,16	3,72	1,00
Неизменная порода (хлоритизированный эффузив)	40,90	14,46	8,82	3,47	1,12

разъедание им джефферизитов. Этот кварц имеет явно гипергенное происхождение.

Химические анализы образцов из зоны незначительного развития джефферизитов мало отличаются от анализов неизменных выветриванием хлоритизированных эффузивов. В последних наблюдается лишь повышенное содержание конституционной воды (см. табл. 2).

3. Джефферизитовая зона. Породы, слагающие эту зону, имеют рыжевато-серый, местами зеленоватый или коричневатый цвет. Они рыхлые и сланцеватые, при разрушении распадаются в плоскую с неровными краями щебенку. На поверхности щебенки наблюдается корочка кальцита, напоминающая шелуху. В нижней части зоны, в горизонте, переходном к зоне значительного развития джефферизитов, наблюдается пятнистая текстура: на темно-сером фоне пород зоны гидратации видны рыжеватые пятна. Вверх по разрезу их становится все больше, и затем рыжеватая порода начинает преобладать над темно-серой. Мощность этого переходного горизонта около 4 м. Мощность всей зоны (без переходного горизонта) 5—6 м.

Реликтовая порфировая структура в джефферизитовой зоне сохраняется, но она во многих местах нарушается петельчатой структурой, образованной гипергенными кварцем и джефферизитом. В этой зоне происходит дальнейшее разложение хлоритов.

Пеннин, заместивший плагиоклаз, внизу этой зоны изменен незначительно. Здесь наблюдается лишь некоторое его побурение. При этом несколько повышается двупреломление. В средней и верхней частях зоны произошло уже полное замещение пеннина в псевдоморфозах по плагиоклазам светло-коричневым джефферизитом. Он имеет волокнистое строение, прямое погасание и положительное удлинение. Оптический знак его отрицательный. Волокна этого джефферизита ориентированы по длине лейст.

Джефферизит в псевдоморфозах по пироксену в нижней части зоны имеет голубовато-зеленый цвет, отличающийся от цвета того же джефферизита в подстилающей зоне большей интенсивностью. По трещинам и по спайности он несколько ожелезнен. В средней и верхней частях зоны наблюдается уже более значительное изменение зеленовато-голубого джефферизита. Происходит сильное его ожелезнение, в его массе образуются червеобразные пакеты и волокна минерала, который, вероятно, является гидрохлоритом. Червеобразные пакеты имеют в поперечнике около 0,01 мм. Листочки этого гидрохлорита плеохроируют от желто-зеленого до темно-зеленого цвета. Его показатели преломления: $N_g=1,600$ и $N_p=1,575$. Двупреломление, равное 0,025, ниже, чем у голубовато-зеленого джефферизита.

Вместе с этим гидрохлоритом и гидроокислами железа в псевдоморфозах по пироксену присутствует кварц в виде неправильных волнисто

коры выветривания Кайракского выхода (%)

CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Al ₂ O ₃ : :SiO ₂
2,08	0,50	0,04	—	—	—	2,20	11,05	1,14
1,76	0,20	0,03	—	—	—	3,81	9,64	2,09
11,00	0,02	0,016	1,87	1,32	7,26	2,90	5,57	3,62
8,05	4,11	1,34	2,50	0,20	4,83	1,60	5,20	2,76
9,42	6,35	0,14	2,96	0,97	5,90	1,72	4,93	0,62

угасающих зерен. Встречаются также волокна коричневого джефферизита, аналогичного джефферизиту из псевдоморфоз по плагиоклазам.

В миндалинах хлорит также значительно изменен. При этом внутренний слой, сложенный амезитом, разлагается прежде наружного. Его изменение происходит аналогично превращениям прохлорита из псевдоморфоз по пироксенам, т. е. вначале образуется голубовато-зеленый джефферизит, который затем разлагается с образованием гидрохлорита и гидроокислов железа. Изменение пеннина в миндалинах выражается в побурении и в повышении двупреломления.

Для этой зоны весьма характерно присутствие петельчатых структур, образованных жилками кварца и светло-коричневого джефферизита. Кварц в жилках имеет волнистое погасание. Нередко он образует выделения, напоминающие сферолиты. Джефферизит, встречающийся вместе с кварцем в петельчатых структурах, имеет одноосный оптический характер и отрицательный знак. Его показатели преломления: $N_g = 1,560$ и $N_p = 1,555$. Форма выделения его часто колломорфная, цвет светло-бурый.

Жилки, образующие петли, иногда обтекают псевдоморфозы по вкрапленникам, в других случаях они пересекают их. Скопления гидроокислов железа пересекаются ими. Соотношение жилок и других структурных элементов говорит о гипергенном происхождении слагающих их кварца и джефферизита. Помимо железа отдельные зерна кварца встречаются в основной массе.

Гидроокислы железа образуют скопления в основной массе, они как бы стремятся отделиться от хлоритового вещества.

Значительное развитие в джефферизитовой зоне имеет карбонатизация породы. Карбонат здесь, судя по показателям преломления, представлен кальцитом. Он встречается как в основной массе, так и в псевдоморфозах по вкрапленникам, в виде зерен неправильной формы, имеющих часто мозаичное угасание. Нередко наблюдается колломорфное строение кальцита. Иногда им замещены сплошные участки породы. В этом случае кальцитизация наблюдается в отдельных прослоях мощностью до 15 см. Кое-где встречаются кальцитовые стяжения, размеры которых достигают 10—12 см. Они вытянуты цепочками по плоскости сланцеватости пород коры выветривания.

Химические анализы (см. табл. 2) показывают, что из джефферизитовой зоны магний вынесен почти совершенно. Содержание окиси натрия значительно уменьшилось. Эти факты свидетельствуют о происшедших в этой зоне процессах выщелачивания пород. Несколько повышенное содержание CaO и SiO₂ по сравнению с неизменной породой можно объяснить присутствием значительных количеств гипергенных кварца и кальцита. Это в свою очередь может свидетельствовать о вносе кремнекислоты и окиси кальция в процессе выветривания. Со-

держание конституционной воды повысилось, по-видимому, вследствие гидратации хлоритов при образовании джефферизитов. Отношение окисного железа к закисному повысилось, что также объясняется образованием джефферизитов из хлоритов.

4. **Гидрохлоритовая зона.** Порода, слагающая гидрохлоритовую зону, имеет темно-серый с зеленоватым оттенком цвет. Встречаются участки зеленовато-бурого цвета. Порода несколько рыхлая, трещиноватая, с землистым изломом. В ней присутствуют хлоритовые стяжения темного зеленовато-серого цвета.

Микроскопическое исследование показало, что порода является сильно измененным выветриванием хлоритизированным эффузивом. Реликтовые структуры в этой зоне выражены лучше, чем в породах джефферизитовой зоны. Это объясняется тем, что в породе содержится меньше минералов гидроокиси железа и гипергенного кварца, которые в подстилающей зоне нарушали эти структуры. В описываемой зоне четко выделяются псевдоморфозы хлорита по пироксену и по микролитам и вкрапленникам плагиоклазов.

В псевдоморфозах по плагиоклазу здесь наблюдается желтовато-зеленый гидрохлорит, образующий мелкочешуйчатые агрегаты. Его оптический знак отрицательный, двупреломление низкое, показатель преломления 1,575.

Псевдоморфозы по пироксенам замещены гидрохлоритом желто-оранжевого цвета, оптически отрицательным. Его двупреломление 0,025, показатели преломления: $N_g=1,648$ и $N_p=1,623$.

Характерной чертой этой зоны является присутствие участков, сложенных зеленым слабо плеохроирующим хлоритом с низким двупреломлением, с показателем преломления около 1,645—1,654 и с отрицательным оптическим знаком. Участки этого хлорита в виде отдельных стяжений величиной до 10—15 см в поперечнике образуют горизонты, параллельные контакту.

Кроме этого, упомянутый хлорит встречается в породах зоны в виде жилкок.

Рентгенограмма этого хлорита сходна с эталонными рентгенограммами шамозита. По своим оптическим и рентгеновским данным он не похож на хлориты, встречающиеся в более низких зонах коры выветривания и в неизменной породе. Но его рентгенограмма и показатели преломления схожи с теми же данными для осадочного хлорита из залегающего выше коры выветривания бокситового пласта, а также для хлорита, цементирующего базальный триасовый конгломерат, непосредственно покрывающий породы коры выветривания.

Приведенные выше факты позволяют сделать следующий вывод. В момент развития коры выветривания происходила инфильтрация растворов из бассейна, в котором шло бокситообразование, в кору выветривания. Вследствие этого, в породах гидрохлоритового горизонта образовались стяжения хлорита, имеющего шамозитовый характер. В более высоких частях этой зоны наблюдается образование джефферизита по описываемому хлориту. Джефферизит имеет оранжевый цвет и плеохроирует от светло-оранжевой до оранжевой окраски. Его показатели преломления: $N_g=1,648$ и $N_p=1,624$.

Образование джефферизита по шамозиту в гидрохлоритовой зоне свидетельствует о том, что происходило выветривание шамозита.

При рассмотрении химических анализов пород гидрохлоритовой зоны (см. табл. 2) видно, что произошел полный вынос калия и натрия и почти полный вынос магния. Соотношение окисного и закисного железа еще больше повысилось — произошло дальнейшее окисление железа в хлоритах. Алуминий, как это видно из соотношения $Al_2O_3 : SiO_2$, накопился по сравнению с кремнием.

5. Каолинитово-галлуазитовая зона. В этой зоне основными породообразующими минералами являются каолинит, галлуазит, гидроокислы железа и магнетит. В подчиненном количестве присутствует гидрохлорит.

Цвет породы темно-серый с лиловым оттенком. Наблюдается пятнистое строение: среди буровато-серых скоплений гидроокислов железа видны участки, сложенные белым каолинитом. Местами каолинит окрашен в желтоватый цвет вследствие присутствия примеси гидрохлорита. Нижний контакт этой зоны с гидрохлоритовой зоной постепенный. Наблюдается некоторая сланцеватость параллельно контакту, особенно в верхней части разреза.

В горизонте, переходном от гидрохлоритовой зоны к каолинитово-галлуазитовой, происходит уменьшение показателей преломления джефферизитов и гидрохлоритов, а также понижение их двупреломления. Интенсивность окраски также понижается. Цвет из бурого и желто-оранжевого становится бледно-зеленым, а затем бесцветным. Оптические константы гидрохлоритов уже в средней части зоны приближаются или равны каолинитовым. Гидроокислы железа при этом обособляются в виде неправильных скоплений. Реликтовая порфировая структура в нижней части зоны сохраняется хорошо, в верхах зоны она начинает нарушаться обособляющимися от хлоритового вещества гидроокислами железа. Очертания псевдоморфоз по вкрапленным расплываются, в основной массе исчезает реликтовое микролитовое строение. Каолинит выделяется в общей массе породы в виде червеобразных форм. Их размеры достигают 0,3 мм. Во многих местах наблюдается тонкое прораствание каолинита с желтым гидрохлоритом. Такой же гидрохлорит присутствует в породе в виде отдельных волокон и их скоплений. Его показатели преломления: $N_g = 1,637$ и $N_p = 1,600$, оптический знак отрицательный, удлинение положительное.

Помимо червеобразных выделений каолинита в породе присутствует галлуазит. Он наблюдается в местах скоплений каолинита между его червеобразными сростками. Совместное образование каолинита и галлуазита произошло, по-видимому, вследствие периодического сезонного изменения условий среды.

Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$, по данным химических анализов (см. табл. 2), в этой зоне равно 0,85. Это говорит о том, что весь кремнезем и весь глинозем полностью связаны в молекуле каолинита или галлуазита (незначительные количества гидрохлорита, по-видимому, не оказали влияния на данные химических анализов). Содержание FeO небольшое при довольно значительном содержании Fe_2O_3 . Присутствие в несколько повышенном количестве MgO можно объяснить наложенным процессом — вносом его с инфильтрующими растворами из бассейна бокситообразования. Он связан в гидрохлорите, образовавшемся по инфильтрационному шамозиту. Натрий и калий вынесены полностью, как это и должно быть в верхней части коры выветривания. Высокое содержание конституционной воды можно объяснить присутствием галлуазита и гидрохлорита.

В заключение высказем некоторые соображения об условиях формирования коры выветривания в районе Кайракского выхода.

Процесс разложения хлоритов начинался с гидратации и окисления закисного железа. При этом первыми начинают гидратироваться и наиболее легко разрушаются хлориты, содержащие больше железа. В результате этого процесса образуются минералы с повышенным двупреломлением и интенсивной окраской. Подобные минералы описаны в литературе как джефферизиты (Гинзбург и Никитина, 1956). Затем происходит дальнейшее разложение продуктов разрушения хлоритов — образование агрегатов из гидроокислов железа, червеобразных кристал-

лов гидрохлорита. Натрий и калий при этом процессе в значительной мере выносятся. В следующую стадию из гидрохлоритов образуются каолинит и галлуазит. Кроме этого, мы предполагаем образование свободного глинозема, который выносился грунтовыми водами в бассейн, где формировались бокситы. Таким же образом выносились титан и железо. О приносе их в водоем в виде растворов свидетельствуют многие структуры бокситов без следов перемыва. Освободившийся кремнезем мигрировал в нижние зоны коры выветривания и выделялся там в виде кварца, образующего петельчатые и колломорфные структуры. Сюда же выносился и кальций.

О генезисе кайрацких бокситов имеются различные высказывания. М. Ф. Викулова (1958) предположительно отнесла кайрацкие бокситы и бокситовые породы к латеритным образованиям. Л. П. Коннов (1958) считает Кайрацкое месторождение переотложенным латеритом. По его мнению, питающая провинция была расположена к востоку и северу от месторождения, в основном в районе гор Сурхантау и вблизи водораздельной части Гиссарского хребта.

По нашему мнению (Гипп, 1959₁), источником бокситового материала служила описанная выше кора выветривания, расположенная в непосредственной близости от месторождения. Скорее всего из нее происходил вынос материала как во взвешенном состоянии, так и в легко подвижной форме — в виде истинного или коллоидного раствора. Свободный глинозем при этом приносился преимущественно в виде раствора. Об этом свидетельствует легкая подвижность всех главных составляющих бокситы компонентов. Так, основной минерал титана — лейкоксен — встречается в виде раскристаллизованных сгустков титанового геля в центрах оолитов или участвует в образовании концентров оолитов. Диаспор образует оолиты, бобовины, наблюдается в жилках, выполняет жеоды. Хлорит, основной носитель железа, образует такие же структуры, как и диаспор.

Следует подчеркнуть, что эти структуры свидетельствуют о высокой подвижности компонентов боксита в осадке, но в какой форме приносился бокситовый материал, можно говорить только предположительно.

Процесс формирования рудной залежи протекал в заболоченных низинах и озерах в восстановительной среде, о чем свидетельствует преобладание закисных форм железа. Минералов окислов и гидроокислов железа бокситы и бокситовые породы почти не содержат.

При образовании бокситов алюминий, титан и окисное железо вели себя одинаково. С увеличением содержания глинозема увеличивается содержание окиси титана и окисного железа. Напротив, содержание кремнезема и закисного железа при этом падает.

Легче всего прослеживается путь миграции титана. Как это видно из описания боксита без следов перемыва, лейкоксен присутствует как в обломочных реликтовых структурах, так и в виде растрескавшихся ядер оолитов и в концентрах. Отсюда можно предположить, что титан выносился как с обломками титановых минералов, так и в виде коллоидного раствора (растрескавшиеся ядра оолитов мы считаем результатом старения геля двуокиси титана).

Алюминий в осадке ведет себя аналогично титану. Поэтому можно предположить, что алюминий мог мигрировать подобно титану в легкоподвижной форме. В бокситах без следов перемыва нет обломочных форм, которые могли бы свидетельствовать о приносе глинозема в обломках.

Свободный глинозем в бокситах и бокситовых породах Кайрацкого выхода подвижен с самого начала образования залежи. Он образует оолиты и бобовины, слагает часть основной массы боксита, выде-

ляется в жилках и жеодах. Это дает возможность предполагать, что и он приносился в легкоподвижной форме.

Относительно форм переноса железа и кремнезема можно высказать лишь те же соображения, что и о формах переноса глинозема.

Перенос материала совершался на очень короткое расстояние. Об этом можно судить по составу пород, слагающих бокситоносные отложения Кайракского выхода. В песчанике нижнего безрудного горизонта содержатся обломки хлоритизированных эффузивов с реликтовой порфировой структурой, обломки хлоритовых сланцев и кварцитов. Все эти породы встречаются в непосредственной близости от месторождения. Материал плохо окатан. Не окатаны даже такие мягкие породы, как хлоритовые сланцы. Реликтовые обломочные формы в верхних частях залежи имеют также угловатые очертания.

О местном источнике материала косвенно может говорить содержание в бокситах и бокситовых породах сотых долей скандия. Примерно в таких же количествах этот подвижный элемент присутствует и в хлоритизированных эффузивах, по которым в районе Кайракского выхода развита кора выветривания. Во встреченных всего в нескольких километрах бокситовых породах скандия нет. Из этого можно сделать вывод, что источником питания водоемов, в которых образовались кайракские бокситы, была расположенная в районе месторождения кора выветривания, а перенос материала совершался на короткое расстояние.

Попавший в водоем материал в процессе диагенеза подвергался глубокому преобразованию. Следует подчеркнуть, что процессы диагенеза проявились при образовании бокситовой залежи гораздо сильнее, чем при формировании подрудного и надрудного горизонтов. Структуры в бокситовом пласте в основном являются результатом диагенетических преобразований. В безрудных же горизонтах обломочные структуры обусловлены характером принесенного материала.

Во время диагенеза сформировались такие структурные элементы, как оолиты, бобовины, жеоды, жилки, пересекающие бокситы в разнообразных направлениях. К диагенетическим минералам относятся диаспор, большая часть лейкоксена, хлорит, каолинит.

Образовавшийся боксит подвергался перемывам и переотложению, причем веществу обломков присущи структуры, характерные для бокситов без следов перемыва. Вновь образованный осадок также испытывал диагенетические преобразования. Обломки цементировались, в цементе опять образовывались диагенетические структуры — жилки, неправильные выделения диаспора, жеоды.

В некоторых частях водоема существовали условия, при которых в боксите кристаллизовался не диаспор, а бёмит. При перемыве бёмитовый боксит попал в среду, которая способствовала кристаллизации диаспора по бёмиту. В перемытом боксите бёмито-диаспорового состава наблюдаются такие же структурные элементы, как и в диаспоровом боксите. Здесь же присутствуют крупные обломки кристаллов диаспора, что свидетельствует об образовании его до или во время перемыва осадка.

Янгоклыкский выход

Этот выход расположен в горах Сурхантау, в левом борту сая Янгоклык, который впадает слева в р. Сангардак-Дарью. Бокситы Янгоклыкского выхода были обнаружены М. Ф. Викуловой при просмотре коллекций И. Е. Губина. В 1939 г. она посетила месторождение и описала его. Вначале, на основании полевых наблюдений, она отнесла его к осадочным образованиям, но после петрографического изучения

шлифов пришла к заключению, что Янгоклькское месторождение является ископаемым латеритом (Викулова, 1948). Некоторые авторы также упоминают янгоклькские бокситы как имеющие латеритное происхождение (Коннов, 1957, 1958; Гинзбург, 1952).

Бокситоносная пачка пород Янгоклькя приурочена к контакту между палеозойскими и мезозойскими отложениями. Она прослеживается в обрыве левого борта сая Янгокльк. В северном и южном окончаниях залежи пласт боксита скрывается под наносами.

Палеозойские породы в районе выхода представлены преимущественно кварцево-хлоритовыми и кварцево-мусковитовыми сланцами и окварцованными и хлоритизированными полевошпатовыми порфирами. Возраст этих пород, по данным П. П. Чуенко, верхнепалеозойский.

На этих породах с угловым несогласием залегают отложения мезозойского возраста. В разрезе Янгоклькского выхода они начинаются породами бокситоносного комплекса, который перекрывается юрскими угленосными отложениями. Возраст бокситоносного комплекса, согласно Л. П. Коннову, верхнетриасовый.

Разрез в районе изученного выхода боксита следующий (снизу вверх):

1. В дне сая и в нижней части его борта обнажаются крепкие плотные светло-серые, почти белые, кварцево-мусковитовые сланцы верхнепалеозойского возраста. В их толще выделяются пласты более сланцеватые, рыхлые и ожелезненные и менее сланцеватые, крепкие и плотные. Вся толща разбита многочисленными трещинами кливажа. Видимая мощность сланцев 5—6 м. Выше идут породы верхнего триаса.

2. Пласт серого сидерита с поверхности окисленного. Он обнажается в нескольких местах на участке протяженностью не более 30 м, большая же часть его скрыта под осыпями. Корка окислов и гидроокислов железа на сидерите достигает нескольких сантиметров. Свежий сидерит имеет ясно видимое кристаллическое строение, отличается плотностью. Верхняя и нижняя границы пласта ровные. Мощность 2,3 м.

3. Глинистая порода серая рассланцованная, плохо размокающая в воде. В породе наблюдаются более плотные участки сидерита в виде стяжений размером до 10—15 см. Изредка встречаются небольшие (1—2 см) гальки глинистых сланцев. Мощность 1,7 м.

4. Боксит серый плотный тяжелый. Верхняя и нижняя границы бокситового пласта четкие и довольно ровные. На поверхности цвет боксита серый с мелкими (не более 2—3 мм) красно-бурыми пятнами. Иногда красно-бурое вещество как бы пропитывает породу, причем остаются неокрашенными мелкие серые бобовинки (табл. IX, 4).

5. Сланцеватая глинистая порода, похожая на подбокситовую породу, цвет ее серый, местами наблюдается побурение от ожелезнения. Встречаются уплотненные участки. Мощность 1,3 м.

6. Серые сланцеватые глинистые породы, местами ожелезненные и сидеритизированные. Обломочный материал в них отсутствует. Мощность 3 м.

Далее вверх по разрезу начинаются отложения юрской угленосной толщи, в которые верхнетриасовые породы переходят постепенно. Границу между палеозойскими породами и верхнетриасовым комплексом мы проводим по поверхности раздела между кварцево-мусковитовыми сланцами и пластом сидерита. Основанием для этого является различный метаморфизм пород, генетическая общность пород бокситоносного комплекса между собой и связь их с вышележащими нижнеюрскими отложениями.

Микроскопическое сложение пород в порядке их напластования снизу вверх по разрезу следующее.

Плотный крепкий кварцево-мусковитовый сланец состоит из зерен кварца и листочков мусковита. Размер зерен кварца от 0,01 до 0,4 мм, форма их чаще всего неправильная, края неровные. Размер листочков мусковита от 0,01 до 2,0 мм. Они рассеяны по всей породе и ориентированы по сланцеватости. Породу пересекают кварцевые жилки, толщина которых достигает 0,1 мм.

Более сланцеватые и рыхлые прослои состоят из зерен кварца размером от 0,005 до 0,2 мм. Расположение зерен беспорядочное, края их неровные. Мусковита в этих прослоях гораздо меньше, чем в более плотных прослоях. В породе наблюдаются хорошо ограненные кристаллы пирита размером до 0,5 мм.

В 2—3 м от верхнего контакта в сланцах начинают встречаться жилки сидерита мощностью до 0,2 мм. Образование жилок произошло по трещинкам и сланцеватости. Более сланцеватые и рыхлые прослои сильнее насыщены жилками сидерита. Кверху количество жилок возрастает, их размеры увеличиваются. Непосредственно у верхнего контакта наблюдаются многочисленные сидеритовые жилки. Сидерит во многих местах разъедает кварц.

Следует отметить, что верхнепалеозойские кварцево-мусковитовые сланцы не носят следов выветривания — пирит даже в непосредственной близости контакта с породами триаса не окислен.

Сидеритовый пласт состоит из крупных (до 0,5 мм) мозаично угасающих зерен сидерита. В нижней части пласта, у самого контакта с кварцево-мусковитовыми сланцами, в сидеритовой массе наблюдаются многочисленные сильно корродированные сидеритом зерна кварца и обломки кварцево-мусковитового сланца. Это, по всей вероятности, сцементированный сидеритом элювий, образовавшийся в результате разрушения кварцево-мусковитовых сланцев.

Среди кристаллов сидерита встречаются участки каолинита. Форма их неправильная, очертания извилистые, размеры от 0,5 до 3—4 мм. Каолинит в этих участках образует пакетики и отдельные листочки, размер которых редко превышает 0,03 мм. Иногда в каолиновой массе присутствуют скопления пирита. Отдельные зерна пирита можно встретить и в сидерите.

Глинистая рассланцованная порода состоит из каолинита и гидрослюда. Каолинит составляет основную массу, имеющую следы течения. В ней наблюдается значительная примесь тонкорассеянного лейкоксена. Иногда встречаются скопления лейкоксена, имеющие угловатые очертания.

Гидрослюда также наблюдается в скоплениях угловатой формы, напоминающих обломки. Она образует крупные чешуйки и червеобразные пакеты до 0,3 мм. Показатели преломления гидрослюда: N_g — 1,573 и N_p — 1,564, что приближает ее к каолиниту. По всей вероятности, в осадок попадали обломки породы, содержащей мусковит в разных стадиях выветривания. Химические анализы, заимствованные у М. Ф. Викуловой (1948), показывают колебания содержания K_2O в разных образцах от 2,14 до 9,03%, что подтверждает присутствие мусковита разной степени выщелачивания.

Стяжения представлены каолинитом с примесью гидроокислов железа. Изредка в них встречаются сидерит и мелкие (около 0,01 мм) кристаллы диаспора. Гидроокислы железа образовались в результате окисления сидерита. Это, по всей вероятности, поверхностный процесс.

Пласт боксита состоит в основном из диаспора, сидерита и каолинита. Изредка встречается циркон, турмалин и кварц.

Диаспор образует мелкие призмочки, размеры которых во всех образцах почти одинаковы: длина их 0,010—0,015 мм, ширина 0,003 мм.

Чаще всего диаспор наблюдается в сплошных скоплениях, иногда в виде отдельных хорошо ограненных зерен в каолините.

Каолинит образует обособленные овальные или неправильные скопления листочков и пакетов; отдельные пакетики каолинита иногда встречаются в массе среди диаспоровых зерен. Размеры пакетов колеблются от 0,05 до 0,2 мм. Граница выделений каолинита с диаспоровой массой бывает как четкой, так и нечеткой. В последнем случае на границе в каолинитовой массе видны отдельные зерна диаспора. Кристаллы диаспора в каолините всегда хорошо огранены и прозрачны.

Очень часто среди каолина присутствуют зерна сидерита. Нередко встречаются выделения лейкоксена в виде неправильных жилок.

Сидерит в боксите составляет от 10 до 40%. Форма выделения и размеры его зерен разнообразны. Наблюдаются отдельные округлые зерна размером от 0,05 до 0,50 мм. В других случаях отдельные участки боксита сложены сплошными выделениями мозаично угасающих зерен сидерита. Форма таких участков как округлая, так и неправильная. Внутри них наблюдаются скопления каолинита и диаспора.

Указанные выше минералы часто образуют структуры, напоминающие оолиты (табл. X, 1, 2). Наиболее полный тип такого оолита следующий. Внутри помещается округлое зерно сидерита. Оно окружено кольцеобразным скоплением листочков каолинита, которое, в свою очередь, окружается скоплением кристалликов диаспора. Оолит заключен в сидеритовую массу. Размеры оолитов до 2 мм.

Анализируя взаимоотношения минералов в породах Янгоклькского выхода, мы пришли к следующим выводам. Диагенетическое минералообразование начинается кристаллизацией зерен сидерита. Затем вокруг них происходило образование скоплений каолинита. Когда не хватало кремнезема на образование каолинитовой молекулы, начинал выделяться диаспор. Так образовались структуры, напоминающие оолиты. Пирит, по-видимому, выделялся одновременно с сидеритом.

Для янгоклькских бокситов характерны следы течения в виде струйчатого распределения дисперсной примеси лейкоксена и диаспоровых зерен. Лейкоксен встречается также в виде угловатых скоплений, напоминающих по своей форме обломки.

В бокситовой массе встречены кристаллы пирита, зерна турмалина и циркона. Изредка попадаются обломки кварцевых зерен, которые обычно включены в сидерит. Кварц не наблюдается в каолинитовой или диаспоровой массе.

Химические анализы янгоклькских бокситов, взятые из статьи М. Ф. Викуловой (1948), показывают высокую потерю при прокаливании, что обусловлено присутствием сидерита (табл. 3).

М. Ф. Викулова привела следующие соображения о генезисе Янгоклькского выхода. «Тесная генетическая связь пород бокситоносного комплекса и залегающих ниже эффузивных пород, проявляющаяся в наличии в боксите и покрывающих и подстилающих его породах реликтовых порфириновых структур и комплекса минералов гидротермального происхождения, изменения минералогического и химического состава пород по разрезу, неровные карманообразные границы пород бокситоносного комплекса, пористость и присутствие желваков в породах кровли и почвы боксита, наличие под нижнеюрскими породами каолинизированного кварцевого порфира позволяет считать бокситы возникшими в результате древнего латеритного выветривания палеозойских эффузивных пород в донижнеюрское время» (Викулова, 1948, стр. 128).

Приведенные нами факты показывают, что эти соображения лишены основания. Прежде всего бокситовый комплекс залегает на кварцево-мусковитовых сланцах, а не на эффузивных породах. Последние

Таблица 3

Химический состав образцов пород Янгоклькского выхода
(по Викуловой, 1948)

№ анализа	Название породы, по С. К. Гиппу	Название породы, по М. Ф. Викуловой	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Потери при прока- ливании	H ₂ O гигроско- пич.	Сумма	Al ₂ O ₃ : SiO ₂
1	Боксит, верхняя часть пласта	Боксит, верхняя часть пласта	12,86	47,72	—	19,29	—	—	—	—	—	18,22	—	98,09	3,5
2	Боксит, средняя часть пласта	Боксит, средняя часть пласта	8,68	52,47	1,84	9,45	9,78	Следы	Следы	—	—	17,76	—	99,98	6
3	Боксит, нижняя часть пласта	Боксит, нижняя часть пласта	25,62	41,81	—	12,97	—	—	—	—	—	16,23	—	96,63	1,6
4	Гидрослюдисто-каоли- нитовый сланец	Подшва боксита (сла- нец серицитовый)	44,58	38,08	0,60	0,54	0,20	Нет	0,82	0,67	9,03	5,12	0,58	100,22	0,85
5	Окисленная сидерито- вая порода	Железорудный горизонт	2,01	0,97	—	67,93	—	—	—	—	—	25,82	—	96,83	0,47
6	Кварцево-мусковитовый сланец	Измененная кислая лава (кварцево-полевошпато- вый) порфир	67,35	20,76	0,18	0,46	0,26	0,31	1,20	0,34	5,36	3,48	0,46	100,16	0,41

хотя и развиты в районе месторождения, но в непосредственной его близости не встречаются. Никаких реликтовых порфировых структур в породах бокситоносного комплекса нет, минералов гидротермального комплекса в них тоже не наблюдается. Смена минералогического состава при переходе от пород палеозоя к породам бокситового комплекса имеет место, но она обусловлена не процессами выветривания, а изменением условий осадконакопления. Карманообразных границ, упоминаемых М. Ф. Викуловой, у пласта боксита нет.

Пористость пород почвы и кровли ничтожная. Сами же бокситы, так же как и сидеритовая порода, являются полнокристаллическими плотными и крепкими, что для латеритов совершенно не характерно. Желваки, упоминаемые М. Ф. Викуловой, не являются признаком, присущим единственно латеритам. Они встречаются и в осадочных образованиях. Наконец, неправильно и последнее доказательство М. Ф. Викуловой — никаких следов каолинизированного кварцевого порфира под нижнеюрскими породами нет.

Против латеритного происхождения янгоклькских бокситов говорит также присутствие сидерита и пирита в породах бокситового комплекса. При таком интенсивном процессе, как латеритное выветривание, эти минералы неминуемо должны были бы полностью окислиться.

Образование пород бокситового комплекса Янгоклькского выхода происходило в заболоченном участке понижения древнего рельефа. В пользу этого свидетельствует образование сидерита и пирита, так как известно, что для осадков болот характерна восстановительная среда. Застойные болотные условия не могли способствовать выветриванию кварцево-мусковитовых сланцев. Поэтому в них мусковит и пирит не выветрены даже близ контакта с мезозойскими породами¹. Присутствие в приконтактной части толщи кварцево-мусковитовых сланцев сидерита в виде жилок, разьедающих кварц, свидетельствует о том, что происходила инфильтрация растворов из водоема в породы, слагающие его ложе. Об инфильтрационном происхождении сидерита в сланцах свидетельствует также и уменьшение числа жилок сверху вниз.

Источником свободного глинозема являлась, по-видимому, кора выветривания, развитая на палеозойских породах. Ее остатки встречаются вблизи месторождения.

Диagenетическими минералами являются сидерит, пирит, каолинит, диаспор и лейкоксен. Следует отметить, что явных доказательств диagenетического происхождения диаспора нет.

Двуокись титана встречена в виде лейкоксена и анатаза. Лейкоксен участвует в образовании структур течения осадка, присутствует в скоплениях каолинита и наблюдается в виде угловатых образований. В первых двух случаях его минералы считаются нами диagenетическими, в последнем случае — сингенетичными.

Кара-Кия-Сайский выход

Кара-Кия-Сайский выход открыт в 1935 г. партией Средне-Азиатского геологического треста под руководством Б. Н. Грозина.

Залежь состоит из нескольких разобщенных выходов бокситов и бокситовых пород. Наибольший по размерам выход расположен в левом борту Кара-Кия-Сая. Несколько меньший выход находится в правом борту того же сая. Кроме того, несколько небольших линз боксита были обнаружены поблизости, в урочище Байкутан. Все упомянутые выходы бокситов выполняют карстовые неровности в верхнесилурийских известняках.

¹ Это не значит, что в районе отсутствует древняя кора выветривания. Палеозойские породы вблизи выхода носят следы интенсивного выветривания.

В основании разреза бокситоносной толщи в левом борту Кара-Кия-Сая залегает бокситовая брекчия. Она является основанием пачки верхнетриасовых конгломератов и песчаников, венчающихся рэт-лейасовыми конгломератами, песчаниками и глинами.

Разрез бокситовой пачки снизу вверх следующий.

1. Светло-серый плотный крепкий известняк. На его контакте с мезозойскими отложениями наблюдается черная гематитовая корка мощностью в 5—6 см.

2. Зеленовато-серая хлоритовая порода, местами содержащая значительные количества свободного глинозема. У самого контакта с известняками порода землистая, рыхлая. Она пересекается многочисленными черными прожилками. Кроме этого, встречаются кальцитовые жилки. Кое-где наблюдается побурение. В породе заметно чередование грубых зеленых прослоев мощностью 20—30 см с темно-бурыми мощностью в 15—20 см.

Среди зеленых прослоев встречаются участки темно-зеленого боксита с ясно выраженным оолитовым строением. Оолиты образуют скопления и слои. Размер оолитов 0,1—0,3 мм, цвет их белый, розоватый или зеленый. Нередко наблюдаются черные железистые оолиты. Встречаются участки, сплошь состоящие из оолитов. Во многих местах строение породы брекчиевое: в зеленой хлоритовой породе присутствуют обломки розовато-белого оолитового боксита.

Бокситы, обнажающиеся по правому борту Кара-Кия-Сая, коричневатокрасные, бобовые. Они заполняют карстовые полости в верхнесилурийских известняках, образуя линзообразные тела.

3. Бокситовая брекчия состоит из угловатых слабоокатанных обломков красновато-коричневого бобового боксита, сцементированных бобовым бокситом такого же цвета. Встречаются обломки розовато-белого боксита, имеющего также бобовое строение. Размеры обломков разнообразны: наиболее крупные имеют в поперечнике 15—20 см; в среднем же их величина колеблется от 3 до 5 см. Вещество, цементирующее обломки, имеет матовый излом. Иногда в нем наблюдаются голубоватые жилки и пятна, достигающие величины 3—4 мм. Кое-где в цементе видна слабо выраженная слоистость.

4. Коричневато-красная бокситовая порода, местами имеющая бобовое строение. По внешнему виду напоминает цемент упомянутой выше бокситовой брекчии. Переход бокситовой брекчии в бокситовую породу постепенный: содержание обломков в бокситовой брекчии уменьшается, затем сходит на нет и остается цемент без обломков.

Выше залегает пачка пород, не содержащих свободного глинозема. Она начинается голубовато-серой брекчией, состоящей из обломков кремней и сланцев, сцементированных глинистым цементом.

Микроскопическое исследование образцов зеленовато-серой бокситовой породы, взятых вблизи контакта с известняками, показало, что она состоит из несколько сланцеватой волокнистой хлоритовой массы, пропитанной выделениями гематита. Сланцеватость выражается в ориентированном расположении волокон хлорита. Встречаются зерна кварца размером до 0,2 мм, а также обломки каолининовой породы и червеобразные пакеты каолинита. Изредка попадаются обломки бёмитовых бобовин размером около 0,5 мм. Эти обломки изотропны и обогащены лейкоксеном. В некоторых местах наблюдаются листочки гидрослюд.

Бобовины и оолиты имеют бёмитовый, реже гематитовый состав. В проходящем свете бёмитовые бобовины имеют желтовато-буроватый цвет, не поляризуют. Лейкоксен в одних случаях распределен равномерно, в других он концентрируется в ядрах. Кроме этого, он образует кольцеобразные скопления, являющиеся концентрирами плохо выраженных оолитов. Концентричность этих оолитов чаще всего создается единствен-

но распределением примеси лейкоксена. Размеры оолитов и бобовин от 0,1 до 0,6 мм. Бёмитовые оолиты и бобовины имеют резкую границу с основной массой, почти всегда растресканы. Наблюдаются две системы трещин. Трещины первой системы секут оолиты и бобовины в разнообразных направлениях и заполнены хлоритом, аналогичным хлориту из основной массы (табл. X, 3).

Трещинки второй системы выполнены диапором. Они иногда обтекают бёмитовые бобовины, иногда пересекают их. Нередко диапор заполняет трещины между концентриками оолитов. Часто наблюдается обособление оолитов от основной массы. Освободившиеся при этом пространства выполнены также диапором (табл. X, 4). Нередко диапорная жилка, образовавшаяся подобным образом, бывает раздроблена, а обломки диапора цементируются хлоритом. Иногда диапоровые жилки пересекаются хлоритовыми.

Таким образом, в зеленовато-сером боксите наблюдается такая последовательность образования минералов: бёмит — диапор — хлорит.

Диапор помимо жилок, в которых он наблюдается в виде прозрачных бесцветных выделений, встречается также в бёмитовых бобовинах в виде неправильных зерен лапчатой формы. Здесь он имеет буроватый цвет и загрязнен лейкоксеном. В этом случае диапор, по-видимому, кристаллизовался по бёмиту. Иногда встречаются участки, в которых оолиты раздроблены. Интересно, что вместе с обломками бёмита наблюдаются также обломки диапора, как чистого (из жилок), так и мутного (из оолитов).

Гематитовые бобовины присутствуют гораздо реже бёмитовых, размер их от 0,1 до 0,5 мм, граница с основной массой четкая. Часто гематитовые бобовины раздроблены, их обломки цементируются хлоритом основной массы.

Встречаются обогащенные лейкоксеном обломки каолининовой породы. Лейкоксен в них содержится по периферии и внутри в виде тонкой сетки жилок (табл. XI, 1).

При микроскопическом изучении бокситовой брекчии выяснилось, что строение обломков и цемента различно.

Обломки из бокситовой брекчии состоят из бобовин, оолитов и цемента. Бобовины имеют размеры 0,1—0,4 мм, форма их круглая или овальная. В большинстве случаев они сложены гематитом. Иногда у них наблюдается зачаточная концентричность. Встречаются бобовины, в центре которых присутствуют выделения каолинита. Изредка наблюдаются бобовины, сложенные бёмитом и обогащенные лейкоксеном. Они полностью тождественны бобовинам из зеленовато-серого боксита. Встречаются регенерированные бобовины: вокруг слабо железистой диапоровой бобовины присутствует гематитовая оторочка. Иногда две бобовины окружены общей оторочкой из гематита. В оолитах концентры, сложенные гематитом, чередуются с концентриками, в которых преобладает ожелезненный диапор. Иногда в центре оолита присутствуют крупные кристаллы диапора, внутри которых видны более мелкие кристаллики.

Растрескивание бобовин и оолитов и отслаивание концентров наблюдаются редко. Гораздо чаще бобовины и оолиты обособляются от цемента с образованием свободных пространств между ними, которые заполнены чистым каолинитом. Такое обособление оолитов и бобовин является, по всей вероятности, следствием усыхания первичного вещества бобовин и оолитов, а также цемента (табл. XI, 4).

У растрескавшихся бобовин и оолитов каолинит выполняет не только пространства между ними и цементом, но и трещины.

Цемент, скрепляющий оолиты и бобовины в обломках из бокситовой брекчии, представлен, в основном, ожелезненным в той или иной сте-

пени диаспором. Кристаллики диаспора имеют форму призмочек, длина которых не более 0,3 мм при ширине 0,01 мм. Цвет их обычно красновато-бурый, что зависит от примеси окислов железа. Встречаются участки цемента, в пределах которых диаспор не ожелезнен.

Кристаллики диаспора чаще всего образуют в цементе сплошную массу, в других случаях они рассеяны в каолините или в окислах железа. Изредка кристаллы диаспора в цементе образуют формы, напоминающие оолиты, не имеющие резкой границы с основной массой; вещество их почти не отличается по составу от основной массы. Концентричность выражается в кольцеобразном распределении кристаллов диаспора и окислов железа. Присутствует каолинит в форме неправильных выделений (табл. XI, 3). Иногда в цементе содержатся крупные кристаллы диаспора лапчатой формы. Встречаются пустоты, выполненные кристаллами диаспора и каолинита (табл. XI, 2).

Исследование под микроскопом показало, что розовато-белые обломки, присутствующие в бокситовой брекчии, состоят из бёмитовых бобовин и оолитов, скрепленных каолиновым цементом. Бобовины и оолиты из этих обломков по своей морфологии и составу идентичны бобовинам и оолитам из зеленовато-серого боксита. Некоторым отличием является сильное их растрескивание и заполнение трещин каолинитом (табл. XII, 1, 2). Лейкоксен в обломках розовато-белого боксита присутствует как в оолитах и бобовинах, так и в цементе. Он рассеян или равномерно по всей массе оолита или бобовины, или же накапливается в отдельных концентраторах. В цементе лейкоксен образует сплошные непрозрачные скопления, заполняющие пространства между бобовинами и оолитами. Трещинки в этих скоплениях заполнены каолинитом. Скопления каолинита с лейкоксеном встречаются в центре оолитов (табл. XII, 3).

Цемент, скрепляющий обломки в бокситовой брекчии, хотя внешне и похож на вещество обломков, микроскопически отличается от него. Он состоит из каолиновой массы, пропитанной гематитом и содержащей многочисленные мелкие и крупные обломки гематитовых, диаспоровых и бёмитовых оолитов и бобовин, а также обломки мелкокристаллической диаспоровой и гематито-каолиновой породы.

В шлифах из бокситовой породы, лежащей выше бокситовой брекчии, обнаружить какие-либо существенные отличия от цемента бокситовой брекчии не удалось.

Бокситы из линз, встреченных по правому борту Кара-Кия-Сая, по своему составу одинаковы с бокситовым веществом, состоящим из красновато-коричневых обломков в бокситовой брекчии. Они состоят из гематитовых и диаспоровых бобовин и оолитов, погруженных в основную массу, состоящую из диаспора, каолинита и гидроокислов железа.

Химические анализы цемента бокситовой брекчии (табл. 4) показывают, что содержание SiO_2 в нем колеблется от 25,56 до 32,90%; Al_2O_3 от 38 до 45,64%. Таким образом, цемент, скрепляющий обломки бокситовой брекчии, нельзя считать бокситом, хотя свободный глинозем в нем присутствует.

В обломках бокситовой брекчии SiO_2 содержится в количестве от 11,02 до 31,24%; Al_2O_3 — 65,00%. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ достигает, в трех случаях из четырех, значений, больших 2,5, т. е. мы имеем дело с высококачественными бокситами.

Анализ бобовой разности зеленовато-серой породы показал, что она является бокситом низкого качества. Повышенное содержание FeO в ней вызвано присутствием хлорита.

Двуокись титана в каракиясайских бокситах и бокситовых породах присутствует в количествах от 1,03 до 2,38%. При рассмотрении табл. 3 видно, что содержание глинозема, суммарного железа и двуокиси тита-

Таблица 4

Химические анализы образцов пород Кара-Кия-Сайского выхода (%)

Порода	Место отбора образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Потери при прокаливании	Сумма	Al ₂ O ₃ : SiO ₂
Бокситовая порода	Верхний контакт пласта	57,14	21,90	9,26	0,15	1,12	10,25	99,72	0,38
	Средняя часть пласта . .	41,96	30,20	12,33	0,38	1,25	12,02	98,14	0,72
	То же	68,50	15,40	6,34	0,46	0,75	8,22	99,67	0,22
	» »	36,42	34,79	15,06	0,54	1,30	10,60	98,71	0,95
	» »	37,76	34,57	13,34	0,35	1,30	10,55	97,82	0,92
	» »	25,84	40,74	16,35	0,73	1,50	11,80	96,94	1,58
	Нижний контакт пласта	37,48	35,35	12,72	0,81	1,38	12,20	99,97	0,94
Бокситовая брекчия	Верхний контакт пласта	32,76	38,34	12,66	0,77	1,55	13,82	99,90	1,17
	Обломок розовато-серого боксита из верхней части пласта	17,00	65,00	1,63	0,42	2,30	13,64	99,99	3,82
	Обломки красновато-коричневого боксита из средней части пласта .	31,26	40,33	10,67	0,63	1,30	14,50	98,69	1,29
	Цемент бокситовой брекчин из средней части пласта	31,30	40,69	11,58	0,39	1,50	11,50	96,96	1,30
	Обломок розовато-серого боксита из средней части пласта	21,32	56,48	6,27	0,15	2,38	13,00	99,60	2,66
	Цемент бокситовой брекчин из средней части пласта	25,56	45,64	13,05	0,61	1,63	13,26	99,75	1,78
	Обломки красновато-коричневого боксита из нижней части пласта .	11,02	56,60	17,74	0,73	1,85	10,98	98,92	5,12
	Цемент бокситовой брекчин из нижней части пласта	32,90	40,00	11,55	1,00	1,50	11,95	98,90	1,21
	Зеленоватая бокситовая порода	21,58	47,00	7,47	8,35	1,80	13,60	99,80	2,18

на изменяется одинаково, а содержание кремнезема дает обратную картину. Таким образом, увеличение приноса первых трех компонентов совершалось при уменьшении приноса кремнезема и, наоборот, когда приносилось больше кремнезема, уменьшался принос глинозема, суммарного железа и двуокиси титана. Это указывает на геохимическую близость этих трех компонентов в процессе образования бокситовой залежи Кара-Кия-Сайского выхода, в то время как кремнезем им противополжен.

Рентгеновский и термический анализы бёмита и диаспора из кара-киясайских бокситов подтвердили данные микроскопических исследований.

Некоторые выводы. Источником основных компонентов бокситов служила, по всей вероятности, кора выветривания. Ее остатки обнаружены в нескольких километрах восточнее выхода. Здесь наблюдается сильное побеление палеозойских сланцев вблизи их контакта с мезозойскими отложениями.

Формирование залежей бокситов и бокситовых пород Кара-Кия-Сая происходило в области распространения карстового рельефа. В карсто-

вых понижениях существовали небольшие водоемы, снабженные материалом которых происходило неравномерно, а сам материал не всегда был одинаковым по составу. В результате образовались бокситы и бокситовые породы четырех типов: 1) зеленовато-серый бобово-оолитовый боксит; 2) бокситовая брекчия; 3) коричневатокрасная бокситовая порода, залегающая выше бокситовой брекчии; 4) коричневатокрасный боксит из линз, встречающихся по правому борту Кара-Кия-Сая. По составу и строению он похож на коричневатокрасные обломки бокситовой брекчии. В зеленовато-сером оолитовом боксите вначале образовались бёмитовые бобовины и оолиты, содержащие примесь лейкоксена. Образование их произошло без переноса на большие расстояния. Об этом свидетельствует хорошая их сохранность. При усыхании оолиты и бобовины растрескивались, в трещинках кристаллизовался диаспор. Трещинки, vyplненные диаспором, образовались также в незначительном количестве и в основной массе. Затем образовалась хлоритовая основная масса, сцементировавшая оолиты и бобовины. Хлорит основной массы заполнил также трещинки более поздней генерации, чем выполненные диаспором.

Позднее произошла кристаллизация диаспора по бёмиту. Предположительно, это приурочилось к эпигенетической стадии. Редкие гематитовые бобовины в зеленовато-сером боксите сингенетичны бёмитовым оолитам и бобовинам. Они свидетельствуют о том, что в водоеме до образования хлоритового цемента существовали окислительные условия.

В некоторых случаях образования хлоритового цемента не происходило, а бобовины и оолиты цементировались каолинистым цементом. Причиной этому, по всей вероятности, послужило отсутствие железа в материале, который приносился в водоем. Диаспор в этих бокситах также не содержится. В дальнейшем из этого боксита образовались обломки розовато-белого боксита, попавшие в бокситовую брекчию.

Чаще всего железо приносилось в больших количествах, что способствовало образованию красновато-коричневого боксита. Образование бобовин и оолитов совершалось при непрерывном перемыве. На первом этапе формирования боксита, как нам кажется, существовал песок, состоящий из гематитовых, диаспоро-гематитовых и диаспоровых оолитов и бобовин.

Пространство между оолитами и бобовинами было заполнено массой, обогащенной свободным глиноземом и содержащей каолинит, обломки гематитовой породы, гель двуокиси титана, окислы железа. Эта масса при раскристаллизации сцементировала оолиты и бобовины. При этом происходило обособление оолитов и бобовин. Образовавшиеся пространства впоследствии заполнялись каолинитом. В основной массе при ее формировании образовались оолиты без следов перемыва, подобные описанным для кайрацких бокситов.

В дальнейшем происходило расчленение рельефа. Образовавшиеся к этому времени небольшие бокситовые залежи переотлагались. При этом смешивались обломки боксита разных типов. В бассейне, в котором происходило накопление обломков боксита, приносился в небольшом количестве свободный глинозем, а также каолинит, окисное железо, обломки различных бобовин и т. п. Этим материалом и были цементированы обломки боксита.

В конце времени бокситонакопления обломки боксита перестали поступать в бассейн, но принос компонентов цемента продолжался. Из них образовалась бокситовая порода, покрывающая бокситовую брекчию.

В заключение следует подчеркнуть, что в бокситовой брекчии присутствуют обломки как бёмитовых бокситов, так и диаспоровых. Кроме

того, в диаспоровом цементе бокситов присутствуют обломки бёмитовых бобовин. Изменение бёмита в диаспор не произошло, в то время как образование диаспора совершалось. Это, как нам кажется, позволяет говорить, что диаспор в каракиясайских бокситах имеет не метаморфическое, а диагенетическое происхождение.

Майли-Суйский выход

Майли-Суйский выход бокситов открыт в 1935 г. А. В. Пейве. Он расположен в северном обрамлении Ферганы на правом берегу р. Майли-Су. А. В. Пейве (1937) описал условия залегания бокситового пласта, дал литологическую характеристику как самих бокситов, так и вмещающих их пород. По его мнению, бокситы Майли-Су являются типичным озерным осадком. Рудный горизонт выхода Майли-Су залегает несогласно на визейских известняках, поставленных на голову. Сюга и юго-востока месторождение ограничено обрывом правого берега р. Майли-Су. С севера и северо-запада оно граничит по надвигу с порфирито-сланцевой толщей верхнего карбона. На поверхности пород рудного горизонта кое-где сохранились углистые глины с пропластками угля. В близлежащих районах в таких же угленосных отложениях была собрана флора и определена как лейас — доггер.

Поверхность известняков, на которых в районе месторождения залегают мезозойские отложения, неровная. Как это видно в обнажении правого берега р. Майли-Су, понижения древнего рельефа по сравнению с выступами имеют глубину до 6 м. Известняки близ контакта почти совершенно не изменены, они сохраняют свой цвет и строение. Лишь на самой поверхности известняка, на контакте его с мезозойскими отложениями, наблюдается черная железистая корка. Эта корка присутствует во всех обнажениях, в которых удалось увидеть непосредственный контакт известняков с мезозойскими отложениями. Мощность корки не превышает 3—4 см, чаще всего она имеет толщину 0,5—1,0 см. Корка состоит почти целиком из гематита и кристаллов кальцита, а также, частично, доломита (известняки также содержат примесь доломита). На поверхности корки встречаются крупные, до 0,5 см, кристаллы кальцита. Разрез мезозойских отложений выхода бокситов Майли-Су следующий.

1. На визейских известняках почти повсеместно залегает красно-бурая несколько рыхлая песчанистая глина, имеющая местами скопления черных гематитовых галек, напоминающих по внешнему виду бобовины. В нижней части пласта, непосредственно на черной корке, покрывающей известняки, нередко наблюдается тонкий (1—2 см) пропласток розовой глины, сильно обогащенной лейкоксеном (TiO_2 7,5%).

Скопления галек образуют прослои мощностью до 0,5 м, иногда линзовидные. Гальки по составу чаще всего гематитовые, но встречаются хорошо окатанные гальки кварцево-мусковитовых и хлоритовых сланцев, а также кремней. Хлоритовые сланцы интенсивно изменены и ожелезнены. Наблюдается образование джефферизита по хлориту. Размер галек внизу слоя достигает 5 см, вверх по разрезу уменьшается.

В северной части месторождения под пластом красно-бурой глины присутствует грубозернистый кварцевый песчаник с каолинистым цементом. Красно-бурая глина заполняет неровности древнего рельефа известняков; мощность ее поэтому изменчива — во впадинах достигает 6—8 м, а на выступах уменьшается до нуля.

2. Выше залегает зеленоватая-серая бокситовая порода, содержащая небольшое количество свободного глинозема. Содержание его в верх-

ней части горизонта выше, чем в нижней. Контакт пласта этой породы с нижележащим и вышележащим пластами нерезкий. Порода плотная и крепкая с землистым изломом. В некоторых местах, особенно в верхней части пласта, наблюдается бобовое строение. Размер бобовин до 3 мм, они обладают одинаковой плотностью с основной массой. Некоторые участки породы пересечены многочисленными буровато-коричневыми жилками.

В верхней части пласта чередуются слои серой небобовой однородной породы и слои бобового строения. Бобовины при этом скрепляются гематитом. Мощность таких слоев 0,5—2 см. Многочисленные жилки гематита толщиной до 1 мм идут параллельно слоистости. Эти жилки ветвятся, и вся порода оказывается испещренной тонкой сеткой жилок.

3. Зеленовато-серая порода вверх постепенно сменяется крепким плотным бокситом бобового строения. Цвет его в нижней части пласта желтовато-бурый, а вверху буровато-красный.

4. Кровлей рудного горизонта является плотная железистая серовато-розовая глинистая порода. Она залегает выдержанным по всему месторождению пластом. Выше в некоторых местах встречаются черные углистые аргиллиты.

Микроскопическое описание пород приводим в порядке их залегания снизу вверх по разрезу.

Красно-бурая глинистая порода имеет обломочное строение. Оно наиболее хорошо выражено в нижней части пласта, где наблюдаются многочисленные обломки кварца, кварцита, сланцев, гематита, а также превращенные в лейкоксен обломки титаносодержащего минерала, первичная природа которого осталась невыясненной. Изредка встречаются зерна обломочного турмалина. Все эти обломки сцементированы красно-бурой глинисто-железистой массой, среди которой заметны выделения каолинита. Размеры обломков меняются от 0,02—0,04 до 1 мм. Помимо этого встречаются гальки, о которых уже говорилось выше.

Обломки кварца и кварцита интенсивно разъедаются гидроокислами железа. Большая часть обломков имеет неправильную угловатую форму. В некоторых случаях встречаются окатанные зерна, форма которых слабо нарушена при разъедании гидроокислами железа. Псевдоморфозы лейкоксена по обломкам неизвестного минерала имеют размеры до 0,5 мм. Форма чаще всего угловатая. Встречаются псевдоморфозы с реликтами темно-серого в отраженном свете минерала, вероятно, ильменита. В породе рассеяны многочисленные обломки гематита. Размер их достигает 4 мм, но чаще не превышает 0,4 мм.

Основная масса красно-бурой глинистой породы просвечивает в шлифах и имеет рубиново-красный цвет. Она состоит, по всей вероятности, из дисперсного гематита и каолинита. Последний в некоторых местах образует выделения неправильной формы, свободные от окислов железа. Чешуйки каолинита в этих выделениях расположены беспорядочно.

Небобовая разность зеленовато-серой бокситовой породы состоит из зеленовато-серой, иногда желтовато-серой хлоритовой массы с показателем преломления 1,597. Наблюдается сильное загрязнение лейкоксеном, который тонко равномерно распылен в виде частиц размерами 0,001—0,002 мм и лишь изредка образует следы течения. Встречаются пустотки, выполненные анатазом и каолинитом. Зерна анатаза располагаются как по краям пустот, так и внутри. Анатаз, кроме этого, встречается в основной массе породы в виде отдельных зерен, размер которых достигает 0,05 мм. В породе рассеяны многочисленные неправильные скопления гематита, иногда содержащие внутри сильно изъеденные зерна сидерита.

В зеленовато-серой породе с бобовым строением характерно появление бёмита. Цементирующая масса аналогична по строению и составу небобовой разности зеленовато-серой бокситовой породы. Бобовины состоят из каолинита, бёмита и лейкоксена. По своему характеру они аналогичны зачаточным оолитам из Янгоклыкского месторождения. В их центрах находится скопление каолинита или выделение гидроокислов железа. Нередко в центре присутствует растрескавшееся скопление лейкоксена, напоминающее лейкоксеновое ядро оолита из Кайракского выхода. По периферии такого ядра наблюдаются кристаллики бёмита. Иногда встречаются бобовины, сплошь состоящие из одного бёмита. Характерна приуроченность скоплений лейкоксена к бобовинам. Они встречаются не только в ядрах, но и образуют вокруг них зачаточные концентры.

Бёмит в бобовинах содержится в виде кристаллов, размер которых достигает 0,05 мм, $N_g=1,643$ и $N_p=1,637$. Они иногда имеют форму треугольников или ромбиков, но чаще наблюдается кристаллическая бёмитовая масса из зерен, не имеющих правильной формы. В пустотках и трещинках бёмит чистый, обычно в форме ромбиков.

В местах, где участки, имеющие бобовое строение, контактируют с небобовыми участками, видно, что некоторые бобовины лишь частично окружены гематитом. В том месте, где гематит отсутствует, бобовина без резкого перехода соединяется с хлоритовой основной массой (табл. XII, 4).

Собственно боксит по своему строению похож на бобовую бокситовую породу. Он состоит из бёмитовых бобовин и цементирующей основной массы. Размер бобовин не превышает 1,5—2 мм. Бёмит в них сильно загрязнен дисперсными кристаллами лейкоксена и мелкими обломочками гидроокислов железа. Его зерна, в отличие от зерен бёмита из подстилающей зеленовато-серой породы, плохо огранены и имеют меньшие размеры — от 0,003 до 0,01 мм. В центре бобовин обычно находится

Таблица 5

Химические анализы образцов пород из выхода Майли-Су (%)

Название породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Потери при прокаливании	Сумма	Al ₂ O ₃ :SiO ₂
Серовато-розовая глина	32,54	30,75	14,13	1,60	5,10	13,80	97,92	0,95
Буровато-красный боксит								
верхняя часть пласта	4,20	24,50	51,64	0,15	3,75	14,66	98,90	5,83
нижняя часть пласта	8,60	33,60	35,84	0,15	6,00	15,70	99,89	3,91
Зеленовато-серая бокситовая порода								
верхняя часть пласта	27,64	32,50	13,22	5,93	5,12	13,45	97,86	1,18
средняя часть пласта	28,86	25,96	10,51	10,39	3,51	18,76	97,99	0,90
нижняя часть пласта	29,32	26,40	21,36	1,97	3,75	17,10	99,90	0,90
Красно-буряя глина								
верхняя часть пласта	25,22	22,70	35,23	0,62	3,38	11,83	98,98	0,90
средняя часть пласта	26,60	24,56	32,95	0,58	3,25	12,00	99,94	0,93
нижняя часть пласта	34,52	27,44	18,69	0,51	3,00	14,64	98,80	0,80
Розовая глина	37,00	31,80	6,59	1,00	7,50	16,00	99,89	0,86

жаолинит в виде чешуек. Выделение каолинита окружается концентром из бёмита, который, в свою очередь, окружен окислами железа.

Цементирующая основная масса представлена в основном гематитом. Она плохо просвечивает в прозрачных шлифах, в отраженном свете имеет красный цвет. Во многих местах цементирующей основной массе присуще ясно видимое в отраженном свете колломорфное строение. Лейкоксен имеет три формы выделения: тонкораспыленную, концентрирующуюся вокруг бобовин и встречающуюся в виде угловатых скоплений. А. В. Пейве (1937) описал майлисуйские бокситы как гидраргиллит-диаспоровые, в то время как А. Д. Смирнов (1940) указывал на их диаспоровый состав. Рентгеновские исследования наших образцов подтвердили данные микроскопического изучения шлифов о бёмитовом составе майлисуйских бокситов. Химические анализы (табл. 5) показали, что содержание Al_2O_3 в них имеет сравнительно низкие значения — от 24,50 до 33,60%. Отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ довольно высокое — 3,9 и 5,75. Зеленовато-серые бокситы содержат закисное железо, что согласуется с присутствием в них хлоритов. Содержание TiO_2 в майлисуйских бокситах довольно высокое, от 2,5 до 6,0%.

Образование бокситов Майли-Су происходило в районе развития карстового рельефа и началось заполнением карстовых неровностей глинистыми отложениями. В результате этого явления произошло образование болотных водоемов. В эти водоемы приносились продукты химического разрушения горных пород из коры выветривания. Кора выветривания была обнаружена всего в нескольких километрах от выхода, в урочище Сары-Бия. Материал приносился в бассейн в легкоподвижной форме. Это подтверждается тем, что в бокситах и бокситовых породах Майли-Су отсутствуют обломочные формы.

Зеленовато-серые бокситы имеют в своем составе хлорит, содержащий закисное железо. Это вполне согласуется с предположением, что бокситообразование происходило в болотном водоеме, для которого характерна восстановительная среда.

Выводы

Различия изученных выходов определились главным образом типом водоема, в котором происходило осадкообразование; в меньшей степени они были вызваны характером приносимого материала. Так, бокситы Янгоклыка образовались в болотном водоеме небольших размеров. Они не имеют обломочных структур, которые свидетельствовали бы о значительных волнениях. Сильные восстановительные условия вызвали образование сидерита, а весь кремнезем был связан в каолинит. Кайраковский выход образовался в водоеме большего размера и, по-видимому, менее заболоченном. В его бокситах широко развиты структуры, свидетельствующие о сильных переменах осадка.

Наиболее пестрый характер имеют бокситы Кара-Кия-Сая. Это объясняется прежде всего сильной расчлененностью карстового рельефа. Образование бокситов происходило одновременно с развитием карста. Это обусловило оползание материала по склонам карстового рельефа, в результате чего получились брекчиевые структуры. Принос материала в разные части месторождения был неодинаков, что в некоторых случаях вызвало образование безжелезистых бокситов. Окислительная среда является причиной нахождения железа в окисной форме. Лишь в редких местах существовали застойные воды, в осадках которых образовались хлоритовые разности боксита.

Бокситы Майли-Су, хотя и формировались в районе развития карста, отличаются от бокситов Кара-Кия-Сая. Причиной этого является за-

полнение карстовых неровностей рельефа глинами, что вызвало заболачивание местности. В майлисуйских бокситах в нижней части залежи железо присутствует в равной степени как в окисной, так и в закисной формах. Верхняя часть залежи содержит почти исключительно окисное железо. Это говорит об изменении условий бокситообразования во времени. Вначале в условиях заболоченной местности существовала восстановительная среда и произошло формирование хлорито-бёмитовых бокситовых пород. Затем обстановка изменилась, среда стала окислительной и образовались гематито-бёмитовые руды.

Общие черты процесса бокситообразования, характерные для всех четырех изученных месторождений, следующие.

1. Все месторождения расположены в непосредственной близости от коры выветривания. Кора выветривания являлась источником основных компонентов бокситов.

2. Перенос продуктов выветривания совершался на очень короткие расстояния. Это особенно ясно видно на примере Кайракского выхода.

3. Обломочные структуры бокситов образуются, по нашему мнению, при местных перемывах осадков.

4. Для всех рассмотренных типов выходов характерна геохимическая общность алюминия и титана. Железо в одних случаях ведет себя аналогично этим элементам, в других противоположно им. Поведение кремния всегда противоположно алюминию и титану.

5. При формировании бокситов все основные их компоненты имели высокую подвижность: они участвуют в образовании оолитов и бобовин, образуют жилки, выполняют трещинки и пустоты.

6. Формирование основных структур руд и породообразующих минералов произошло при диагенезе.

7. Все бокситы относятся к моногидратному типу. Как диаспор, так и бёмит кристаллизовались в стадию диагенеза осадка.

ЛИТЕРАТУРА

- Бенеславский С. И. Жилки и жилкоподобные образования в бокситах. — Докл. АН СССР, 1954, 97, № 4.
- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1953.
- Викуллова М. Ф. Теоретические основы поисков бокситов на территории СССР. — Материалы ВСЕГЕИ, 1946, полезные ископ., сб. 3.
- Викуллова М. Ф. Ископаемые месторождения бокситов — латеритов в Средней Азии и перспективы поисков мезозойских бокситов. — Материалы ВСЕГЕИ, 1948, полезные ископ., сб. 4.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Пер. с англ. ИЛ, 1953.
- Гинзбург И. И. Латеритное выветривание как источник бокситов. Минералогический состав и условия образования бокситов. (Обзор литературы за 1946—1950 гг.). — В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. Изд-во АН СССР, 1952.
- Гинзбург И. И., Никитина А. П. Продукты выветривания некоторых хлоритов УССР. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Гипп С. К. 1. О генезисе Кайракского месторождения бокситов. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гипп С. К. 2. Титан в бокситах Кайракского месторождения. — Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.
- Горевский Ю. К., Лаврович Н. С., Любимов А. Л. Бокситы. М., Госгеоллиздат, 1949. (Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 10).
- Коннов Л. П. 1. Древняя кора гумидного выветривания в Гиссарской горной системе. — Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 10.
- Коннов Л. П. 2. К вопросу о метаморфизме верхнетриасовой гумидно-континентальной формации Гиссарского хребта. — Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1956, вып. 9.
- Коннов Л. П. К вопросу о бокситах Кундаджуазского месторождения в Южном Узбекистане. — Докл. АН Узб. ССР, 1957, № 4.

- Коннов Л. П. Мезозойские бокситы Средней Азии.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Пейве А. В. Бокситы Средней Азии. Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 99, 1937.
- Смирнов А. Д. Минералогический состав мезозойских бокситов Средней Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 3.
- Терентьева К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958.
- Чуенко П. П. 1. Геологическая карта Средней Азии.— Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 66, 1937.
- Чуенко П. П. 2. Юго-западные отроги Гиссарского хребта.— В кн.: Геология Узбекистана. Т. 2. Л.— М., ОНТИ, 1937.

Таблица I

1. Образец боксита со следами перемыва. Видны слойки, обогащенные диаспоровыми бобовинами и их обломками (светлые), и слойки, в которых преобладает хлорит (темные). Уменьшено в 2 раза. Кайрак.
2. Оолит из боксита без следов перемыва. Его центральная часть обогащена лейкоксеном (темное). В лейкоксеновой массе видны трещины, выполненные игольчатыми кристаллами диаспора. Граница оолита с основной массой нечеткая. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
3. Оолит из боксита без следов перемыва. Концентричность выражается чередованием концентров, обогащенных диаспором, и концентров, сложенных веществом основной массы. Граница оолита с основной массой нерезкая. Вокруг ядра наблюдается концентрическая трещина усыхания, выполненная диаспором. Места скопления диаспора хорошо видны в скрещенных николях. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
4. То же. Николи скрещены.
5. Растрескавшееся лейкоксеновое ядро оолита. Трещинки в нем выполнены каолином, хлоритом и диаспором. Вокруг ядра видны темные концентрические участки, обогащенные лейкоксеном. Увел. 90. При одном никеле. Кайрак.

Таблица II

1. Жеода в боксите без следов перемыва, выполненная каолинитом (белое) и диаспором (кристаллы с высоким рельефом). Вокруг жеоды наблюдается обогащение лейкоксеном (черное). Основная масса, вмещающая жеоду, представлена хлоритом и диаспором. Увел. 90. При одном никеле. Кайрак.
2. Основная масса боксита без следов перемыва сложена диаспором (белые зерна). Хлорит (черное) образует формы, напоминающие бобовины. Увел. 30. Николи скрещены. Кайрак.
3. Скопление червеобразных кристаллов каолинита в боксите без следов перемыва. Увел. 90. При одном никеле. Кайрак.

Таблица III

1. Боксит хлорито-диаспоровый без следов перемыва. Лейкоксен в виде кольцеобразного выделения и черных угловатых образований (а). Червеобразные кристаллы каолинита находятся в кольце лейкоксена. Увел. 90. При одном никеле. Кайрак.
2. Переотложенный оолит в боксите со следами перемыва. В его центре находится растрескавшееся лейкоксеновое ядро (черное). В концентрках наблюдается обогащение лейкоксеном (серое). Вещество оолита представлено диаспором. Края оолита обломаны. Увел. 20. При одном никеле. Кайрак.
3. Хлоритовая жилка в хлоритово-диаспоровой основной массе боксита без следов перемыва. Черные точки в основной массе — лейкоксен; в жилке лейкоксен отсутствует. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
4. То же. Николи скрещены. Видны мелкие двупреломляющие зерна диаспора (белое), изотропная хлоритовая масса (черное) и кристаллы раскристаллизованного хлорита (серое).
5. Переотложенный обломок жеоды. Внутри его полости видны кристаллы диаспора. Увел. 150. При одном никеле. Кайрак.

Таблица IV

1. Растрескавшееся ядро пизолита в боксите со следами перемыва. Трещины выполнены хлоритом (а), каолинитом (б) и диаспором (в). Тонкие трещинки выполнены диаспором. Увел. 10. При одном никеле. Кайрак.
2. Боксит со следами перемыва. Оолиты имеют резкую границу с основной массой, края иногда обломаны. В центре оолитов наблюдается обогащение лейкоксеном. В боксите содержатся обогащенные лейкоксеном диаспоровые скорлупки оолитов, обломки диаспоровых оолитов и бобовин. Основная масса — хлорит. Увел. 35. При одном никеле. Кайрак.

3. Переотложенный оолит в боксите со следами перемыва. Граница диаспорового вещества, слагающего оолит, с хлоритовой массой четкая. Края оолита обломаны. Пространства между отслоенным концентром и оолитом заполнено хлоритом. Черные участки внутри оолита — лейкоксен. Увел. 46. При одном никеле. Кайрак.

Таблица V

1. Обломок диаспорового боксита оолитового строения. Внутри оолита наблюдаются растрескавшиеся лейкоксеновые скопления (черное) и выделения каолинита (белое), а также удлиненные кристаллы диаспора. Вмещающая масса представлена хлоритом. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
2. Агрегаты раскристаллизованного хлорита в изотропной хлоритовой массе. Увел. 70. Никולי скрещены. Кайрак.
3. Слоистость в боксите со следами перемыва, подчеркиваемая распределением обломков хлорита, диаспора и лейкоксена. Увел. 30. При одном никеле. Кайрак.

Таблица VI

1. Пустотка в боксите со следами перемыва, выполненная кристаллами диаспора и каолинитом. Кристаллы диаспора располагаются по стенкам пустотки. Внутреннее ее пространство выполнено каолинитом. Слева от пустотки видна диаспоровая жилка. В основной массе боксита наблюдаются в большом количестве скопления лейкоксена (темные участки). Увел. 150. При одном никеле. Кайрак.
2. То же. Никולי скрещены.
3. Боксит со следами перемыва. Жилки и выделения диаспора в хлоритовой основной массе. Увел. 90. Никולי скрещены. Кайрак.
4. Оолит в бёмито-диаспоровом боксите, состоящий целиком из крупных кристаллов диаспора лапчатой формы. Увел. 150. Никולי скрещены. Кайрак.

Таблица VII

1. Бобовинка в бёмито-диаспоровом боксите. На ее границе с основной массой видна оторочка из органического вещества. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
2. То же. Никולי скрещены. Видно, что по мелкокристаллической бёмитовой массе (низкодвупреломляющие мелкие кристаллики) развиваются крупные кристаллы диаспора лапчатой формы (белые участки).
3. Оолит из бёмито-диаспорового боксита. Видны трещинки обезвоживания. Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
4. То же. Никולי скрещены. По низкодвупреломляющей бёмитовой массе раскристаллизовываются крупные кристаллы диаспора дугообразной формы. Отдельные кристаллы диаспора при кристаллизации захватили как вещество ядра, так и трещинки обезвоживания.

Таблица VIII

1. Окатанный обломок бёмитовой породы с редкими кристаллами диаспора (а). Увел. 70. При одном никеле. Кайрак.
2. Сросток крупных кристаллов диаспора в бёмито-диаспоровом боксите. Увел. 150. Никולי скрещены. Кайрак.
3. Кристаллы диаспора в обломке обуглившейся древесины. Увел. 70. Никולי скрещены. Кайрак.

Таблица IX

1. Растрескавшееся скопление органического вещества. В трещинках образовались кристаллы диаспора, повторяющие изгибы трещин. Увел. 90. При одном никеле. Кайрак.
2. То же. Никולי скрещены.
3. Пустотка в основной массе бёмито-диаспорового боксита, выполненная каолинитом и диаспором. Увел. 150. При одном никеле. Кайрак.
4. Сидерито-диаспоровый боксит; темная масса — гидроокислы железа, развитые по сидериту. Нат. вел. Янгоклык.

Таблица X

1. Сидерито-диаспоровый боксит. В центральной части оолита расположено округлое зерно сидерита. Оно окружено кольцеобразным скоплением каолинита, которое, в

свою очередь, облекается скоплением кристаллов диаспора. Вмещающая основная масса представлена окислившимся сидеритом с диаспором и реликтами свежего сидерита. Увел. 70. При одном никеле. Янгоклык.

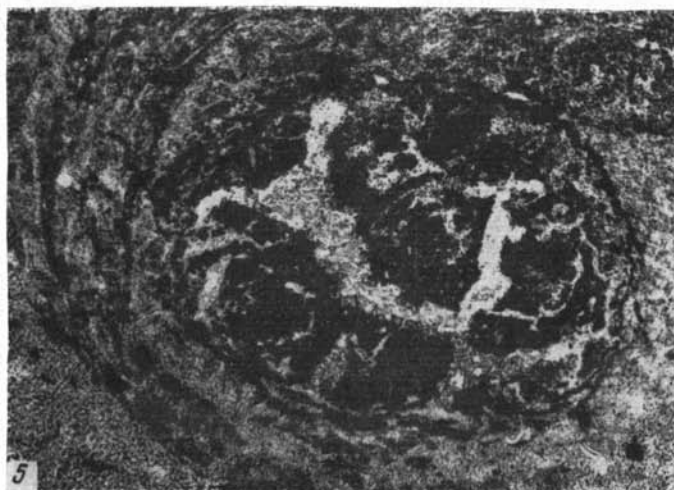
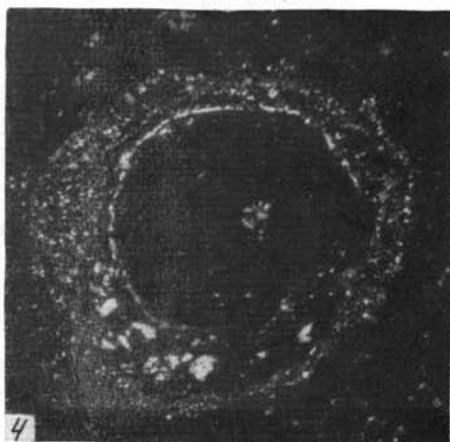
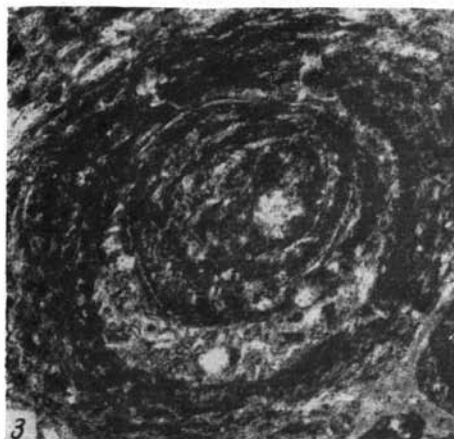
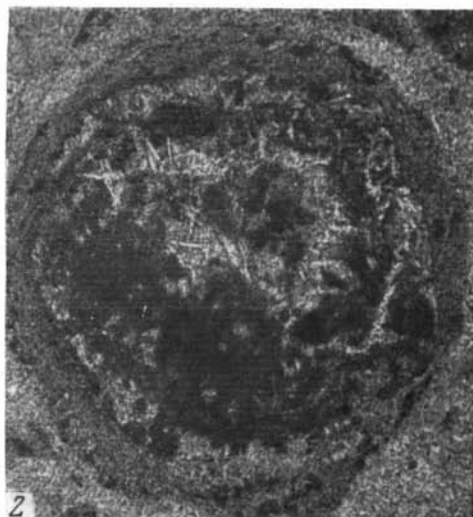
2. То же. Никולי скрещены.
3. Бёмитовый оолит, пересеченный трещинкой, заполненной хлоритом. Увел. 150. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
4. Хлорито-бёмитовый боксит. Бобовины и оолиты представлены бёмитом. Концентричность оолитов обуславливается распределением лейкоксена. Основная масса состоит из хлорита. Трещинки обособления оолитов и бобовин от основной массы заполнены диаспором (тонкие жилки). Увел. 150. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.

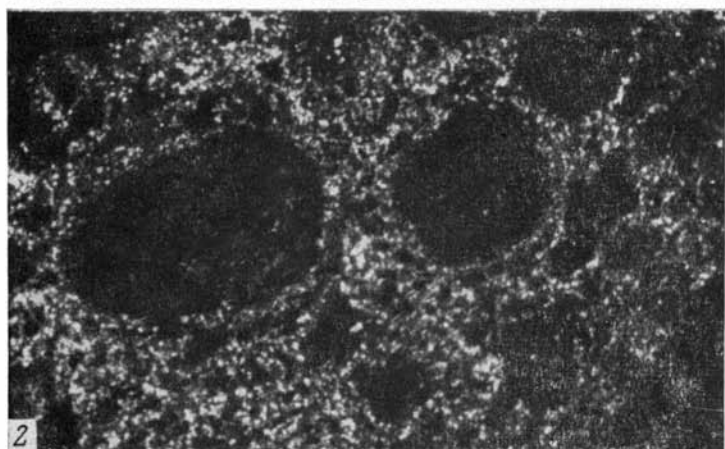
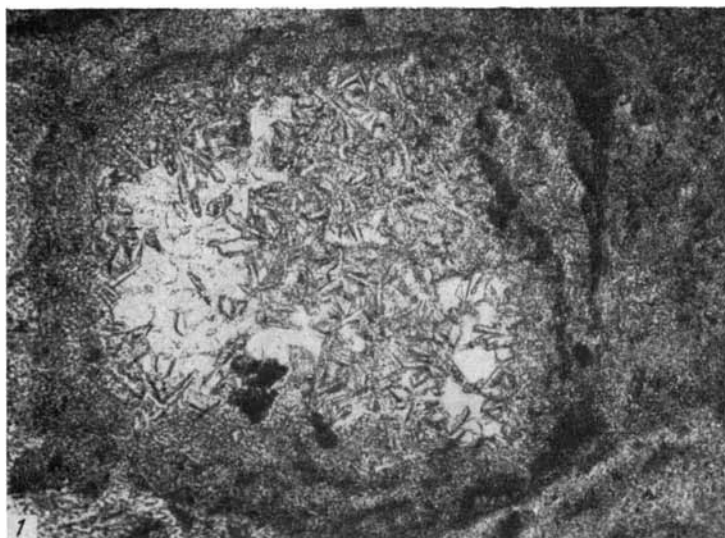
Таблица XI

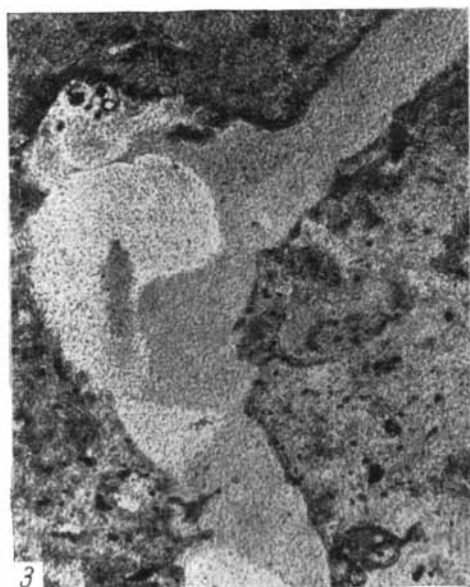
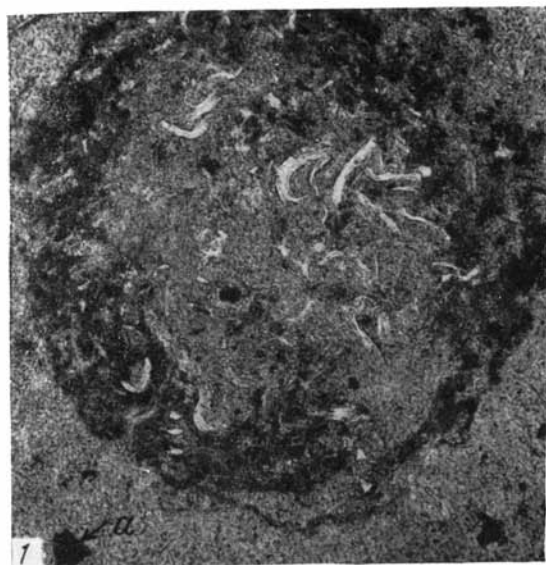
1. Каолинит (серое) и лейкоксен (черное) в форме, напоминающей обломок. Увел. 70. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
2. Пустотка, выполненная каолинитом и диаспором, в цементе оолитов и бобовин в обломках из бокситовой брекчии. Увел. 365. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
3. Гематито-диаспоровый боксит. Бобовины представлены диаспором и гематитом. Цемент состоит из кристалликов диаспора, которые образуют оолит, не имеющий резкой границы с основной массой. Концентричность оолита выражена кольцеобразным распределением кристаллов диаспора и окислов железа. Увел. 150. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
4. Гематито-диаспоровый боксит бобового строения, слагающий обломок из бокситовой брекчии. Видно обособление бобовин от основной массы, освободившиеся при этом пространства заполнены каолинитом (белое). Увел. 70. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.

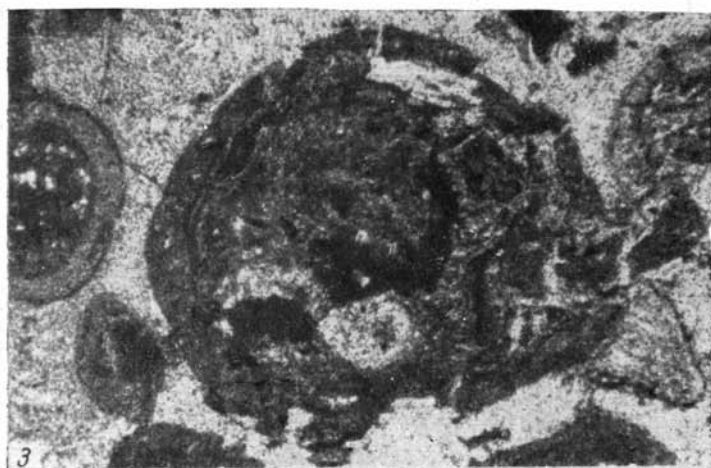
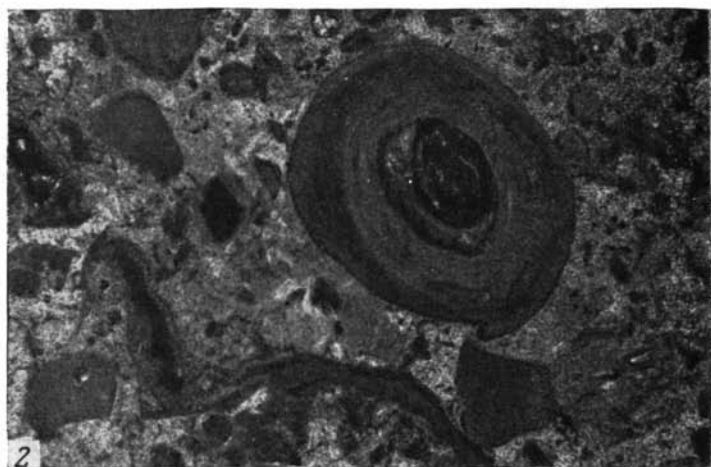
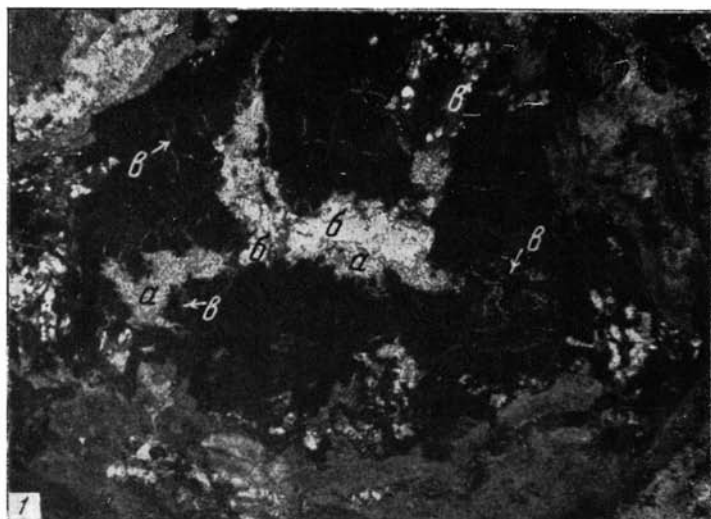
Таблица XII

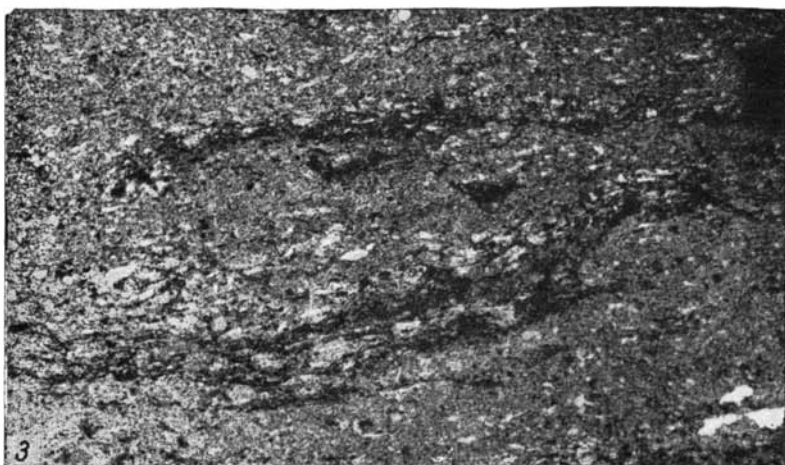
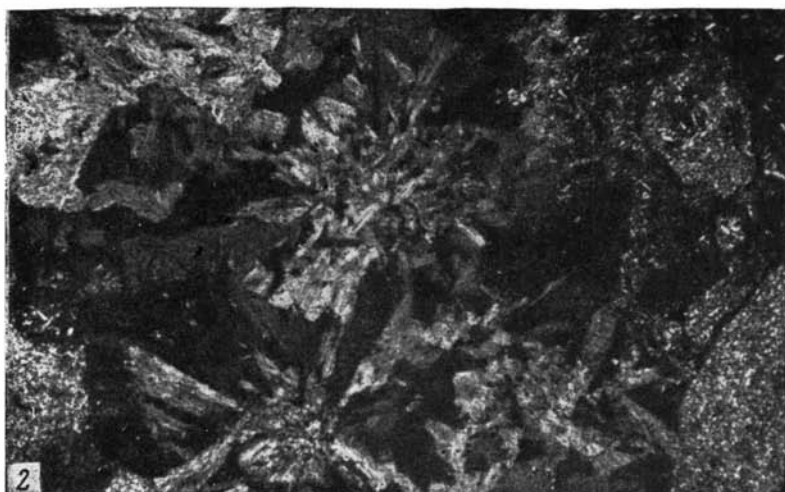
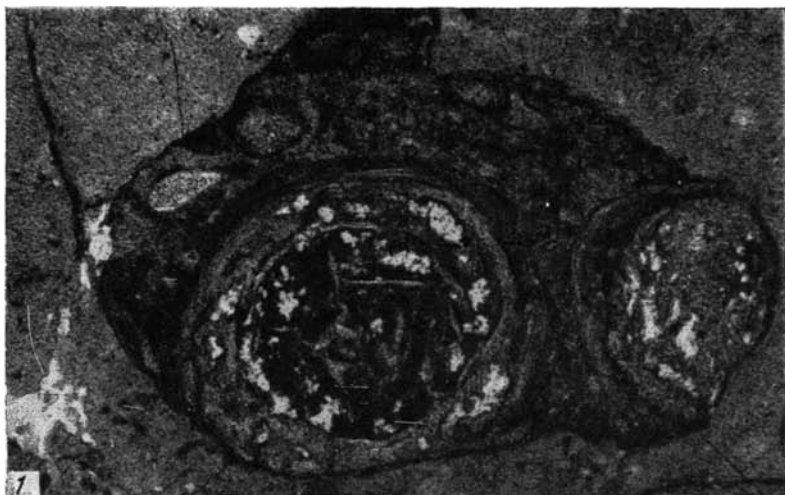
1. Обломок розовато-белого боксита. Бёмитовые оолиты и бобовины пересечены большим числом трещин, заполненных каолинитом. Увел. 70. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
2. То же. Никולי скрещены.
3. Бёмитовый оолит, в центре которого находится каолинит с лейкоксеном. Лейкоксен концентрируется на границе между каолинитом и бёмитом, а также внутри каолинитовой массы. Увел. 150. При одном никеле. Кара-Кия-Сай.
4. Зеленовато-серая бокситовая порода бобового строения. Бобовины сложены гематитом (черное), бёмитом (белое) и веществом, аналогичным веществу из основной массы (серое). Основная масса состоит из хлорита, бёмита и лейкоксена. Граница между бобовинами и основной массой в тех местах, где отсутствует гематит, нерезкая. Увел. 46. Никולי скрещены. Майли-Су.

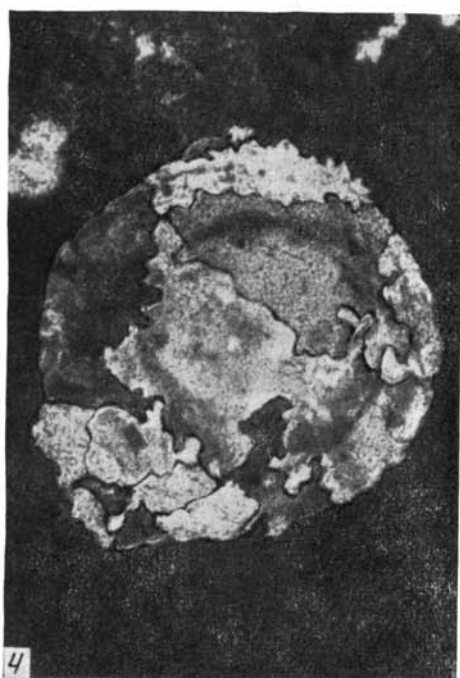
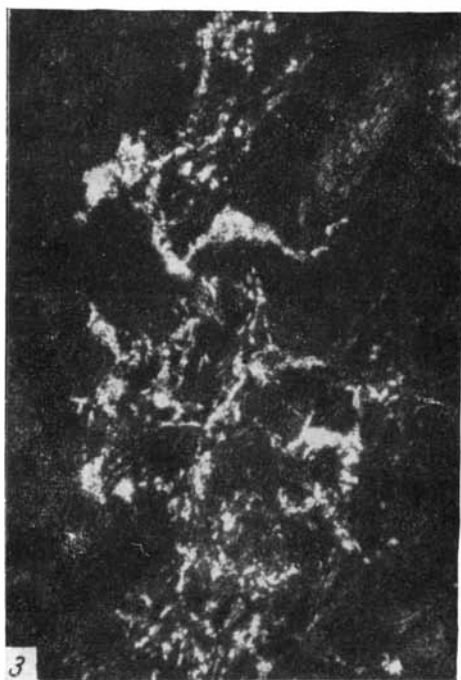


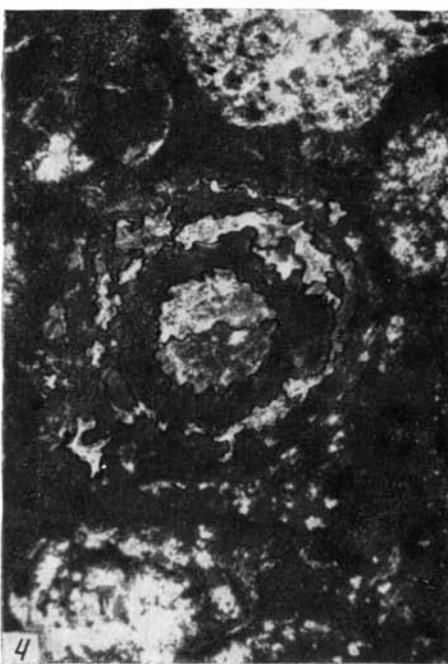
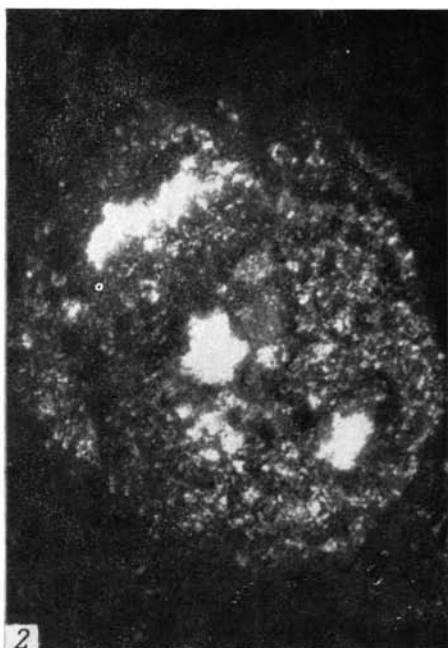
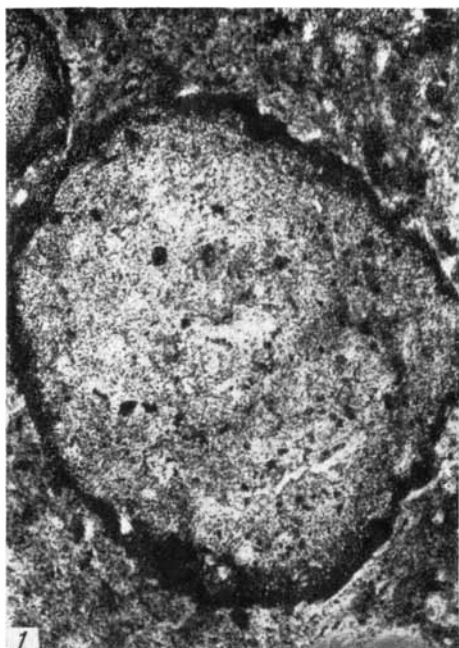


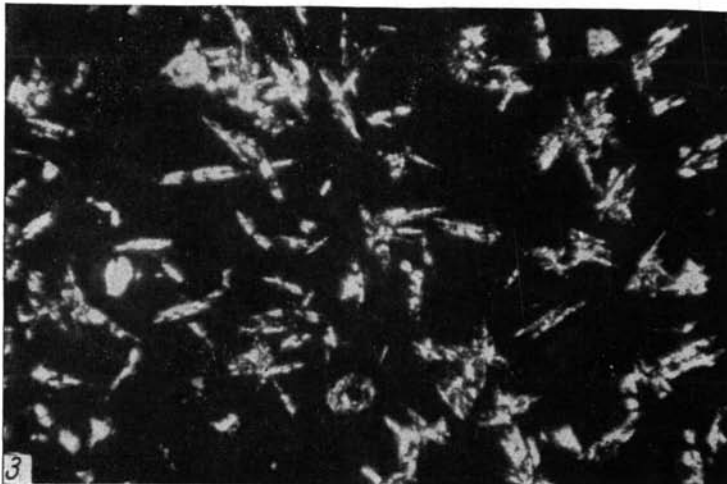
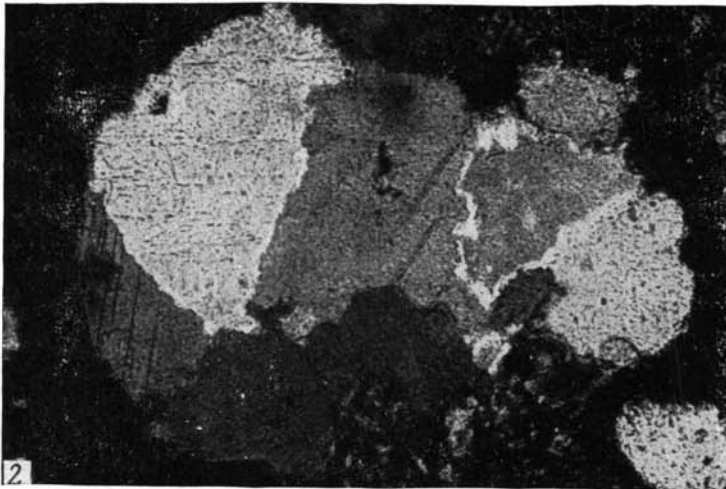
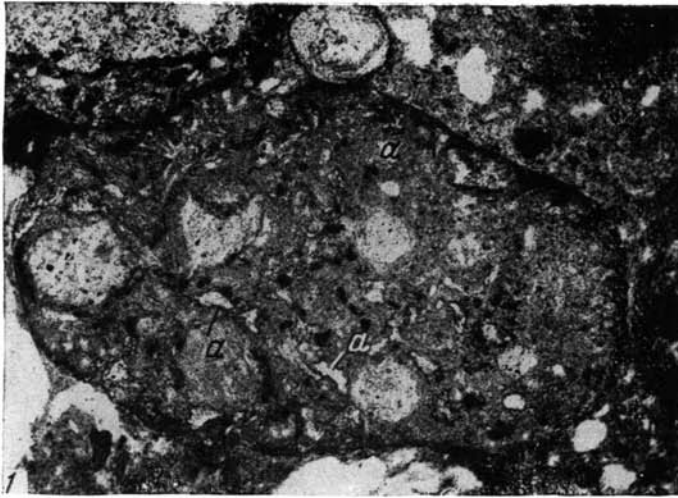


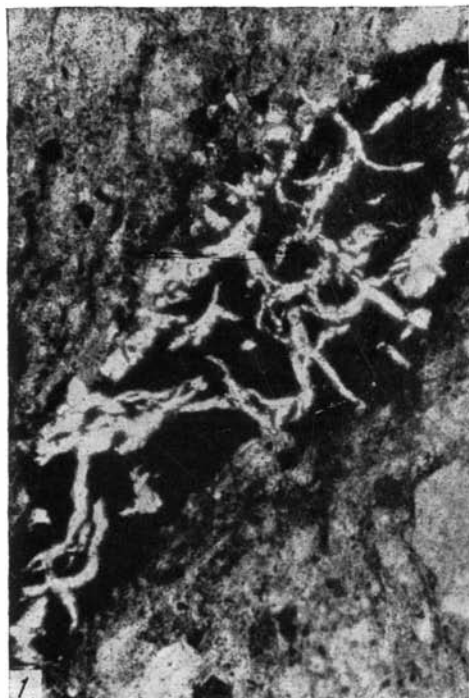


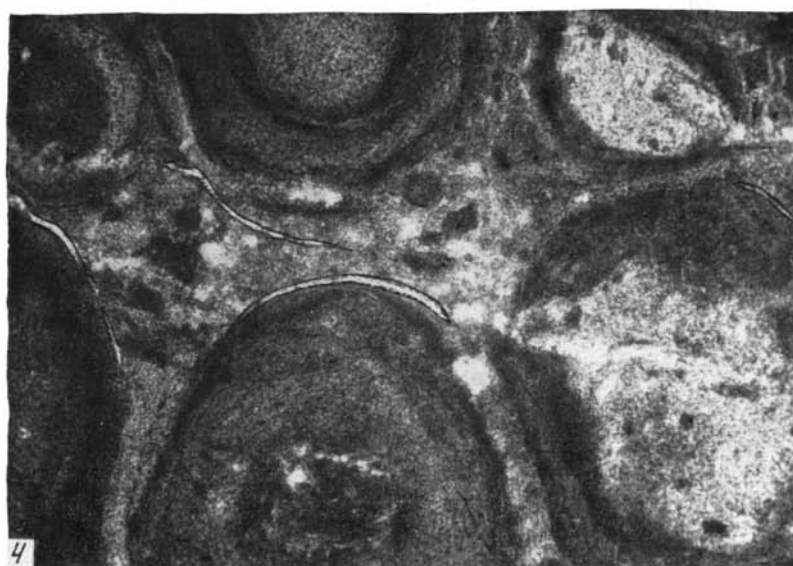
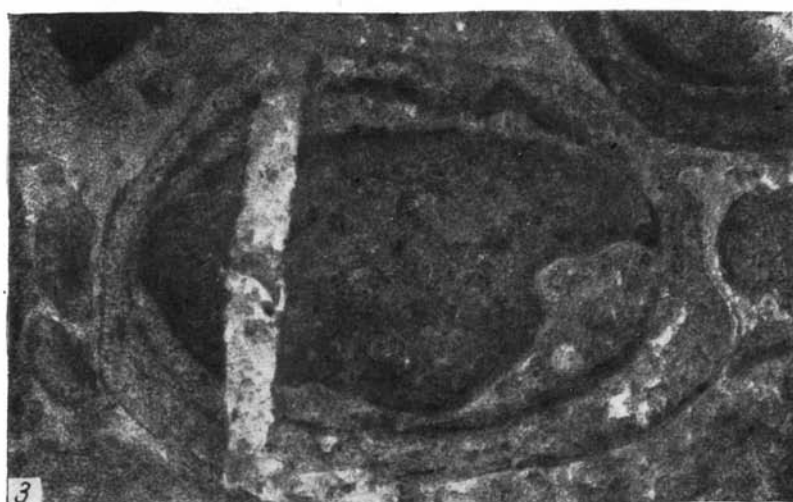
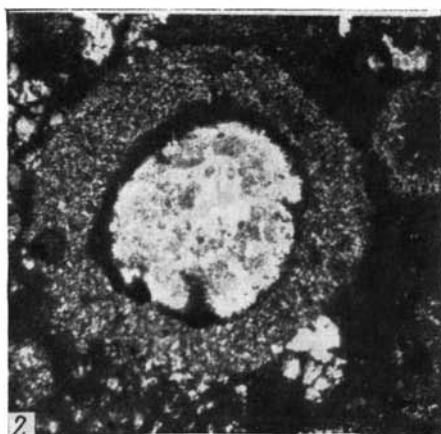
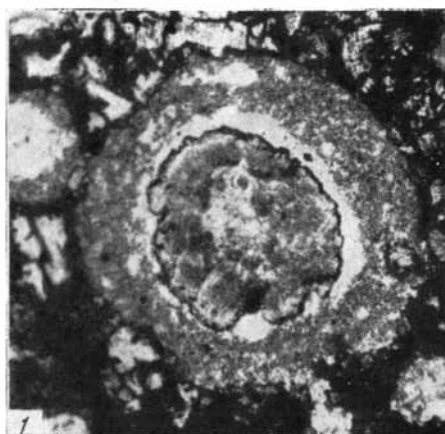


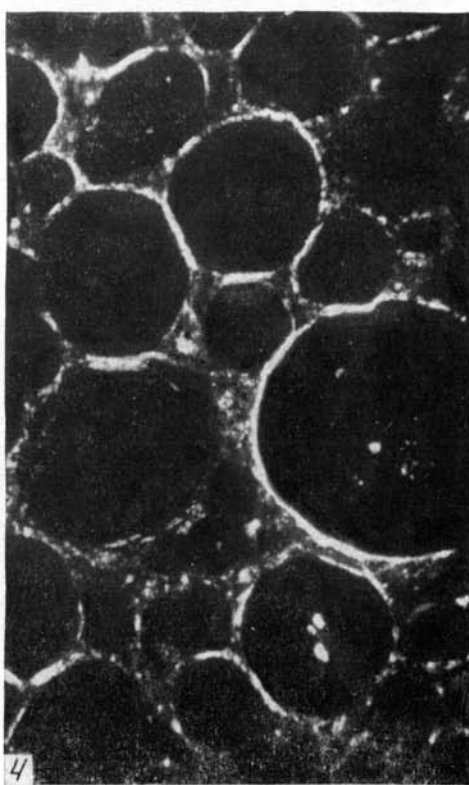
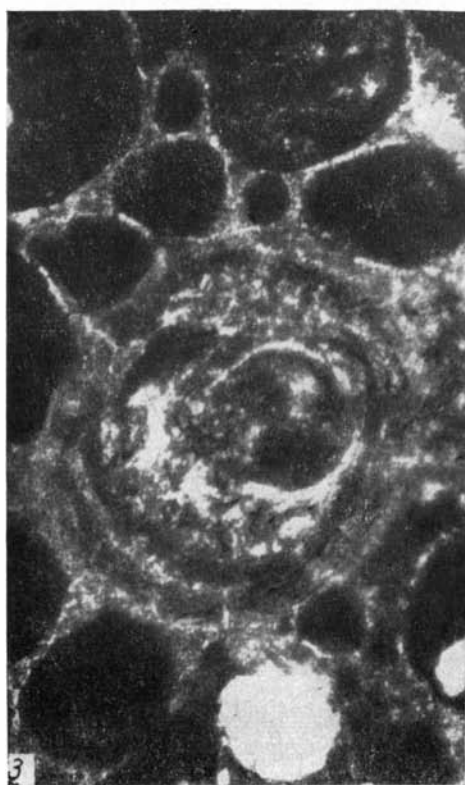
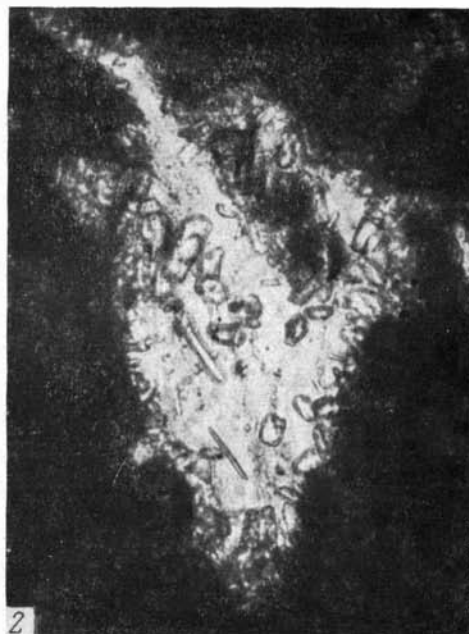
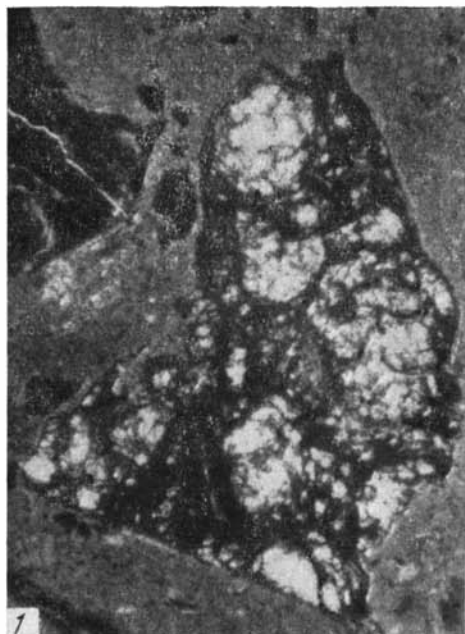


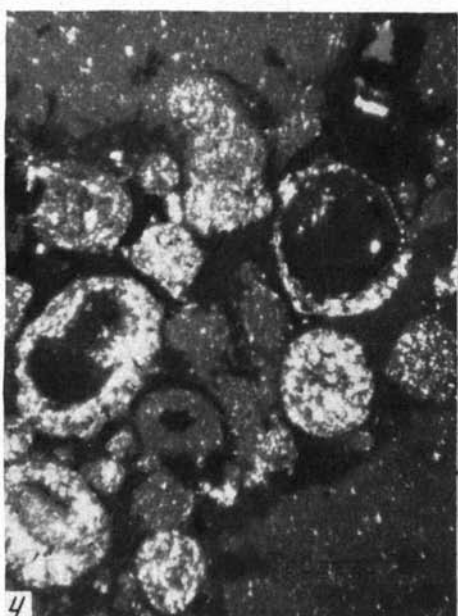
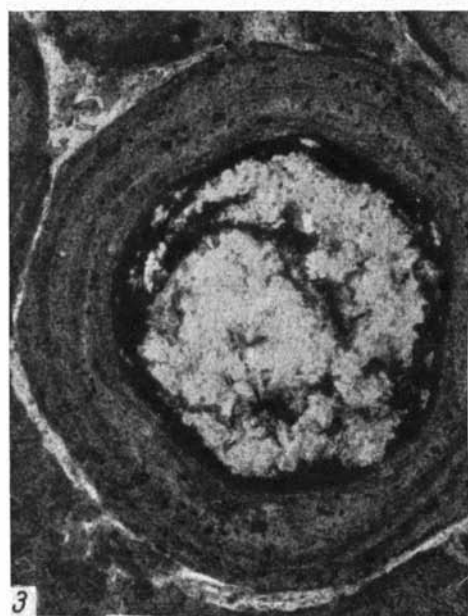
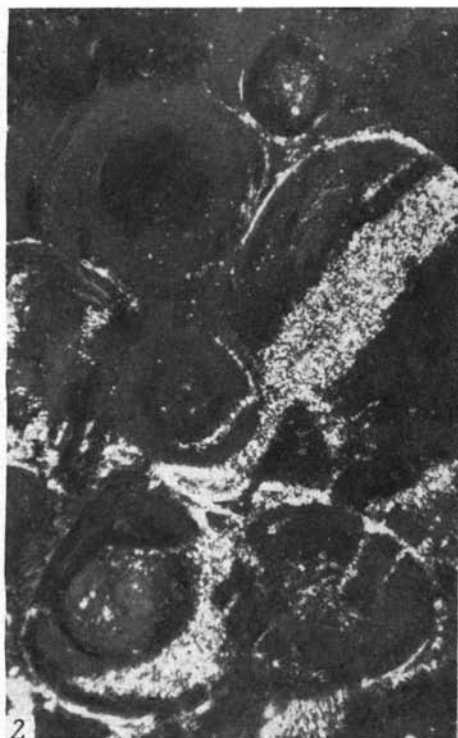












СОДЕРЖАНИЕ

Г. И. Бушинский. О некоторых вопросах геологии бокситов	5
О бокситоносных формациях	5
Бокситовые генетические комплексы отложений в геосинклиналях и на плат- формах	7
О дальности переноса бокситового материала	9
Фациальные изменения бокситовых пластов	12
О структурах бокситов	14
О поведении титана в бокситах	18
О латеритизации материала коры выветривания, переотложенного на кар- стующиеся карбонатные породы	21
Литература	23
Н. А. Лисицына и М. В. Пастухова. О роли вторичных процессов в формиро- вании платформенных бокситов	25
Введение	25
Краткая характеристика структур бокситоносных пород и бокситов	27
Вторичные изменения в породах бокситоносной толщи	28
Заключение	35
Литература	38
Объяснения к таблицам	39
С. К. Гинп. Петрография и некоторые вопросы генезиса мезозойских бокситов	
Средней Азии	41
Кайракский выход	41
Янгоклыкский выход	57
Кара-Кия-Сайский выход	62
Майли-Суйский выход	68
Выводы	71
Литература	72
Объяснения к таблицам	74

CONTENTS

<i>G. I. Bushinsky.</i> On some problems in the geology of bauxites	5
On bauxite-bearing formations	5
Bauxite genetic complexes of deposits in geosynclines and on platforms . . .	7
On the distance of transportation of bauxitic material	9
Facies changes in bauxite beds	12
On bauxite structures	14
On the behavior of titanium in bauxites	18
On the lateritization of the crust of weathering material redeposited on karst carbonate rocks	21
Bibliography	23
<i>N. A. Lisitzina and M. V. Pastukhova.</i> On the role of secondary processes in the formation of platform bauxites	25
Introduction	25
Brief characteristics of structures in bauxite-bearing rocks and bauxites . .	27
Secondary changes in the rocks of a bauxitic mass	28
Conclusions	35
Bibliography	38
Explanations to the tables	39
<i>S. K. Guipp.</i> Petrography and some problems of the genesis of Mesozoic bauxites of Middle Asia	41
Kairak outcrop	41
Yangoklyk outcrop	57
Kara-Kia-Saisk outcrop	62
Maili-Suisk outcrop	68
Conclusions	71
Bibliography	72
Explanations to the tables	74

Вопросы геологии и геохимии бокситов

Труды ГИН — 103

Утверждено к печати

Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*

Контрольный редактор *С. Т. Попова*

Технический редактор *О. Г. Ульянова.*

Сдано в набор 26/X 1963 г. Подписано к печати 1/II 1964 г.

Формат $70 \times 108^{1/16}$. Печ. л. 5 + 10 вкл. с оборотом.

Усл. печ. л. 6,85+10 вкл. Уч.-изд. л. 8, (6,4+1,6 вкл.).

Тираж 1100 экз. Т-01975. Изд. № 2081. Тип. зак. № 5925.

Темплан 1964 г., № 624.

Цена 65 коп.

Издательство «Наука»

Москва, Б-64, Подсосенский пер., 2

2-я типография Издательства «Наука».

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
53	3 и 4 св.	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$
53	9 св.	0,62	2,82
55	23 сн.	$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$
55	22 сн.	0,85	1,14

Труды ГИН, вып. 103

Цена 65 коп.