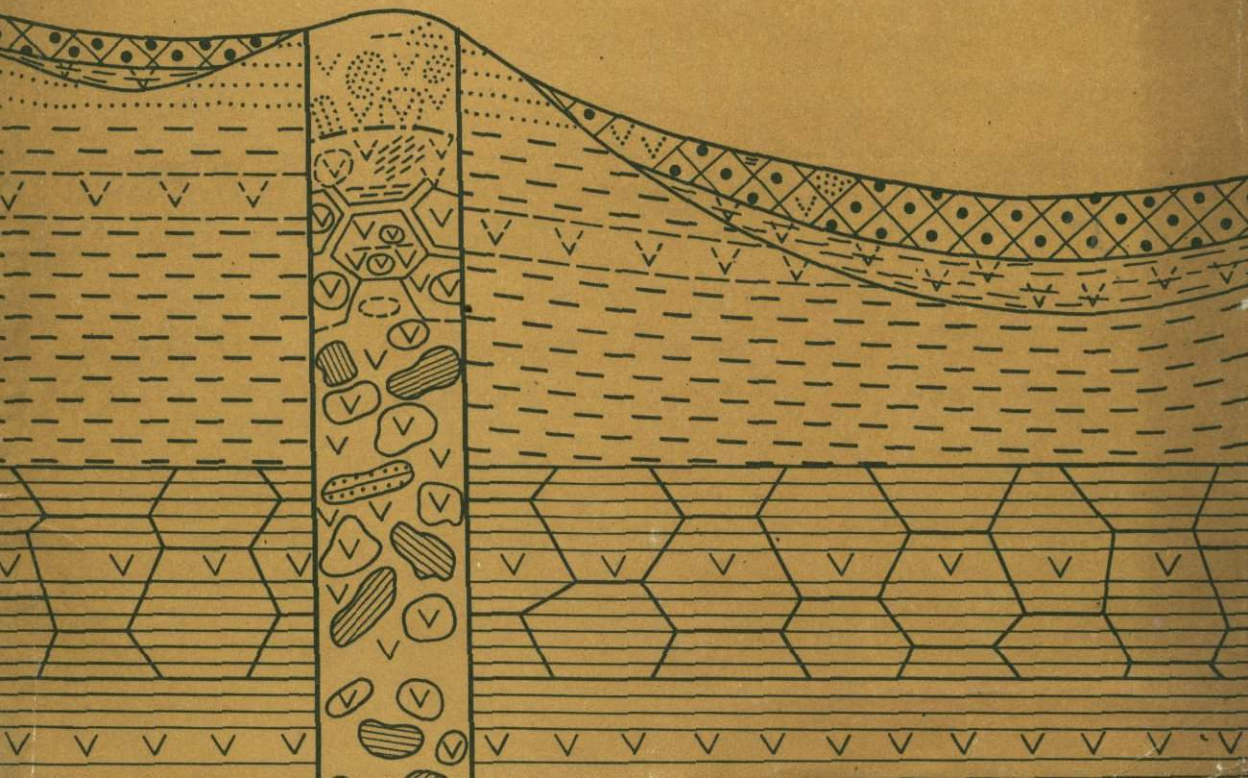


А. Д. СЛУКИН

КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ
И БОКСИТЫ
ЧАДОБЕЦКОГО
ПОДНЯТИЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

551.311

А. Д. СЛУКИН

КОРЫ
ВЫВЕТРИВАНИЯ
И БОКСИТЫ
ЧАДОБЕЦКОГО
ПОДНЯТИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973



832

УДК 551.311.231:553.492.1 (571.51)

Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. Слукин А.Д., М., "Наука", 1973 г.

В работе описываются латеритные коры выветривания терригенных отложений, щелочных ультрабазитов, кимберлитов, долеритов и связанные с ними осадочные бокситы. Выделен редкий морфогенетический тип мощной коры выветривания, развитой в своде Чадобецкой куполовидной структуры. На основании геологических, минералогических и геохимических данных показано, что осадочные бокситы образовались из коренных латеритов, претерпевших при перемещении и захоронении значительные изменения в минеральном и химическом составе.

Табл. 19. Библ. 295 назв. Илл. 40.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Д.Г. САПОЖНИКОВ

С 0294-0452
042(02)-73 633-73

© Издательство "Наука", 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

Директивами XXIV съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР в области цветной металлургии первое место отводится увеличению выпуска алюминия. Выплавка алюминия требует больших энергетических затрат, поэтому близкое размещение источников электроэнергии по отношению к месторождениям и заводам экономически является наиболее выгодным. С этих позиций весьма благоприятными перспективами обладает Приангарье: здесь сосредоточены крупнейшие гидроэлектростанции, завершается строительство нескольких алюминиевых заводов, открыты и разведуются месторождения бокситов — главного источника алюминия. Однако для постоянно возрастающих потребностей нашей промышленности в алюминии необходимо выявить новые крупные месторождения бокситов, открытие которых несомненно зависит от знания условий их образования и закономерностей размещения. Для выяснения в широком плане этих геологических предпосылок с научно-методической точки зрения наиболее удачным объектом являются надежно изученные месторождения бокситов Чадобецкого куполовидного поднятия, расположенного на территории Красноярского края в юго-западной части Сибирской платформы, в среднем течении правого притока р. Ангары — р. Чадобец.

Открытие месторождений бокситов Чадобецкого поднятия является одним из важнейших достижений геологической службы за последние годы (Крючков, Попов, 1966). Среди известных бокситовых месторождений Сибири чадобецкие месторождения являются наиболее интересными. Здесь рядом с месторождениями осадочных бокситов расположены мощные коры выветривания разнообразных горных пород, некоторые из которых венчаются латеритными (остаточными) бокситами, что по своей целостности и полноте позволяет наиболее полно и надежно восстановить историю формирования и условия образования как самих бокситов, так и исходных кор выветривания.

Предлагаемый труд является первой попыткой дать полное систематическое описание всех бокситоносных кор выветривания Чадобецкого поднятия, выделить последовательность образования их по зонам, показать роль и долю участия этих кор в формировании каждого месторождения, определить форму переноса вещества из коры выветривания в бокситы, установить некоторые особенности минерального и химического состава описываемых горных пород.

Данная работа является результатом многолетнего изучения автором Чадобецкого поднятия в течение 1962—1965, 1968, 1970, 1971 гг. Она выполнена благодаря всесторонней поддержке сотрудников Министерства геологии РСФСР и Красноярского геологического управления: М.С. Сошниковой, А.В. Лесгафта, Е.И. Пельтека, М.Л. Шермана, А.Д. Руденко, М.А. Аморова, Р.А. Савельева, В.К. Кумца, Ю.А. Забирова и других геологов, которым автор приносит свою искреннюю благодарность.

Автор признателен также Р.В. Кортман, Р.С. Яшиной, В.В. Кухарчик, В.В. Лупановой, В.М. Степашкиной, Е.М. Нактинас, Л.С. Цимлянской, Н.Ф. Соловьевой, В.И. Павлуцкой, Л.А. Твердовой и другим сотрудникам ИГЕМ АН СССР, выполнившим большое количество аналитических исследований. В процессе работы автор пользовался материалами, ценными советами и замечаниями Ф.Г. Пасовой, С.Л. Спирина, И.В. Витовской, А.П. Никитиной, Ю.И. Дмитриева, К.К. Никитина, Г.В. Писемского, которым выражает глубокую признательность.

Автор особенно благодарен покойному И.И. Гинзбургу, по инициативе которого была начата эта работа, а также своему руководителю доктору геолого-минералогических наук Д.Г. Сапожникову.

Учитывая большое разнообразие в толковании применяемых ниже терминов и желая избежать разночтений, необходимо привести здесь определение таких понятий, как боксит, кора выветривания, латерит и латеритная кора выветривания.

Боксит – горная порода, основным компонентом которой является окис алюминия. Согласно требованиям ГОСТа к бокситам относятся породы с содержанием глинозема не ниже 28% и отношением глинозема к кремнезему выше 2,6. Поскольку понятие "боксит" не является генетическим, для различных по происхождению руд будут применяться дополнительные определения: латеритный и осадочный боксит.

Корой выветривания, следуя за И.И. Гинзбургом (Гинзбург и др., 1946, 1962; Гинзбург, 1961) и учениками его школы (Никитин, 1962, 1970; Никитин, Глазковский, 1970; Никитина и др., 1971), автор называет комплекс горных пород, образовавшихся *in situ* в континентальных субаэральных условиях в результате физического и химического изменения исходных горных пород верхней части литосферы, стремящихся под воздействием климатических, гидрогеохимических, биохимических и геологоструктурных факторов к равновесному состоянию в поверхностных термодинамических условиях. Кобы выветривания Чадобецкого поднятия имеют четко выраженное зональное строение, отражающее последовательную смену условий их образования. Зона коры выветривания – это ее часть в вертикальном разрезе, представленная горной породой с более или менее определенным минеральным составом, физическими свойствами и текстурно-структурными особенностями (Никитин, Глазковский, 1970). Названия зон даются нами по преобладающим химическим процессам, продуктами которых они являются, поэтому зоны именуется геохимическими. В наблюдаемой коре выветривания могут быть выделены четыре геохимические зоны (снизу вверх): 1) дезинтеграции; 2) выщелачивания и гидратации; 3) гидролиза и 4) конечного гидролиза. Совокупность всех четырех зон составляет полный профиль коры выветривания. В неполном профиле отсутствуют одна, две или три верхние зоны. При отсутствии промежуточных зон профиль называется сокращенным, а если кора выветривания подвергалась эрозии и ее верхние зоны оказались уничтоженными, то – размытым. Показателем такого процесса являются продукты перерождения кор выветривания в одновозрастных и более молодых осадочных породах.

Латерит – горная порода коры выветривания, сложенная преимущественно минералами гидроокислов и окислов алюминия и железа и обладающая реликтовыми текстурно-структурными особенностями материнских горных пород.

В литературе имеется множество определений понятия "латерит" (Fox, 1932; Фридрихланд, 1962; Конта, Кужварт, 1963; Петров, 1967). Среди них имеются и такие, которые включают пизолитовые разности. Анализ фактического материала, фотографий и свидетельствующего о делювиальной природе пизолитовых латеритов. Поскольку "... для определения породы важнейшими моментами являются структура и минеральный состав и притом из этих двух моментов первый является наиболее важным..." (Е.С. Федоров, 1896; цит. по Ю.Ир. Половинкиной, 1966), постольку различно понимаемые латериты следует разделять по их структуре. Объективный показатель остаточного генезиса латерита – его реликтовые текстурно-структурные особенности.

Определение понятий "латерит" и "латеритная кора выветривания" представляют некоторые затруднения и с точки зрения минералогии. Они вызваны исторически сложившимися традициями, в силу которых латеритами на силикатных и алюмосиликатных породах называются минералогически различные образования. Например, латериты на ультраосновных породах о. Кубы и Новой Каледонии сложены железистыми охрами, в которых глинозем не образует собственных минералов, а входит в состав каолинита. Аналогичные латеритные охры в Индонезии, на о. Калимантан (Schellmann, 1964) и в Гвинее, на п-ове Колум (Percival, 1965) содержат гиббсит. В латеритах на алюмосиликатных породах преобладают минералы глинозема, которые в тех или иных латеритах имеют весьма существенное генетическое значение, являясь одним из основных показателей условий образования коры выветривания и связанных с нею бокситов. Под латеритными корами выветривания нами понимаются такие коры, в которых обнаружены минералы свободного глинозема (гиббсит). Многие из этих кор размыты, однако в осадочных породах – делювиальных суглинках и бокситах – обнаружены обломки латеритов, позволяющие достоверно определить характер коры выветривания.

В профиле коры выветривания латерит слагает зону конечного гидролиза.

Глава I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

История изучения Чадобецкого поднятия занимает немногим более трех десятилетий. Открытое в 1938 г. А.С.Хоментовским, оно привлекло к себе пристальное внимание и с 1947 г. стало интенсивно, с различных позиций, изучаться геологами. Исследовалось его геологическое строение, стратиграфия, тектоническая структура, петрография магматических пород, фосфоритоносность. Впоследствии интерес к нему еще более возрос благодаря открытию здесь кимберлитов, бокситов и кор выветривания.

А.С.Хоментовский в 1945 г. установил выходы докембрийских и кембрийских отложений, слагающих ядро антиклинальной складки, выделил свиты сланцев и известняков, а также обнаружил жилы ультраосновных пород. С 1947 г. М.Н.Благовещенская приступила к геологической съемке территории, в пределах которой расположено поднятие.

А.С.Хоментовский и М.Н.Благовещенская заложили основу современных представлений о геологическом строении, стратиграфии и тектонике поднятия. В основу стратиграфического деления пород Чадобецкого поднятия была положена легенда, разработанная для известного в региональной литературе Иркинеевского выступа Енисейского кряжа. М.Н.Благовещенская в 1959 г. предположила, что поднятие возникло в месте пересечения двух зон разломов: одной – северо-западного простирания, обрамляющей с юго-запада и запада Тунгусскую синеклизу, и другой – сопряженной с входящим углом и протягивающейся к северо-западу от него. Она высказала мысль, что ядро поднятия сложено ультраосновными породами. Природа и время образования поднятия, по автору, не ясны, но оно закончило свое формирование в раннем мезозое, причем допускалось, что Чадобецкое поднятие, как и куполовидные поднятия Южной Африки, Северной Америки, Карелии и Алдана, генетически связано с интрузивными породами. М.Н.Благовещенская впервые отметила наличие коры выветривания на водоразделах в районе Чадобецкого поднятия, возраст которой был определен как допалеогеновый.

В 1950–1952 гг. стратиграфические и петрографические исследования в связи с изучением фосфоритоносности пород северного ядра Чадобецкого поднятия проводили сотрудники Института горно-химического сырья (Красильникова, 1962).

Н.С.Зайцев в 1954 г. описал Чадобецкий массив как крупную, несколько асимметричную антиклиналь с простиранием В–СВ 45–70°. Пространственное положение Чадобецкой и Иркинеевской¹ антиклиналей, многие черты сходства пород докембрия, участвующих в их строении, указывают, по его мнению, на то, что эти массивы представляют собой различные части одной и той же крупной антиклинальной структуры, разделенной полем палеозойских пород и протягивающейся, вероятно, далее к востоку. Подобные представления развивал впоследствии Р.Я.Скляр (1962).

П.Е.Оффман (1956), воспроизводя общую картину строения и развития центральной части Сибирской платформы, показал, что в раннепалеозойское время Сибирская плита являлась огромной антеклизой, от которой после верхнего палеозоя сохранились лишь остаточные антеклизы, к числу которых относится Турамская. Протерозойские породы Чадобецкого поднятия, расположенного в пределах Турамской антеклизы, принадлежат фундаменту южной части древней нижнепалеозойской антеклизы. В сводовой части последней в девоне и позднее происходили структурные изменения, в результате которых образовалась Ванаварская наложенная синеклиза с осадками верхнего карбона и перми, в ряде мест налегающими непосредственно на древние породы фундамента платформы

¹Принадлежит Енисейскому кряжу.

(р. Терина). П.Е.Оффман считал, что протерозойские породы на р. Терине приурочены не к своду крупной Иркинеевско-Чадобецкой антиклинали, а являются частью флексуры, вытянутой с севера на юг по линии урочище Кривляки - р. Терина - Аплинский порог, которая сочленяет остатки нижнепалеозойской антеклизы с новообразованной Ванаварской наложенной синеклизой.

Крупным вкладом в познание структуры Чадобецкого поднятия были результаты геолого-геофизических работ группы авторов - Н.Н.Дашкевича, Г.С.Стародубцева, Е.К.Германова, Д.И.Мусатова, В.И.Яскевича, Е.Б.Фейгина, М.Л.Шермана. Ими установлено, что куполовидные структуры, подобные Чадобецкой, формируются на пересечении зон глубинных разломов и связаны с ультраосновными интрузиями центрального ("диапирового") типа. Завершение формирования Чадобецкого поднятия увязывалось с мезозойским циклом щелочно-ультраосновного магматизма (Дашкевич и др., 1969).

В истории стратиграфического изучения отложений Чадобецкого поднятия наметились два основных направления. Одни геологи стремились к сопоставлению и совмещению стратиграфических схем Иркинеевского выступа и Чадобецкого поднятия (Благовешенская, 1959, 1967; Скляр, 1962; Кириченко, 1963).

Другие авторы считали, что "посвятная увязка, применяемая предыдущими исследователями . . . зачастую носит "принудительный" характер и затрудняет полевые картировочные и поисковые работы" (Забиров, Стреляев, 1969, стр. 86) и отказались от такой идентификации.

Одним из самых важных и принципиальных вопросов в этих схемах является вопрос о древнейших отложениях поднятия. Достоверно установлено, что наиболее древние отложения слагают ядро северного выступа, где они выходят на поверхность и занимают весь водораздел между р. Теринкой и руч. Семенов Дольчик. Они представлены терригенными отложениями семеновской свиты синия. Разведочное бурение, достигшее глубины 427 м, подтвердило, что на этой глубине залегают терригенные породы или их кора выветривания.

Тем не менее в 1961 г. по находке на поверхности обломка карбонатной породы А.Г.Шурыгин условно выделил под терригенными породами карбонатную свиту.

Р.Я.Скляр (1962), отождествляя стратиграфические схемы Енисейского кряжа и Чадобецкого поднятия, также выделил карбонатную чадобецкую свиту как древнейшую.

Позднее, учтя результаты местного крупномасштабного картирования, Ю.А.Забиров и В.И.Стреляев аргументировали отсутствие чадобецкой свиты. "Нам представляется, - писали они, - что аналоги отложений пенчугинской свиты Енисейского кряжа при современном эрозионном уровне в районе Чадобецкого поднятия не вскрыты. Породы, выделяемые в составе семеновской свиты, являющиеся наиболее древним членом докембрийского разреза, видимо, соответствует обобщенному разрезу горбилковской, удерейской и погоруйской свит" (Забиров, Стреляев, 1969, стр. 90). Но в других статьях этих авторов (Стреляев, Забиров, 1969; Забиров, 1970) без оговорок древнейшей считается все же чадобецкая свита.

К таким же выводам пришли Ф.Г.Пасова и С.Л.Спирин: "Следует отметить, что породы фундамента, на которых залегают здесь рыхлая толща, еще не вскрыты бурением. Однако данные геологического картирования позволяют полагать, что и в этом случае рыхлые мезо-кайнозойские образования залегают на карбонатных породах чадобецкой свиты среднего протерозоя" (Пасова, Спирин, 1970, стр. 4).

Обоснование последнего тезиса несостоятельно: если в сводовой части антиклинального поднятия, где вскрытие древнейших отложений наиболее вероятно, чадобецкая свита не была обнаружена, то в других частях при тех же условиях оно тем более невозможно. К сожалению, и геологическое картирование в этом случае бессильно.

Вопрос о существовании карбонатной чадобецкой свиты выходит за рамки чисто теоретической дискуссии. В зависимости от его решения создаются различные генетические построения и предлагаются существенно различные основы геологических поисков бокситов. Сторонники, признающие существование карбонатной свиты под бокситами, считают их обычно карстовыми и ориентируют поиски бокситов на депрессии среди карбонатных пород (Скляр, 1962; Пасова, Спирин, 1970). Доказывая от-

сутствие карбонатной свиты или ее влияние¹ на бокситообразование, другие авторы в своих прогнозах значительно расширяют перспективные территории, включая в них поля развития не только карбонатных пород, но и алюмосиликатных (Слукин, 1965, 1966б, 1967; Пельтек, 1967).

В сводовых частях куполов Чадобецкого поднятия широко распространены щелочные ультраосновные породы и кимберлитовые трубки, а окружающий его Причадобецкий кольцевой прогиб выполняют траппы. Петрографию этих горных пород изучали многие геологи: А.С.Хоментовский, М.Н.Благовещенская, Н.А.Красильникова и др. Направленное исследование их провели Н.С.Зайцев и В.В.Ляхович (1955), Л.А.Полунина (1960, 1966), В.Л.Чубугина (1964), Н.Н.Дашкевич, Г.С.Стародубцев и Е.К.Германов (1962), Ю.И.Дмитриев (1965, 1966), В.И.Юркин и А.В.Крюков (1969). В результате этих исследований было установлено, что щелочные ультраосновные породы обнимают широко дифференцированный ряд от слюдяных пикритовых порфиритов до пироксенитов, кимберлитов и карбонатитов. Этот ряд был выделен в чадобецкий комплекс щелочных ультраосновных пород (Полунина, 1966). Знания петрографии траппов и ультраосновных пород легли в основу при изучении вещественного состава кор выветривания и бокситов.

Бокситы на Чадобецком поднятии были открыты в 1958 г. геологами Е.П.Шираем и Ю.И.Камышевым (Левченко, 1967). Вначале подняли обломок боксита, затем шурфом были вскрыты развалы бокситовых глыб. Годом позже на том же месте партия под руководством А.Д.Руденко открыла первое карстовое месторождение Пуня. Вслед за ним были открыты месторождения Ибджибдек, Средне-Теринское и бокситопроявления Чуктукон, Верхне-Теринское, Полпод, Горелый и т.д. В открытии и изучении этих объектов принимали участие Н.Н.Дашкевич, Е.К.Германов, А.Д.Руденко, М.А.Амосов, В.А.Ахметшин, Ю.М.Киселев, Б.А.Середа, В.К.Кумец, Р.А.Савельев, В.А.Лопатин и другие геологи.

Вскоре была сделана первая попытка объяснить генезис этих бокситов.

А.С.Аладышкин в 1962 г. отнес бокситы северного выступа к новому генетическому типу и предположил, что в образовании бокситов, залегающих в депрессии фундамента и содержащих повышенные количества двуокиси титана и пятиоксида фосфора, существенную (основную?) роль играли щелочные ультраосновные породы и синийские глинистые сланцы. В работе А.С.Аладышкина (1962) впервые верно, хотя и предположительно, были указаны два основных источника бокситов данного месторождения. К сожалению, на это не обратили внимания последующие исследователи, и за материнские породы стали принимать либо только кимберлиты (Каштанов, 1966, 1967б, 1971), либо комплекс щелочных ультраосновных пород (Забиров, 1966; Благовещенская, 1967).

Выводы об ультраосновных породах как единственном или главном источнике бокситообразующих компонентов этого месторождения базировались на отдельных геохимических признаках: высоком содержании в бокситах титана, фосфора, иногда ниобия. При этом не затрагивался вопрос об алюминии — главном элементе бокситов. А между тем ни теоретически, ни практически щелочные ультраосновные породы не могут явиться источником месторождений кондиционных бокситов из-за низкого содержания в них алюминия (Никитина, Слукин, 1971). Этому противоречит и геологическая обстановка в районе месторождения, где основную массу вмещающих пород составляют высокоглиноземные коры выветривания терригенных отложений семеновской свиты. Основываясь на этом факте и на комплексе геохимических признаков, автор в 1962 г. за источник бокситов принял коры выветривания сланцев и ультраосновных пород и начиная с этого времени стремился найти не только косвенные, но и прямые доказательства участия той или иной породы в бокситообразовании. Такими доказательствами послужили обломки латеритизированных пород, включенные в бокситы и в четвертичные делювиальные суглинки, которые нам удалось обнаружить на всех месторождениях Чадобецкого поднятия. В частности, на северном выступе

¹ Не исключено, что карбонатная свита может находиться под семеновской свитой, но уровень наших фактических знаний сегодня не позволяет утверждать это определенно. Однако уже сейчас ясно, что гипотетическая карбонатная свита не оказала прямого влияния на бокситообразование в сводовых частях Чадобецкого поднятия.

были выявлены латериты по сланцам, алевролитам, пикритовым и слюдяным порфири-там, кимберлитам, песчаникам, т.е. по всем породам, окружающим бокситовые залежи (Слукин, 1965, 1966а,б,в, 1967, 1970, 1971а,б,в; Сапожников, Никитина, Слукин, 1969). Увязка минералогических, петрографических, геохимических и палеогеоморфологических данных позволила установить, что основным источником глинозема в бокситах являлись коры выветривания сланцев и алевролитов, второе место по доле участия заняли щелочные ультраосновные породы и третье - кимберлиты трубчатого типа.

Минералогию бокситов сначала изучали на карстовых месторождениях, а затем и на всех остальных. Крупнейший вклад в нее был сделан Ф.Г.Пасовой и С.Л.Спириным, начавшими изучать чадобецкие бокситы с конца 50-х годов. Их исследования дополнились работами С.И.Бенеславского, М.С.Каштанова, А.Д.Слукина и других исследователей.

Познание вещественного состава и генезиса бокситов неразрывно связано с изучением материнских кор выветривания. Поэтому многие геологи, освещавшие состав и происхождение бокситов, в той или иной степени касались кор выветривания, результаты изучения которых опубликованы в упомянутых статьях автора, Ф.Г.Пасовой и С.Л.Спирина, Е.Т.Боброва, М.С.Каштанова, Е.И.Пельтека, И.М.Табацкого, Р.А.Цыкина, А.А.Россихина, Р.А.Савельева и др. Все эти авторы признают, что источником бокситов являются продукты переотложения кор выветривания, однако их вещественный состав вызывает споры, которые находят отражение в монографиях по бокситам и корам выветривания. Одни авторы считают доказанным происхождение осадочных бокситов из переотложенных латеритов (Бушинский, 1971; Никитина, Витовская, Никитин, 1971), другие отрицают существование латеритов или участие их в бокситообразовании (Кривцов, 1962, 1968, 1969; Старицкий, 1970). "... Условие образования кор выветривания на Сибирской платформе были, по-видимому, неблагоприятными для образования латеритов. Вместе с тем наличие многочисленных проявлений бокситов на огромных территориях от рр. Ангары и Чадобец на юге до р. Турухан на севере позволяет предположить, что свободный глинозем образовался в процессе переноса поверхностными водами материала кор выветривания - каолина и гидрослюда и в процессе диагенеза осадка" (Старицкий, 1970, стр. 130). Такие предположения о характере кор выветривания и происхождении свободного глинозема расходятся с известными фактами наличия в бокситах обломков латеритов, а с открытием на Чадобецком поднятии коренных латеритных бокситов (Слукин, 1971 в,г; Слукин, Новиков, 1971) теряют под собой почву.

Подводя итоги истории изучения Чадобецкого поднятия, следует особо подчеркнуть ту большую роль, которую сыграли здесь геологи Красноярского геологического управления, сумевшие не только обеспечить фактический материал и провести геологическое картирование, но и объяснить многие детали возникновения поднятия, его петрографии, генезиса кор выветривания и бокситов.

Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ

По геологическому строению Чадобецкое поднятие резко отличается от примыкающих частей Сибирской платформы. Как показано на геологической карте (фиг. 1), поднятие сложено наиболее древними для этого района отложениями, прорванными щелочными ультраосновными породами, и окружено полями траппов, триасовыми и пермо-триасовыми отложениями.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К наиболее древним отложениям относятся осадочные горные породы, слагающие центральную часть поднятия и называемые синийскими (Благовещенская, 1959, Складов, 1962) или протерозойскими (Забинов, Стреляев, 1969). Протерозойские отложения разделены на пять свит: семеновскую, дольчиковскую, чуктуконскую, териновскую и брусскую.

Семеновская свита состоит из трех пачек или подсвит (снизу вверх):

1. Серые и бурые алевролиты, сланцы, мелко- и среднезернистые песчаники, темно-серые кремнистые сланцы. Благодаря белому цвету в верхней части нижняя подсвита является маркирующим горизонтом. Мощность пачки превышает 400 м.

2. Кремнисто-глинистые сланцы, темно-серые, зеленовато-серые; в верхней части - тонкослоистые кварц-полевошпатовые алевролиты светло-серые, с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев (с глауконитом) и песчаников, на которых имеются отпечатки капель дождя. Мощность пачки - средней подсвиты - около 300 м.

3. Верхнюю подсвиту слагают те же породы, но более плотные и окремненные. В основании залегают алевролитоглинистые сланцы, выше - кремнистые сланцы с прослоями кварцитов и плотных слюдяных песчаников, сверху - алевролиты и песчаники с прослоями серых и черных кремнисто-глинистых сланцев. В кровле преобладают глинистые сланцы и появляются тонкие прослой известняков. Мощность пачки около 300 м.

Общая мощность пород семеновской свиты составляет 1000-1100 м.

Дольчиковская свита согласно перекрывает семеновскую и сложена известняками с редкими прослоями глинистых сланцев и мергелями в верхней части. Мощность свиты около 600 м.

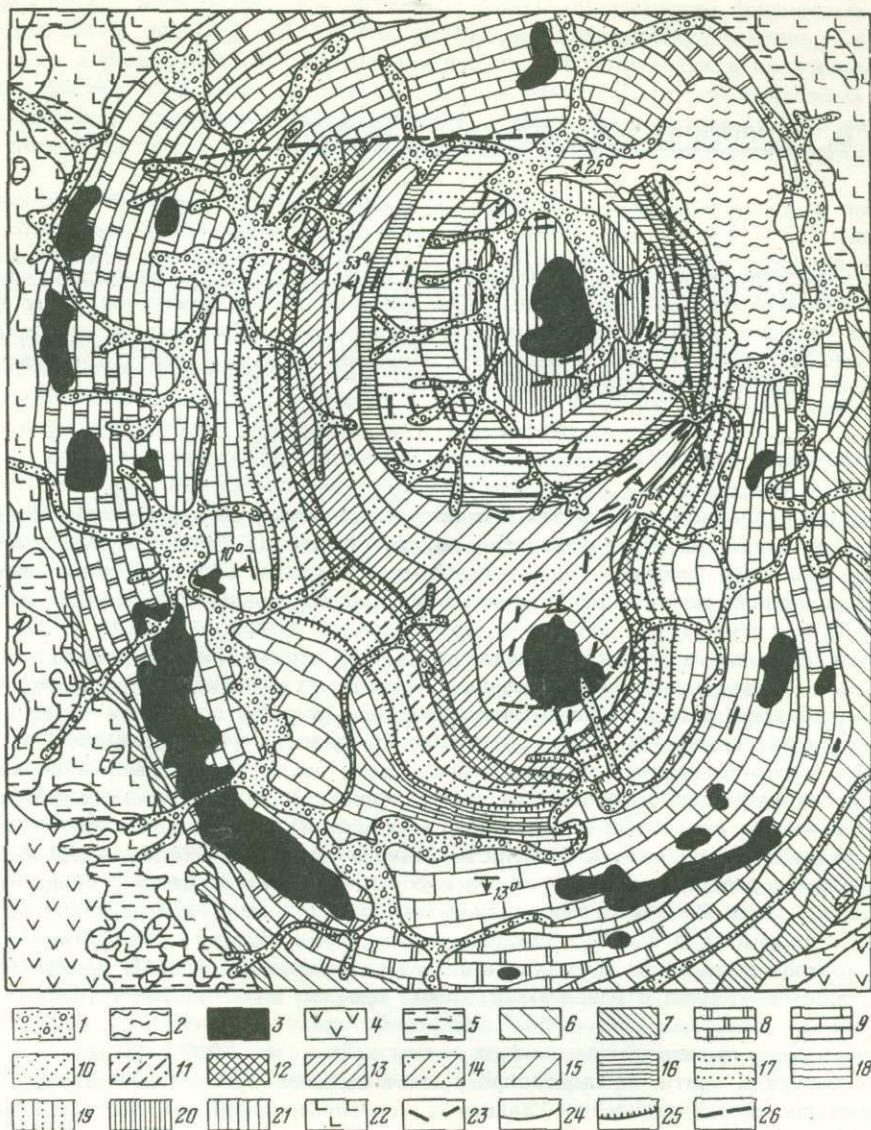
Чуктуконская свита представлена карбонатно-терригенными отложениями - доломитами, чередующимися с зеленоватыми глинистыми сланцами и прослоями известняков, алевролитов, песчаников. Мощность свиты около 500 м.

Териновская свита выражена глинистыми сланцами с линзами и прослоями карбонатных пород. Мощность свиты 200 м.

Брусская свита - толща характерных ритмично-слоистых алевролитоглинистых сланцев с прослоями кварцевых песчаников. Песчаность пород увеличивается вверх по разрезу. Мощность свиты 400 м.

На размытой поверхности протерозойских отложений залегают породы, относимые упомянутыми авторами к кембро-синийским (вендским) и нижнекембрийским.

Вендские отложения (Забинов, Стреляев, 1969) подразделяются на медведковскую, безымянную и тогонскую свиты. Медведковская свита сложена кварцевыми песчаниками, безымянная - доломитами с прослоями сланцев и алевролитов. Мощность свит соответственно 150 и 400 м. Тогонская свита состоит из трех подсвит (нижняя, средняя, верхняя), сложенных внизу алевролитоглинистыми сланцами, в середине - аргиллитами, алевролитами и песчаниками, а сверху - кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. Мощность свиты 400 м.



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Чадобецкого поднятия (Забиров, Стреляев, 1969)

Мезо-кайнозойские отложения: 1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые нерасчлененные отложения; 3 - мел-палеогеновые отложения с бокситами; 4 - отложения нижнего триаса, коручанская свита. Палеозойские породы: 5 - породы среднего - верхнего карбона и перми, катская-бургуклинская свита; породы среднего - верхнего кембрия, эвенкийская свита: 6 - верхняя подсвита, 7 - нижняя подсвита; породы нижнего - среднего кембрия; 8 - пуньская свита; 9 - огоньская свита. Вендские породы: тогонская свита: 10 - верхняя подсвита, 11 - средняя подсвита, 12 - нижняя подсвита; 13 - безымянная свита; 14 - медведковская свита. Протерозойские породы: 15 - бруская свита; 16 - териновская свита; 17 - чуктуконская свита; 18 - дольчиковская свита; семеновская свита: 19 - верхняя подсвита, 20 - средняя подсвита, 21 - нижняя подсвита. Прочие обозначения: 22 - граппы; 23 - жилы, дайки и тела ультраосновных пород; 24 - нормальные стратиграфические границы; 25 - трансгрессивное залегание пород; 26 - предполагаемые тектонические нарушения

Выше залегают породы кембрийской системы, подразделяемой на ленский ярус нижнего кембрия и эвенкийскую свиту верхнего кембрия (Благовещенская, 1959; Схляров, 1962) или на огоньскую (доломиты) и пуньскую (известняки) свиты нижнего - среднего кембрия и эвенкийскую свиту среднего - верхнего кембрия (Забилов, Стреляев, 1969). Эвенкийская свита сложена пестроцветной толщей алевролитов и песчаников с редкими прослоями внутриформационных конгломератов, известняков, мергелей, аргиллитов. Она подразделяется на две подсвиты - нижнюю и верхнюю. Мощность свиты превышает 130 м.

Кембрийские породы отделяются от верхнепалеозойских отложений межформационной пластовой интрузией траппов.

Комплекс верхнепалеозойских пород представлен нерасчлененной катской-бургундской свитой среднего - верхнего карбона и нижней перми, которая представлена терригенными породами - полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и углистыми сланцами с прослоями углей. Мощность свиты 250 м.

Породы корвунчанской свиты триасовой системы широко распространены за пределами поднятия. Это туфы и агломераты основного состава и туфопесчаники, туфалевролиты, туфоконгломераты, туфобрекчии. Мощность свиты около 200 м.

Вышележащие отложения нерасчлененных меловой и палеогеновой систем непостоянной мощности были выделены М.Н.Благовещенской в 1959 г., которая отнесла к ним бокситоносные толщи, представленные глинами и бокситами. Позднее, по данным спорово-пыльцевых анализов М.С.Каштанова и Г.Е.Байкаловой, возраст этих отложений на северном выступе, Ибджибдеке, Пуне и Чуктуконе был уточнен: он оказался сенон-олигоценным.

К этому же и несколько более раннему времени должно относиться наиболее интенсивное формирование латеритной коры выветривания на самых различных алюмосиликатных породах, которая размывалась и давала начало осадочным породам каолинового, каолиново-гипбситового и гипбситового состава (бокситы). Начало формирования коры выветривания связано, вероятно, с ранне- или среднепалеозойским временем. Эта граница определяется по времени внедрения кимберлитов, также подвергшихся выветриванию; их возраст посленижнетриасовый, но донижнеюрский (Благовещенская, 1959; Дашкевич и др., 1962).

Четвертичная система представлена аллювиальными, элювиальными, делювиальными, озерно-болотными и эоловыми отложениями, среди которых распространены обломки близлежащих коренных пород, в том числе латериты и бокситы.

ТУФОГЕННЫЕ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В районе Чадобецкого поднятия распространены породы трапповой формации и щелочные ультраосновные породы.

Трапповая формация (Дмитриев, 1965) представлена двумя фациями: вулканогенно-обломочной (эксплозивной) и интрузивной.

К вулканогенно-обломочной фации траппов относятся вулканокластические и вулканогенно-осадочные отложения, включающие все переходные разновидности от почти чистых базальтовых туфов до туффитов и вулканомиктовых песчаников, которые широко развиты в зоне прогиба, окружающего Чадобецкое поднятие, и к востоку от него. Они залегают на размытой поверхности ниже- и верхнепалеозойских отложений и перекрываются песками, суглинками, глинами верхнего мела - палеогена (?) и современными элювиально-делювиальными отложениями. В стратиграфической схеме они соответствуют нижним горизонтам корвунчанской свиты нижнего триаса.

Интрузивная фация траппов в районе Чадобецкого поднятия распространена почти повсеместно, за исключением центральной части поднятия, сложенной осадочными породами протерозоя и нижнего кембрия. Интрузивные тела в своем подавляющем большинстве относятся к типу согласных пластообразных залежей (силлов). Значительно реже они представлены дайками, которые приурочены к областям развития отложений нижнего триаса и в меньшей степени карбона - перми. В пределах поднятия траппы располагаются на контакте вендских и нижнекембрийских отложений, а в окружающем его прогибе приурочены к определенным горизонтам и границам стратиграфического разреза: отложениям нижнего триаса, зоне контакта нижнетриасовых и палеозойских отложений, нижней части разреза карбона - перми, зоне контакта верхнепалеозойских и кембрийских отложений.

Щелочные ультраосновные породы широко распространены в пределах Чадобецкого поднятия, слагая штоки, пластовые согласные тела и дайки, причем преобладают пластовые жилы и дайки, достигающие наибольшей концентрации среди синийских отложений северного ядра. Менее широко распространенные штокообразные тела ультраосновных пород приурочены к сводовым частям северного и южного выступов поднятия (Дашкевич и др., 1962).

Мощность отдельных согласных тел ультрабазитов колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров.

Протерозойские и вендские отложения прорваны многочисленными трубками взрыва, выполненными кимберлитоподобными породами. Размеры трубок изменяются в широких пределах, так трубка "Малая" имеет в поперечнике 25–30 м, а трубка "фигурная" – 700×250×600 м.

Ультраосновные породы поднятия выделены в самостоятельный Чадобецкий комплекс пород (Полунина, 1960, 1966).

ТЕКТОНИКА

Главными структурными элементами описываемого района является Чадобецкое антиклинальное поднятие и окружающий его Причадобецкий кольцевой прогиб.

Чадобецкое поднятие является сложной структурой. Ее в самом упрощенном виде можно представить как брахиантиклинальную складку, которая имеет в плане эллипсовидную форму и вытянута в субмеридиональном направлении, с размерами осей 45–46 и 34–35 км. Поднятие осложнено более мелкими структурами: Териновской (северный выступ размерами 19×16 км) и Чуктуконской (южный выступ размерами 5×4 км) брахиантиклиналями, разделяющей их Тогонской синклиналию и Усть-Жерновской антиклиналью. Ядра основной структуры сложены протерозойскими, а их крылья – вендскими породами.

Среди пород, слагающих поднятие, наиболее дислоцированы протерозойские отложения, особенно породы семеновской свиты, где наблюдаются слои, падающие под углом 52° и даже поставленные на голову (Дмитриев, 1966). На юго-восточном крыле северного ядра породы протерозоя падают на юго-восток под углом $25-20^{\circ}$, а на северо-западном – под углом $40-45^{\circ}$ (Зайцев, 1954).

Автор настоящей работы наблюдал флексуры в отложениях семеновской свиты (шурф 129 на водоразделе р. Терины и руч. Семенов Дольчик). Ю.И.Дмитриев в 1966 г. отметил в кремнистых сланцах разрывные нарушения, в том числе сдвиги, с зонами дробления вдоль плоскостей напластования. Мощности зоны дробления, представленной обломками размером 1–1,5 см, составляет 0,5 м. Данные сейсмических исследований также позволяют предполагать наличие широко развитых нарушений среди отложений семеновской свиты.

Средний угол падения пород венда составляет 25° , известняков нижнего кембрия – 15° , отложений эвенкийской свиты – 11° (Дмитриев, 1966). Как видно из приведенных цифр, в пределах Чадобецкого поднятия периклинально залегающие отложения от протерозоя до верхнего кембрия характеризуются уменьшением углов падения по направлению от центра поднятия к его периферии.

Причадобецкий прогиб выполнен пермо-карбонowymi отложениями и туфогенной толщей нижнего триаса. Ширина наиболее прогнутой части этой структуры, заполненной пирокластами корвунчанской свиты, в среднем составляет 15–20 км. Верхнепалеозойские отложения имеют средний угол падения $11-12^{\circ}$. Разрывные нарушения для пород, выполняющих прогиб, не очень характерны (Дмитриев, 1966).

М.Н.Благовещенская указывает, что поднятие оконтурено системой разломов.

Характер структуры поднятия и его природа понимаются по-разному. Одни исследователи (Зайцев, 1954; Складаров, 1962) считают Чадобецкое поднятие частью крупной докембрийской Иркинеевско-Чадобецкой антиклинали; другие (Оффман, 1956) рассматривают поднятие как часть флексуры, вытянутой с севера на юг и сочленяющей остатки нижнепалеозойской антеклизы с новообразованной Ванаварской надложенной синеклизой. Наиболее обоснованы взгляды третьей группы исследователей (Благовещенская, 1959; Дашкевич и др., 1962; 1969), считающих Чадобецкое поднятие автономной куполовидной структурой, возникшей в месте пересечения двух зон разломов фундамента Сибирской платформы, к одной из которых

приурочена крупнейшая флексура. В образовании поднятия главную роль играло внедрение щелочных ультраосновных пород. Формирование поднятия было длительным, многостадийным: на одном из последних этапов его внедрилась трапсовая магма и заполнила разломы вокруг поднятия. Кимберлиты образовались в заключительный этап ультраосновного магматизма. Их возраст определяется как посленижнетриасовый, но донижнеюрский. Чадобецкое поднятие окончательно сформировалось в нижнем мезозое (Благовещенская, 1959).

В.И.Юркин, В.Л.Чубугина и другие геологи отмечают, что нарушения по периферии Чадобецкого поднятия имеют полукольцевую форму, а в центральной части разломы направлены радиально от центра купола к периферии. Такая система нарушений отражается на ориентировке речных долин. Поднятие постоянно, вплоть до четвертичного времени, испытывало колебательные движения с преобладанием положительных направлений. Об этом свидетельствует расположение речных долин, которые в пределах района образуют три концентрических кольца.

Из краткого разбора структурных и тектонических особенностей Чадобецкого поднятия следует особенно выделить те факты, которые помогут объяснить причины развития мощной коры выветривания и образования бокситовых месторождений. Эти факты таковы:

1. Чадобецкое поднятие является положительной тектонической структурой.
2. На поднятии и по его периферии широко развиты крупные разрывные нарушения.
3. Сводовые части ядер поднятия являются наиболее тектонически напряженными и нарушенными участками.
4. Сводовые части ядер сложены неоднородными по составу породами, прорванными секущими телами ультраосновных пород, кимберлитовыми трубками и карбонатитами.
5. Чадобецкое поднятие вплоть до четвертичного времени испытывало положительные колебательные движения.

РЕЛЬЕФ РАЙОНА

По характеру вмещающих депрессий бокситовые месторождения Чадобецкого поднятия делятся на две группы: котловинные и карстовые.

Котловинные (эрозионно-котловинные) бокситовые месторождения приурочены к сводовым частям куполов поднятия, залегаая на поверхности коры выветривания алюмосиликатных пород. На северном выступе (куполе) расположено несколько залежей, на южном — бокситопоявление Чуктуков.

Карстовые бокситовые месторождения частично или полностью приурочены к полю распространения карбонатных пород нижнего кембрия. Эти отложения выходят на поверхность в виде широкого сплошного овального кольца и окаймляются прерывистой полосой терригенных пород эвенкийской свиты и интрузиями долеритов. Здесь на периферии Чадобецкого поднятия находятся месторождения Верхне-Теринское, Пуня, Ибдживбек и бокситопоявления Полпод и Горелый. Кроме них, имеется мелкое бокситопоявление Накита, расположенное между Пуней и Ибдживбеком, и несколько разрозненных залежей бокситоподобных пород.

Верхне-Теринское месторождение находится в северной части Чадобецкого поднятия на левом берегу р. Терины. Бокситовые тела в виде линз и пластов залегают в карстовых депрессиях среди известняков нижнего кембрия. Трапсы выходят по контакту с известняками по северному краю Чадобецкого поднятия, только на северо-западе известняки перекрываются пестроцветными отложениями эвенкийской свиты.

Месторождение Пуня расположено в западной части поднятия на водоразделе р. Пуня и руч. Огонь. Все рудные тела лежат в карстовых депрессиях типа воронок и полей. С запада к известнякам примыкают пластовые интрузии долеритов, на северо-западе имеются небольшие выходы терригенных отложений эвенкийской свиты.

Месторождение Ибдживбек размещается в юго-западной части поднятия на правом берегу р. Пуни. Рудные тела лежат в карстовых воронках и полях. На западе и юго-западе известняки перекрываются пестроцветной толщей эвенкийской свиты, за узкой полосой которых далее на западе выходят пластовые интрузии долеритов.

Бокситопоявление Полпод находится на юге Чадобецкого поднятия, на левом берегу руч. Полпод. Рудные тела расположены в очень мелких пологих депрессиях среди известняков и местами лежат на выветрелой пестроцветной толще эвенкийской

свиты. Траппы, распространенные к югу от широкой полосы эвенкийских пород, отделены от месторождений долиной р. Великанды. Маленький шток ультраосновных пород гипсометрически расположен ниже бокситовых тел.

Бокситопроявление Горелый находится на юго-востоке Чадобецкого поднятия. Мелкие рудные тела выполняют карстовые воронки в известняках, вблизи которых расположены терригенные отложения эвенкийской свиты и мелкие штоки (?) выветрелых ультраосновных пород.

Геоморфологическая обстановка в окрестностях котловинных и карстовых месторождений несколько различна.

Сводовая часть северного ядра, сложенная терригенными отложениями нижней подсвиты семеновской свиты, представляет собой пологую овальную водораздельную возвышенность. Северный и западный склоны возвышенности значительно круче восточного и юго-восточного. С запада возвышенность ограничена долиной руч. Семенов Дольчик, с севера и востока — долиной р. Терины, с юга — долиной безымянного ручья. Этими долинами сводовая часть отграничена от всех других частей поднятия. С возвышенности не стекает ни одного постоянного водотока. Максимальная абсолютная отметка достигает 331 м, минимальная — 224 м. Таким образом, превышения составляют около 100 м. Рельеф водораздельной возвышенности полого-волнистый. Основными факторами, обусловившими формирование рельефа, были тектоника, геологическое строение и состав горных пород. Тектонические движения привели к поднятию центральной части поднятия, деформации пород, максимальной напряженности их в сводовой части, возникновению системы различных трещин. Разнообразие состава пород и их геологического положения, неравномерное распределение тектонических нарушений привели к неоднородному характеру коры выветривания и к различной устойчивости продуктов выветривания против эрозии.

Бокситовые тела северного выступа расположены на восточном и юго-восточном склонах возвышенности. Современная поверхность района месторождения очень пологая, ее наклон колеблется в пределах нескольких градусов. Поверхность древней остаточной коры выветривания, являющаяся ложем бокситоносных отложений (фиг. 2), имеет более сложный рельеф. Основными формами древнего рельефа являются депрессии и окружающие их невысокие холмы. Разница абсолютных отметок между дном депрессий и вершинами холмов достигает 130 м, склоны пологие, их максимальный наклон не превышает 40° . Бокситовые тела, образующие пласто- и линзообразные залежи, выполняют депрессии и лежат на склонах холмов.

Геоморфологическая обстановка северного купола позволяет предполагать участие в бокситообразовании всех горных пород, слагающих купол, и исключает влияние пород других частей поднятия.

Бокситопроявление Чуктукон также расположено на склоне водораздельной возвышенности южного купола и приурочено ко впадине в верховьях руч. Чуктукон. Как отмечает М.Н. Благовещенская (1967), в пределах обоих куполов четко вырисовываются депрессии, наибольшие понижения в них приходятся на центральные части куполов.

Бокситовые залежи по периферии Чадобецкого поднятия выполняют карстовые депрессии (воронки, поля) в известняках нижнего — среднего кембрия. На известняках развит пологоувалистый слабо расчлененный рельеф. Вершины увалов достигают 300 м и на 100 м возвышаются над руслами ручьев и речек. Глубина карста достигает 150 м; он особенно глубок на водораздельных возвышенностях и мельче — в долинах. Зона закарстованных известняков на 60–120 м ниже зоны развития траппов.

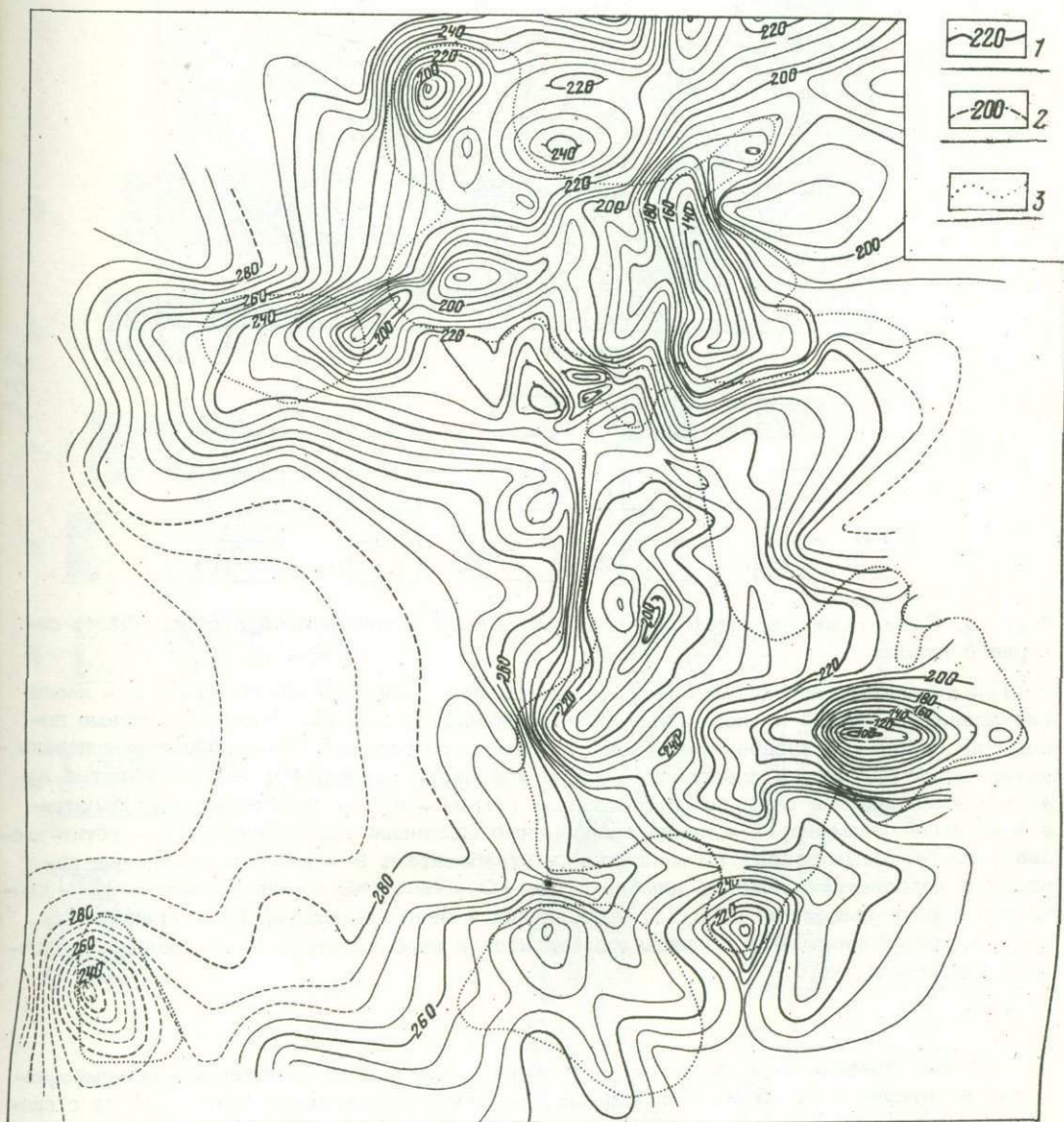
На траппах развит крупнохолмистый грядовый, сильно расчлененный рельеф. Обычно холмы имеют плоские вершины, кое-где на них находятся реликты пород пермокарбонového комплекса. Холмы полого понижаются в сторону известняков. В средних частях склонов этих холмов выходят узкие полосы терригенных отложений эвенкийской свиты верхнего кембрия.

Все ручьи текут в сторону известняков по радиальным направлениям купола Чадобецкого поднятия и впадают в более крупные реки, долины которых ориентированы радиально или концентрически. Последние отчленяют зону карстовых бокситов от внутренних областей Чадобецкого поднятия и оставляют ее открытой для материала, сносимого с холмов зоны грядового рельефа.

Таким образом, геоморфологическая обстановка допускала участие в бокситообразовании известняков нижнего кембрия, терригенных пород верхнего кембрия, долеритов и терригенного комплекса верхнего палеозоя; в некоторых местах в бокситообразовании могли участвовать и вулканогенные породы нижнего триаса.

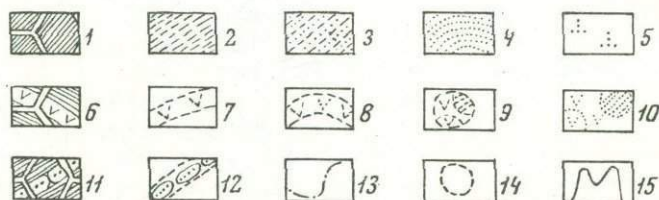
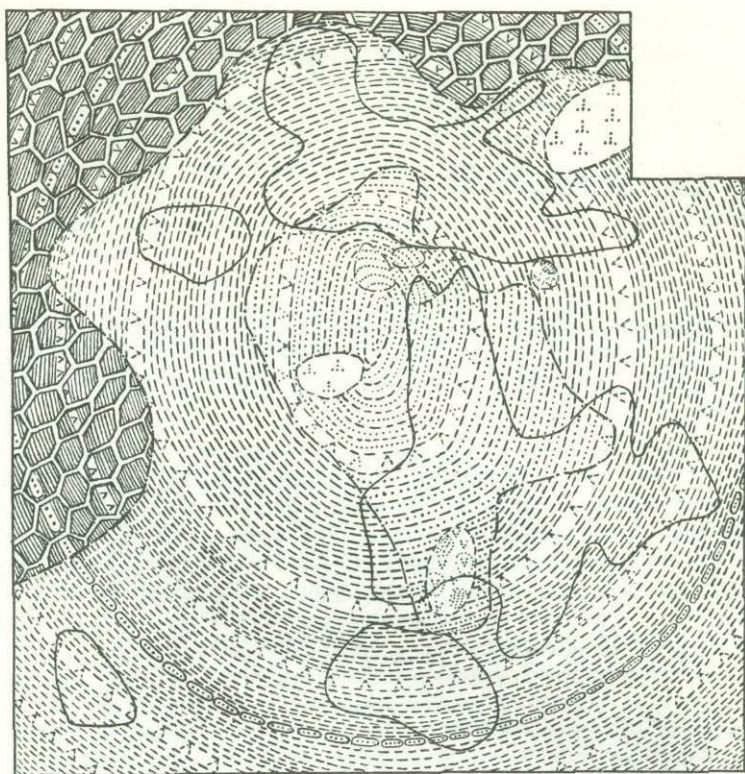
Глава III. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Кора выветривания развита на всех породах, слагающих водораздельную возвышенность между р. Териной и руч. Семенов Дольчик. На северном и западном ее крае мощность коры выветривания небольшая, к центру и восточному краю она увеличивается (фиг. 2-5).



Фиг. 2. Схематическая карта поверхности погребенной коры выветривания сводовой части северного купола

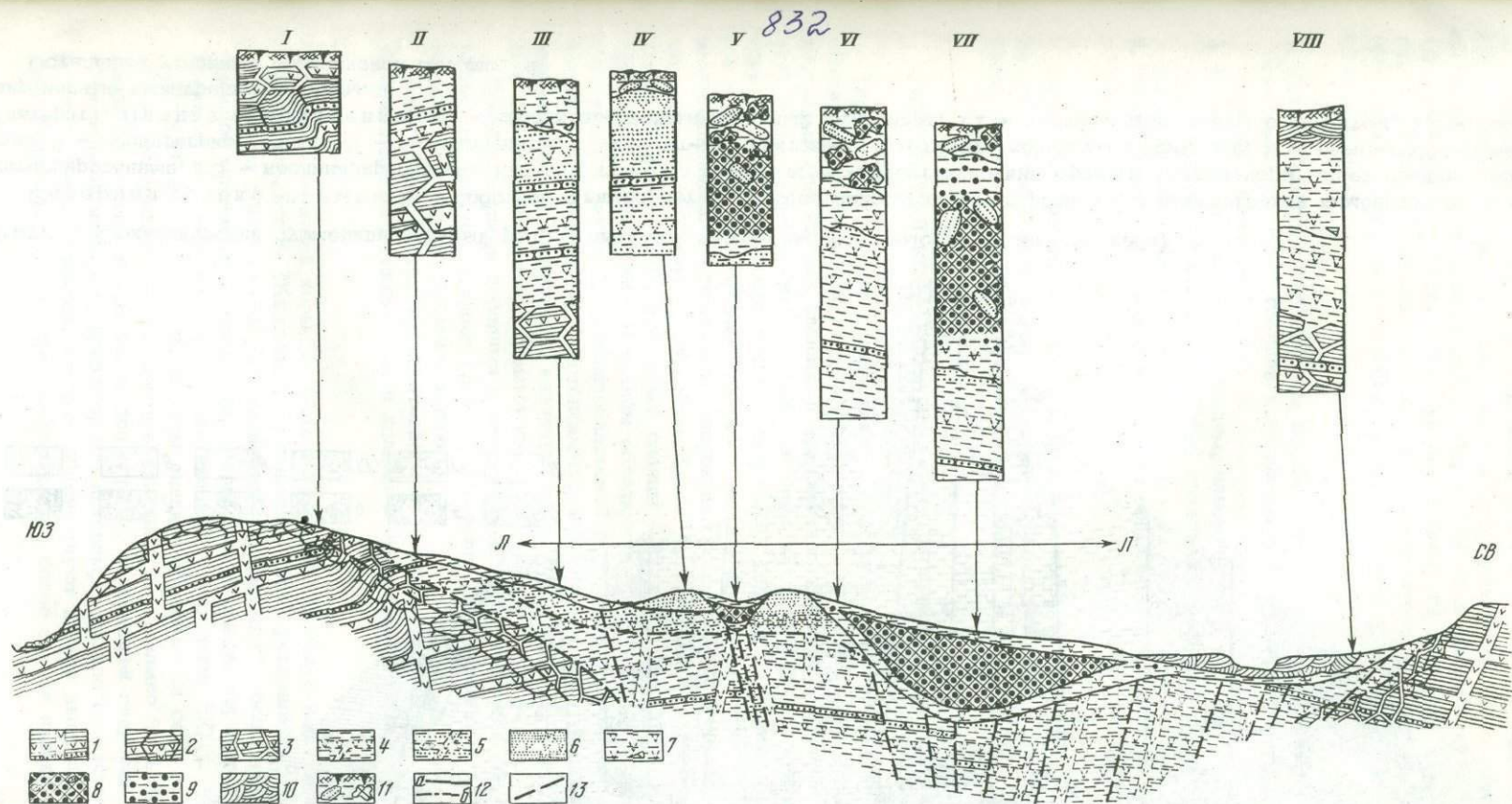
Изогипсы: 1 - достоверно установленные; 2 - предполагаемые; 3 - границы осадочных бокситовых тел



Фиг. 3. Схематическая литофациальная карта коры выветривания сводовой части северного купола

1 - кварц-гидрослюдяные сланцы и алевролиты (зона выщелачивания); 2 - каолинизированные сланцы и алевролиты (зона гидролиза); 3 - каолинит-гипсбитовые породы по сланцам и алевролитам (зона конечного гидролиза); 4 - гипсбитовые породы-латериты по сланцам и алевролитам (зона конечного гидролиза); 5 - железистые и железо-марганцевые охры по карбонатитам (?); 6 - силлы щелочных ультрабазитов в зоне выщелачивания; 7 - каолинизированные щелочные ультрабазиты; 8 - гётит-каолинит-гипсбитовые породы по щелочным ультрабазитам; 9 - каолинизированные породы по карбонатизированным кимберлитам; 10 - латериты по кимберлитам; 11 - песчаники в зоне выщелачивания; 12 - песчаники в зоне гидролиза; 13 - границы зон коры выветривания; 14 - границы кимберлитов и карбонатитов; 15 - границы осадочных бокситовых тел

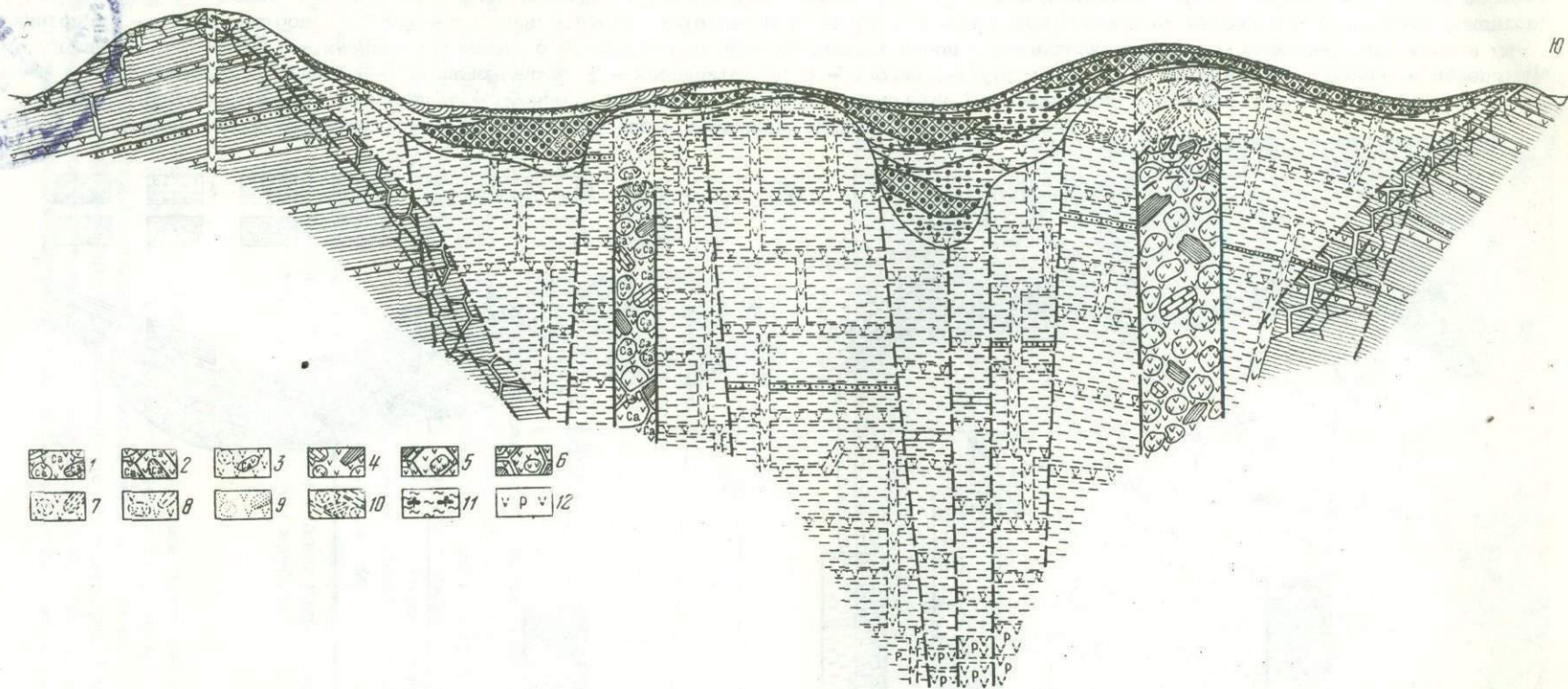
Полный профиль коры выветривания пройден лишь одной скважиной (на кимберлитах) в интервале 13-72 м. Терригенные отложения семеновской свиты вместе с силами щелочных ультраосновных пород выветрены местами до глубины свыше 427 м, но их полный профиль в одной скважине нигде не пересечен. Поэтому характер профиля в целом можно установить, сопоставляя разрезы многочисленных шурфов и скважин от периферических частей брахиантиклинальной складки к ее своду. В радиальном



Схематический субширотный разрез сводовой части северного выступа (вне масштаба)

Материнские горные породы: 1 - сланцы и песчаники с силлами щелочных ультрабазитов. Породы зон коры выветривания: 2 - дезинтегрированные, 3 - выщелоченные, 4 - каолиновые, 5 - каолинит-гипсбитовые, 6 - гипсбитовые (коренные латериты). Осадочные породы: 7 - каолиновые глины с обломками каолинизированных пород в базальной части, 8 - бокситы с обломками латеритов, 9 - глинистые бокситы, 10 - аллювий. Прочие обозначения: 11 - почва и делювиальные суглинки с обломками бокситов; 12 - границы: а - пород, б - зон коры выветривания; 13 - предполагаемые тектонические нарушения; Л - Л - граница ореола рассеяния обломков латеритов на поверхности; I - VIII - геологические колонки по шурфам и скважинам





Фиг. 5. Схематический субмеридиональный разрез сводовой части северного выступа (вне масштаба)

Северная трубка взрыва: 1 - собственно кимберлиты (карбонатизированные); породы коры выветривания кимберлитов: 2 - дезинтегрированные, 3 - каолинизированные. Южная трубка взрыва: 4 - собственно кимберлиты; породы коры выветривания кимберлитов: 5 - дезинтегрированные, 6 - выщелоченные, 7 - гётит-каолинитовые, 8 - гётит-каолинит-гипсбитовые, 9 - гётит-гипсбитовые (латерит). Прочие обозначения: 10 - каолинизированный жильный кимберлит, 11 - каолинитовые глины с лигнитом, 12 - фосфатизированные выветрелые пикриты.

Остальные условные обозначения см. фиг. 4

направлении разрезы зон коры выветривания сменяются снизу вверх от забоя шурфа или скважины до поверхности остаточной коры выветривания в следующем порядке: а) материнские породы - зона дезинтеграции - зона выщелачивания (гидрохлоритов и гидрослюд); б) зона дезинтеграции - зона выщелачивания - зона гидролиза (нижняя часть, нонтронит-монтмориллонитовая); в) зона выщелачивания - зона гидролиза (нижняя и верхняя части, гетит-каолинитовые); г) зона гидролиза - зона конечного гидролиза (нижняя часть, гиббсит-каолинит-гетитовая); д) зона конечного гидролиза (нижняя и верхняя части, гиббситовые). Скважина глубиной 30 м вскрывает эту зону в таком разрезе:

	Мощность, м
1. Рыхлые каолинит-гиббситовые породы коры выветривания с реликтовой текстурой сланцев и алевролитов (граница с вышележащей толщей резкая)	30-11,5
2. Каменистые латериты по сланцам, алевролитам и песчаникам с тремя маломощными (по 5-10 см) латеритизированными силлами пикритовых порфиритов	11,5-3,0
3. Четвертичные суглинки с обильными обломками латеритов и почва	3,0-0,0

Сопоставление этих конкретных разрезов позволяет выделить полный профиль латеритной коры выветривания с зонами: 1) дезинтеграции; 2) выщелачивания и гидратации; 3) гидролиза и 4) конечного гидролиза.

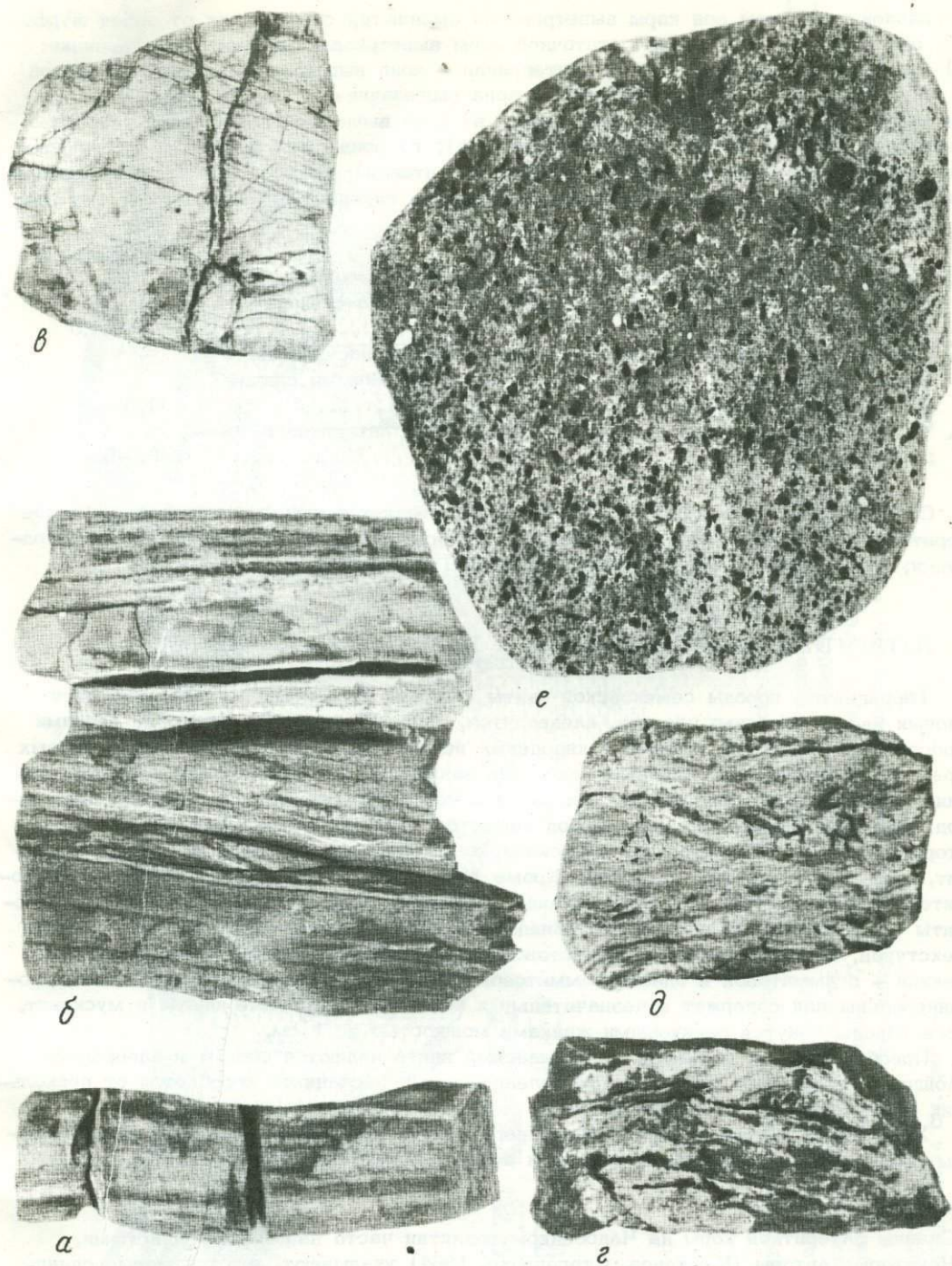
ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Терригенные породы семеновской свиты сложены неравномерно чередующимися слоями кварц-слюдяных сланцев, алевролитов, олигомиктовых песчаников с редкими прослоями кремнистых сланцев и кварцевых песчаников. Минеральный состав первых трех пород качественно одинаков, различие заключается в количественных соотношениях главных породообразующих минералов и текстурно-структурных особенностях пород. Главными минералами этих пород являются кварц и мусковит¹ (фиг. 6,а; 7,а), второстепенными - плагиоклаз, микроклин, хлорит, аксессуарными - ильменит, магнетит, сфен, циркон, рутил, турмалин. Кроме того, отдельные прослои сланцев и алевролитов содержат пирит, некоторые сланцы - углистое вещество, а песчаники и алевролиты - глауконит. Обычно сланцы обладают алевропелитовой структурой и слоистой текстурой, а также микролепидобластовой структурой и сланцеватой текстурой, песчаники - псаммитовой и blastopсаммитовой структурами. Кварцевые песчаники мономинеральны или содержат в незначительных количествах полевые шпаты и мусковит. Все породы секутся баритовыми жилками мощностью до 1 см.

Преобладающими породами в описываемой свите являются сланцы и алевролиты. Мощность отдельных слоев сланцев, алевролитов и песчаников колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров.

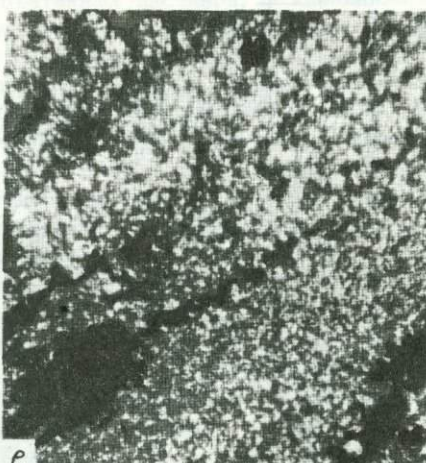
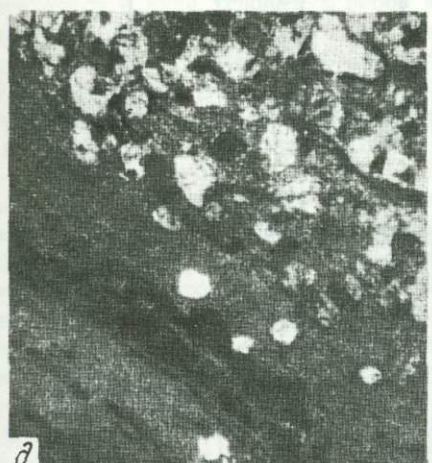
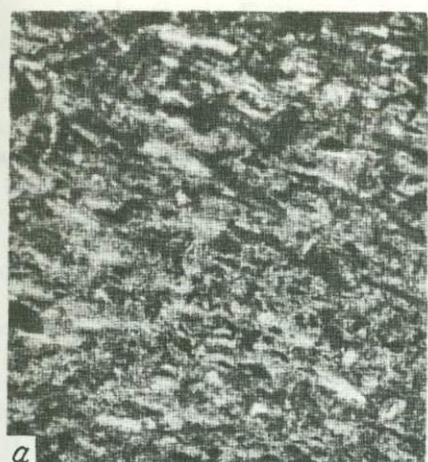
Химический состав мусковит-кварцевого сланца приведен в табл. 1. Сланцы богаты кремнеземом, глиноземом и калием и очень бедны титаном и железом. Кремни-

¹Сланцы латеритной коры на Чадобецком поднятии часто называют глинистыми. Некоторые авторы (Каштанов, Степаненко, 1964) указывают, что глинистые сланцы состоят из тонкочешуйчатого глинистого вещества гидрослюдяного состава с небольшим количеством каолинита, кварца, плагиоклаза, серицита, мусковита. В приводимом ими химическом составе указаны содержания: SiO₂ - 62,95; Al₂O₃ - 17,56; K₂O - 8,41 и ППП - 1,00%. В этом анализе обращает на себя внимание слишком низкое содержание потерь при прокаливании. Оно должно быть гораздо больше для слюдяной породы и тем более для породы, содержащей гидрослюду и каолинит. Специальное изучение, предпринятое автором, показало отсутствие глинистых минералов в свежих сланцах, которые присутствуют в коре выветривания этих же сланцев. Учитывая это, породе следует давать более точное название.



Фиг. 6. Породы кор выветривания терригенных пород (штуфы)

а — кварц-мусковитовый сланец, обр. 1457; б — кварц-гидрослюдяной сланец, обр. 1459; в — каолинизированный сланец, обр. 1075; г, д — латеритизированные сланцы, образцы 2379 и 2374; е — латеритизированный песчаник, обр. 2393



Фиг. 7. Минералы коры выветривания терригенных пород (шлифы)
а - мусковит; б - гидрослюда; в, г - каолинит; д, е - гиббсит

Таблица 1

Химический состав (в вес. %) сланцев, их коры выветривания и латеритов

Зона	Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	P ₂ O ₅	CO ₂	F	Σ
Дельтовия	Латерит (обломки из бокситов)	977	0,63	Не обн.	64,00	2,57	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,08	0,02	0,14	33,13	0,20	Не опр.	Не обн.	100,37
		1410	3,04	1,05	57,70	8,46	"	Следы	0,49	0,41	0,01	0,03	0,42	28,63	0,04	0,12	0,29	100,57
		2413/2	5,35	1,01	55,88	6,07	"	Не обн.	0,31	Не обн.	Не опр.	Не опр.	1,22	27,81	0,79	Не обн.	Не опр.	99,39 ²
		2413/1	14,31	0,78	53,66	3,49	"	"	Не обн.	0,28	0,05	0,00	0,80	25,97	0,08	"	0,24	99,56
	2459	28,66	0,47	47,79	1,33	"	"	"	"	0,27	0,03	0,12	0,69	20,60	0,04	"	0,27	99,86
	Латерит (обломки из суглинков)	2397	1,01	1,14	57,99	8,30	Нет	Не опр.	0,25	Не обн.	Не опр.	Не опр.	0,003	31,12	0,11	Не опр.	Не опр.	99,92
		2392	1,64	0,98	50,66	13,06	"	"	Не обн.	"	"	"	0,73	27,11	0,24	"	"	100,42
		2385	1,24	1,65	53,45	14,28	"	0,07	"	0,25	0,14	0,056	3,05	25,91	0,20	Не обн.	"	100,05
		2383	4,03	2,68	47,84	17,61	"	0,07	0,15	0,28	0,054	0,018	1,97	24,45	0,20	0,40	"	99,85
	Конечного Гидролиза	Гиббситовая (латерит)	2380	1,26	0,53	58,17	10,09	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	30,00	0,01	Не обн.	"
2379			1,79	2,57	60,65	2,10	0,10	Следы	"	"	0,01	0,01	"	33,34	Не обн.	"	"	100,57
2376			1,98	2,25	53,84	11,44	Не обн.	0,09	"	"	0,04	Не обн.	1,28	28,29	0,31	0,47	"	99,79
2374			1,54	1,70	45,00	23,81	0,18	0,03	"	"	0,03	0,01	Не обн.	26,53	0,01	0,12	"	99,96
Угро- лиза	Каолинитовая	2371	43,93	1,12	38,59	1,79	Не обн.	Не обн.	0,51	"	Не опр.	Не опр.	0,67	12,73	0,35	Не обн.	"	99,69
		1075	41,50	1,22	37,65	3,56	"	"	0,67	0,40	0,06	0,06	0,36	14,36	0,66	"	"	100,81
Выше- дана вания	Кварц-гидросло- дьяная	1459	61,01	0,59	21,20	1,81	"	Следы	1,18	0,68	0,13	6,43	1,73	3,65	0,22	"	0,26	99,39
		1457	67,01	0,50	15,60	1,40	"	Не обн.	1,47	0,69	0,24	9,25	1,07	1,93	0,20	"	0,36	99,58
Материн- ская по- рода	Кварц-муско- витовый сла- нец	1457	67,01	0,50	15,60	1,40	"	Не обн.	1,47	0,69	0,24	9,25	1,07	1,93	0,20	"	0,36	99,58

Примечание. в обр. 2413/2 в сумму входит BaO—0,65%; SO₃—0,30%. Аналитики ИГЕМ АН СССР: В.М.Степашкина, В.В.Кухарчик, Л.С.Цимлянская, Р.С.Яшина, Л.А.Твердова.

стые сланцы почти целиком состоят из кварца: содержание SiO_2 достигает в них 97%, остальных компонентов — десятые и сотые доли процента.

Кора выветривания терригенных пород обладает полным гидрослюдяно-каолинит-гипбситовым (т.е. полным латеритным) профилем с зонами: 1) дезинтеграции; 2) выщелачивания и гидратации; 3) гидролиза; 4) конечного гидролиза.

Зона дезинтеграции представлена трещиноватыми породами с незначительным изменением минерального состава вдоль трещин. Здесь появляются слабо гидратированные слюды, отлагаются гипергенные карбонаты железа (в местах контакта со щелочными ультрабазитами), которые в верхней части зоны полностью окислены.

Мощность зоны дезинтеграции превышает 30 м.

Зона выщелачивания связана постепенными переходами со свежими породами и вышележащими зонами. Она сложена гидрослюдяными и кварц-гидрослюдяными породами (фиг. 6,б; 7,б), белого, серого и желто-серого цвета, хорошо сохраняющими текстурно-структурные особенности материнских пород. Гидрослюда развивается по мусковиту, плагиоклазам. Пирит замещен гётитом. Гидроокислы железа разлагают глауконит и выполняют трещины в породах. Изредка в трещинах встречаются прожилки монтмориллонита. Термическая кривая образца породы (фиг. 8) имеет характерные для гидрослюда эндотермические пики при 90, 570 и 620°C, экзотермический эффект при 490°C обусловлен присутствием остаточного органического вещества.

Химический состав кварц-гидрослюдяной породы (см. табл. 1, обр. 1459) отличается от состава свежего сланца повышенным содержанием глинозема и воды, бериллия, скандия, ниобия, галлия, ванадия, никеля, хрома и уменьшением количества кремнезема, калия, свинца, меди.

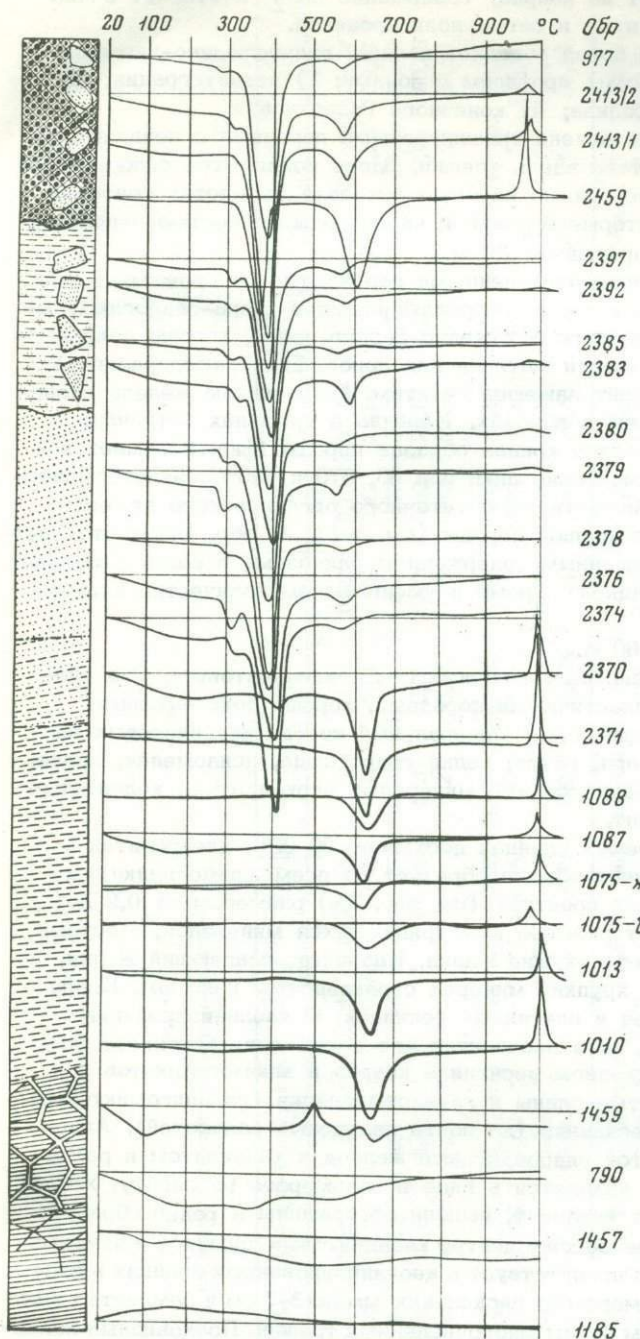
Мощность зоны выщелачивания 60 м.

Зона гидролиза представлена одним горизонтом — каолинитовым. Она сложена белыми, желтыми и бурыми пластичными породами, хорошо сохраняющими структуру материнских пород (см. фиг. 6,в). Минеральный состав каолинитовых продуктов выветривания: каолинит, кварц, гётит, редко гидрослюда, псиломелан, халцедон, барит, крадаллит и кальцит; акцессорные минералы: циркон, сфен, коленчатые двойники рутила, турмалин, ильменит.

Содержание каолинита в выветрелых сланцах достигает 90–98%, алевролитах — 30–50%, песчаниках — 1–40%. Каолинит обычно образует по всем алюмосиликатам псевдоморфозы в виде червеобразных сростков (см. фиг. 7,в) размером от 0,2 до 0,001 мм и меньше, что зависит от размера выветривающихся минералов. Местами тонкодисперсный каолинит выполняет секущие жилки. Каолинит, слагающий жилки, представляет собой белый плотный хрупкий минерал с раковистым изломом. Кварц встречается в виде угловатых зерен и окатанных песчинок. В каолинизированных сланцах кварц обычно отсутствует, но в песчаниках его содержание достигает 96%. В зависимости от содержания в исходном песчанике кварца и алюмосиликатов при выветривании получаются песчаные глины и глинистые пески (из олигомиктовых разностей) и каолинизированные песчаники (из почти кварцевых разностей). Агрегаты кварцевых зерен корродируются гидроокислами железа и каолинитом и распадаются на составные части. Гётит находится в виде псевдоморфоз по пириту, хлоритам, редко сидериту, пигментирует каолинит, выполняет трещины и редко образует мелкие конкреции. Гидрослюда встречается в центре каолинитовых сростков и является реликтовым минералом, псиломелан присутствует в каолинизированных сланцах в виде почковидных натеков и оолитов размером от нескольких мм до 3–7 см и землистых масс и приурочен к породам, сохранившим следы многочисленных трещин. Почковидный псиломелан разбит тонкими трещинами, заполненными белым фарфоровидным минералом, оптические свойства и дебаеграмма которого полностью отвечают каолиниту. Халцедон кое-где выполняет поры каолинизированных сланцев. Барит является реликтовым прожилковым минералом в каолинизированных сланцах. Крадаллит — белый твердый лучистый минерал, выполняющий местами трещины. Кальцит в виде рессеянных зернистых агрегатов выполняет трещинки и поры. Это наиболее поздний, вторичный минерал.

Кривые нагревания образцов пород зоны гидролиза отражают эффекты, характерные для каолинита (см. фиг. 8, обр. 1013, 1075).

Химический состав пород зоны гидролиза приведен в таблицах 1 и 2. Наименьшее количество кремнезема содержится в каолинизированных сланцах. Выветрелые грубо-зернистые песчаники содержат кремнезема до 75%, из них около 60% приходится на минералы свободного кремнезема: кварц и халцедон. Содержание глинозема дости-



Фиг. 8. Термограммы пород коры выветривания терригенных отложений

Образцы: 1185 - кварц-мусковитовый сланец; 1457 - дезинтегрированный кварц-мусковитовый сланец; 790, 1459 - кварц-гидросланцы (1459 - с рассеянным углистым веществом); 1010, 1013, 10756,ж, 1087, 1088, 2371 - каолинизированные сланцы; 2370 - гиббсит-каолини-товая порода по сланцу; 2374, 2376, 2378, 2379, 2380 - гиббситизированные сланцы (латериты); 2383, 2385, 2392, 2397 - латеритные обломки из суглинков; 2459, 2413/1, 2413/2, 977 - гиббситовые и каоли-нит-гиббситовые лате-ритные обломки из оса- дочных бокситов

гает 38%, окиси железа - 19,5%, H_2O^+ - 14,36%. Каолинизированные породы содержат до 2% двуокиси титана. Мощность зоны гидролиза превышает 400 м (локально),

Зона конечного гидролиза состоит из двух частей, резко отличающихся друг от друга по физическим свойствам слагающих их пород.

Нижнюю часть зоны слагают породы, не отличающиеся по внешнему виду от каолинизированных сланцев, алевролитов и песчаников - белые или желтые крупнопористые породы, теряющие пластичность. Реликтовые текстуры и структуры материнских пород хорошо сохраняются. Основные минералы: каолинит, гиббсит и местами гётит.

Таблица 2

Химический состав (в вес. %) каолинизированного и гиббситизированного песчаника

Компоненты	Каолинизированный песчаник		Гиббситизированный песчаник, обр. 2393
	обр. 238	обр. 260	
SiO ₂	75,00	68,52	20,12
TiO ₂	0,43	0,62	2,06
Al ₂ O ₃	10,54	14,24	19,03
Fe ₂ O ₃	7,48	8,51	44,58
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0,10	0,05	Не опр.
MgO	Не обн.	Не обн.	0,35
С O	1,12	1,24	Не обн.
Na ₂ O	0,03	Не обн.	Не опр.
K ₂ O	0,05	0,05	"
H ₂ O ⁻	0,95	0,92	1,30
H ₂ O ⁺	4,85	6,09	11,26
CO ₂	Не обн.	0,22	0,21
P ₂ O ₅	Не опр.	0,16	0,93
Σ	100,55	100,62	99,84
SiO ₂ своб.	58,93	51,86	5,30

Аналитики ИГЕМ АН СССР: В.В. Лупанова, Р.С.Яшина.

Характерной примесью является рутил. Гиббсит в виде мелких двойниковых кристаллов развивается по каолиниту. Гётит образует псевдоморфозы по железосодержащим силикатам, пириту и выполняет прожилки и поры. Конкреции гётита под латеритами не установлены. Кварц частично сохраняется только в песчаниках.

На кривых нагревания (см. фиг. 8, обр. 2370) наряду с термическими эффектами каолинита при 610 и 1000° появляется эндотермический пик при 410°, свидетельствующий о наличии гиббсита. В химическом составе этих пород обнаруживается преобладание глинозема над кремнеземом.

Мощность гиббсит-каолинитового горизонта под сохранившимися латеритами превышает 20 м. Его граница с нижележащим горизонтом постепенная, а с вышележащими латеритами - резкая.

Верхняя часть зоны сложена латеритами. Латериты - крепкие каменистые породы с многочисленными порами и кавернами, сохраняющие реликтовые текстурно-структурные особенности материнских пород: сланцев, алевролитов и песчаников (см. фиг. 6, г, д; 7). Цвет латеритов белый, желтый, буровато-желтый, в верхней части красновато-бурый. Минеральный состав латеритизированных сланцев и алевролитов: гиббсит, гётит и рутил. Белые латериты редки, они образовались по безжелезистым сланцам, сложены почти чистым гиббситом и сохраняются только в монолитных блоках. Краевые части этих блоков вблизи оконтуривающих трещин окрашены гётитом в желтый цвет. Содержание гётита в латеритизированных сланцах и алевролитах колеблется от 0 до 25%, содержание гиббсита достигает 95%. На кривых нагревания латеритов (см. фиг. 8, обр. 2374, 2376, 2378, 2379 и 2380) отражаются три эндотермических

эффекта с максимумами при 280–310, 370–400 и 560°, отвечающие реакциям диссоциации гиббсита. На кривой обр. 2374, содержащего около 25% гётита, основной пик гиббсита при 400° усложняется выступом около 380°, свидетельствующим о дегидратации гётита. На кривых обр. 2379 и 2380 слабо проявлен экзотермический эффект при 980°, который может быть вызван небольшим количеством каолинита, хотя в шлифах каолинит не обнаружен.

В химическом составе латеритов (см. табл. 1, обр. 2374, 2376, 2379, 2380) преобладают Al_2O_3 и H_2O^+ , содержание железа обычно небольшое и редко превышает 20%. Количество кремнезема не превышает 2%, в них содержится немного титана, остальные элементы практически отсутствуют. По качеству латериты на сланцах и алевролитах отвечают высококондиционным бокситам; их кремневый модуль достигает 46.

Латеритизированные песчаники залегают в виде маломощного (5 см) слоя в самой верхней части толщи латеритов. Эти латериты отличаются от латеритов на сланцах и алевролитах массивной текстурой (см. фиг. 6,е), наличием зерен кварца и многочисленных равномерно распределенных округлых пор, оставшихся на месте растворенных зерен кварца. Цвет породы красновато-бурый. Минеральный состав: гематит, гиббсит, каолинит, гётит, кварц, рутил. Для этого латерита характерно высокое содержание железа (см. табл. 2, обр. 2393), обусловленное тем, что материнская порода имела преимущественно хлоритовый состав.

Мощность коренных латеритов составляет 8,5 м.

Верхняя граница латеритов резкая, выше нее залегают светло-серые рыхлые делювиальные суглинки с многочисленными обломками латеритов. Последние рассеяны во всей трехметровой толще суглинков вплоть до самой поверхности и находятся даже среди корней упавших деревьев. Минеральный состав, химический состав обломков латеритов (см. табл. 1) аналогичен описанным коренным латеритам. В минеральном составе суглинков преобладает каолинит, несколько меньше содержится гиббсита, присутствуют терригенные зерна кварца.

ЛАТЕРИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД (включая кимберлиты и карбонатиты)

Собственно щелочные ультраосновные породы. Они обнимают широко дифференцированный ряд от слюдяных пикритовых порфиритов до пироксенитов, кимберлитов и карбонатитов. В.Л.Чубугина (1964) выделяет в Чадобецком комплексе щелочных ультраосновных пород пироксеновые слюдяные перидотиты, монтичеллитовые (мелилит-нефелиновые) перидотиты, монтичеллитовые альнётиты, слюдяные кимберлиты, ийолит-мельтейгиты, карбонатиты и кимберлиты трубчатого типа.

Щелочные ультраосновные породы наиболее полно описаны Л.А.Полуниной (1960, 1966; Лурье, Полунина, 1958). Они залегают в виде согласных и секущих жил среди синийских отложений. Среди секущих прожилков нередко находятся неправильные прожилки с неровными рваными контактами и многочисленными ксенолитами вмещающих пород. Встречаются брекчии кремнисто-слюдяных сланцев, сцементированные изверженной породой. Большинство жил сложено ультраосновными породами, в различной степени измененными, а также развитыми за их счет карбонатами. Жилы зональны: центральные части сложены пикритовыми порфиритами, вблизи зальбандов развиваются апатит-флогопит-пироксеновые породы. Ясно выражено ориентированное расположение оливина и апатита у контактов.

Со щелочными ультраосновными породами связаны жилные образования гидротермально-метасоматического генезиса, отвечающие по составу карбонатитам. Это светло-серые, белые мелко- и тонкозернистые массивные породы, состоящие из кальцита с примесью доломита, апатита, авгита, флогопита и других минералов. Карбонатиты часто неотличимы от мраморизованного известняка, иногда сохраняют облик пикритовых порфиритов. Жилы карбонатитов часто имеют неровные края, содержат ксенолиты вмещающих пород. Замещение касается жил пикритовых порфиритов и не затрагивает вмещающих их сланцев.

Жилные ультраосновные породы представлены пикритовыми порфиритами, пикритовыми порфиритами с флогопитом, флогопит-оливиновыми порфиритами и порфиroidными слюдяными пикритами.

Неизменные разновидности пикритовых порфиритов – плотные крепкие породы черного цвета. Структура пород порфировая (фиг. 9,а).

Минеральный состав наиболее распространенных разновидностей ультраосновных пород качественно одинаков, различия заключаются в количественных соотношениях главных породообразующих минералов: оливина, флогопита, диопсид-авгита. Количественные соотношения второстепенных и аксессуарных минералов (магнетита, ильменита, титаномагнетита, перовскита, апатита, кальцита, пирита, сфена, бадделейта, циркона) также непостоянны.

Оливин содержится 15 - 40% и более; он образует идиоморфные вкрапленники размером до 0,3 см. По составу оливин отвечает форстериту. Оливин частично или полностью серпентинизирован (фиг. 10,а), местами кальцитизирован и окварцован. Диопсид-авгит (5-30%) образует мелкие идиоморфные кристаллы в основной массе и крупные - в приконтактово-измененных породах. Флогопит (5-30%) располагается между кристаллами оливина. Вкрапленники флогопита достигают 3 см в поперечнике (участок Южный). Оптические константы флогопита: $2V=0$, $N_g=N_m=1,620\pm 0,002$, плеохроизм по N_p - бесцветный, по N_g - коричневатый.

Рудные минералы образуют идиоморфные кристаллы. Ильменит достигает размера до 3 см и содержится в количестве до 15%. Октаэдрические кристаллы магнетита и титаномагнетита достигают размера 0,1 мм и содержатся в количестве 5-40%. Перовскит - характерный минерал описываемых пород. Его октаэдрические футлярообразные и целые метакристаллы нарастают на рудные минералы и находятся в виде изолированных двойников, тройников и четверников. Размер кристаллов 0,001-0,1 мм; содержание минерала до 8%.

Апатит находится в виде аксессуарных игольчатых кристаллов. В кальцит-хлорит-apatитовых породах он является главным породообразующим минералом (фиг. 10,б).

Химический состав (табл. 3) щелочных ультраосновных пород непостоянен и характеризуется высоким содержанием титана, щелочноземельных элементов и небольшим глинозема (до 9%). Исключение составляют пироксениты, почти не содержащие титана и алюминия (табл. 4). Переменный состав материнских пород сказался на составе продуктов выветривания.

Ряд щелочных ультраосновных пород - пикритовые порфириды, пикритовые порфириды с флогопитом, флогопитовые оливиновые порфириды и порфиридные слюдяные пикриты - обладает близким к предыдущему профилю выветривания с зонами дезинтеграции, выщелачивания, гидролиза и конечного гидролиза.

Эти зоны являются общими как для силлов щелочных ультраосновных пород, так и для вмещающих терригенных отложений семеновской свиты синия.

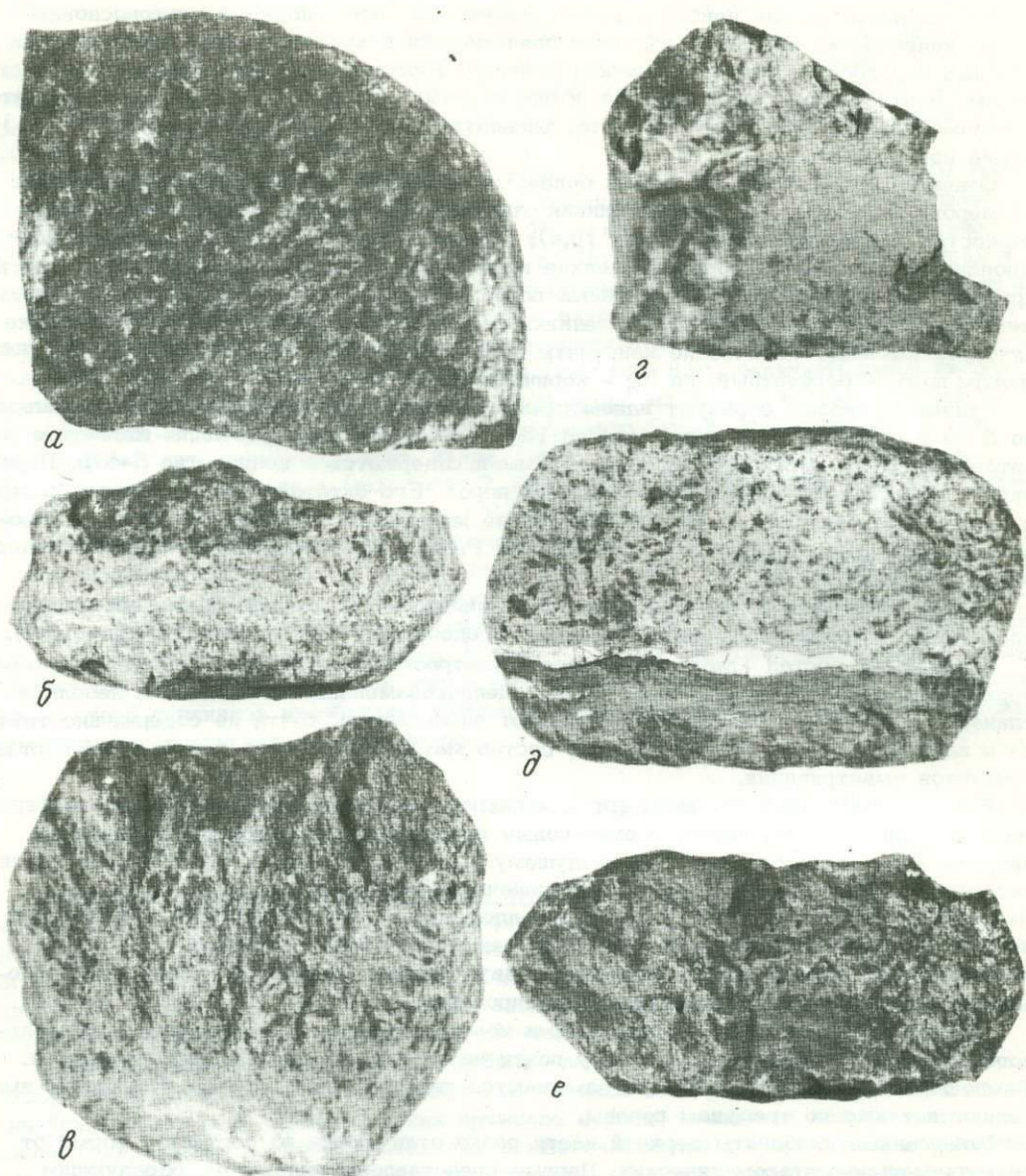
Зона дезинтеграции состоит из двух частей: нижней, не содержащей наложенных минералов, и верхней, карбонатизированной.

Нижняя часть сложена трещиноватыми породами темно-серого и желтовато-зеленого цвета, по минеральному составу почти не отличающимися от исходных пород. Темноцветные минералы частично замещаются гидроокислами железа. Последние выделяются также по трещинам породы.

Гипергенные карбонаты верхней части резко отличаются по составу и форме от гидротермально-метасоматических. Первые представлены сидеритом, образующим хлопьевидные и сферические выделения типа "цветной капусты" во всей массе породы и концентрические выделения по трещинам (см. фиг. 9,б; 10,в), последние - крупнозернистыми массами кальцита. Сидерит сохранился только в самых нижних частях горизонта, выше он полностью окислен и замещен гетитом. В химическом составе эти изменения выразились в исчезновении закисного железа и CO_2 (табл. 5).

Характерной особенностью карбонатизированных пород зоны дезинтеграции является высокое содержание марганца (до 2,60% в обр. 810). Марганец входит как изоморфная примесь в карбонаты и магнетит и остается на месте при их окислении, достигая концентрации 3,91% в обр. 791. Видимая мощность зоны - 30 м, горизонта карбонатизации - 24 м.

Зона выщелачивания представлена массивными разламывающимися непластичными породами грязно-, серо- и желто-зеленого цвета. Структура материнской породы сохраняется. Серпентинизированный оливин почти не изменен или слабо нонтропитизирован, по хлоритизированным пироксенам развиты гидрохлориты, флогопит обесцвечен и показатели преломления его понизились на 0,02-0,04. Кристаллы перовскита с краев и по трещинам лейкоксенизированы. Метасоматический кальцит сохраняется, о чем свидетельствует также содержание CO_2 - 11,40% и CaO - 18,97% (см. табл. 3, обр. 316). Местами крупные кристаллы кальцита замещаются дисперсными карбонатными частицами. Магнетит и железосодержащие силикаты окислены.



Фиг. 9. Породы коры выветривания щелочных ультраосновных пород (штуфы)

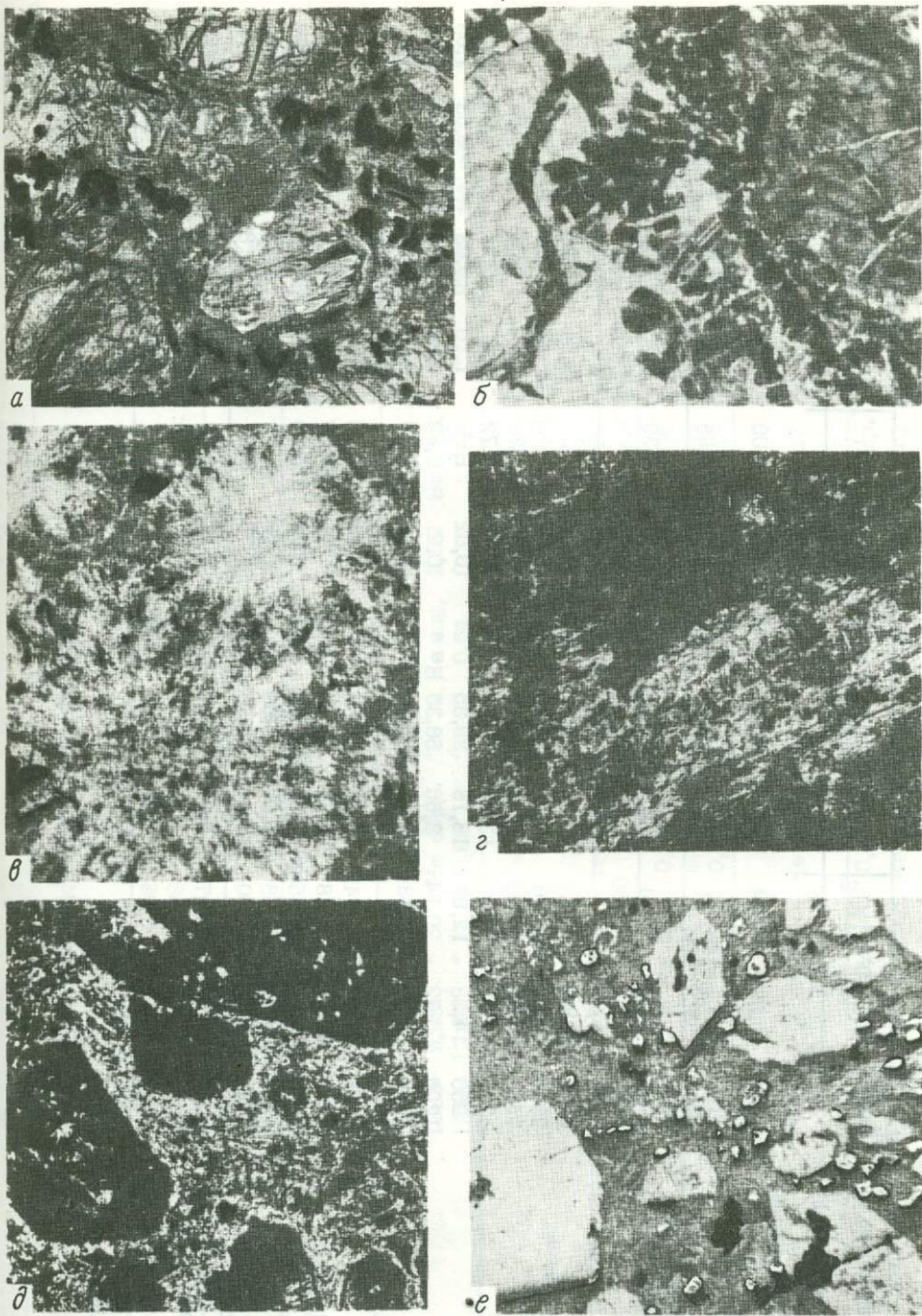
Порфириты: а - оливин-флогопитовый, обр. 1566; б - карбонатизированный, обр. 796; в - выщелоченный, обр. 316; г - нонтронитизированный, обр. 411; д - каолинизированный, обр. 1177; е - латерит, обр. 2381

На кривой нагревания образца выщелоченной породы фиксируется четкий пологий пик с максимумом около 100° , отражающий присутствие гидратированных силикатов (фиг. 11, обр. 328).

В химическом составе выщелоченных пород изменения выразились в уменьшении содержания щелочных элементов и магния и увеличении - адсорбированной воды.

Зона гидролиза представлена глинистыми породами и состоит из двух частей: нижней - сложенной нонтронитовой или нонтронит-гидрослюдяной породой и верхней - сложенной гётитовой или каолинит-гётитовой породой. Переходы от зоны выщелачивания к зоне гидролиза и между ее горизонтами весьма постепенные.

Нонтронитовые или нонтронит-гидрослюдяные породы нижней части зоны имеют желто-зеленые и буровато-зеленые окраски, пластичны, хорошо сохраняют первичную структуру. Нонтронитовые породы развиваются по пикритовым порфирирам, нонтронит-гидрослюдяные - по щелочным ультраосновным породам с флогопитом. Минеральный



Фотографии любезно предоставлены В. В. Мухоморовым

Фиг. 10. Минералы коры выветривания щелочных ультраосновных пород (шлифы)

а - оливин, флогопит и перовскит; б - кальцит, хлорит, апатит; в - гипергенный сидерит; г - нонтронит; д - псевдоморфозы гётита по оливину в каолинизированном порфирите; е - псевдоморфозы гётита по оливину в латерите (полированный шлиф)

состав пород: нонтронит, гидрослюда, анатаз, гётит, кварц и реликты первичных минералов. Нонтронит развивается по серпентинизированному оливину (см. фиг. 10,г) и пироксену. Раствор солянокислого бензидина окрашивает водную суспензию породы в синий цвет, что характерно для минералов монтмориллонитской группы (Веденева, 1952).

Таблица 3

Химический состав (в вес. %) щелочных ультраосновных пород, продуктов их выветривания и латеритов

Зона	Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻
Делювия	Латерит (обломок из боксита)	1535	1,86	9,24	31,96	35,26	3,16	Следы	0,00	0,34	0,10	0,03	0,95
	Латерит (обломок из суглинка)	1411	2,28	7,31	27,19	40,10	0,22	0,32	0,68	0,68	0,20	0,06	0,58
Конечного гидролиза	Гиббсит-гётитовая (латерит)	2382	0,78	5,64	38,36	28,19	Не обн.	0,21	0,30	0,28	Не опр.	Не опр.	0,82
		2381	1,11	3,00	33,89	40,58	"	0,07	Не обн.	Не обн.	0,07	Не обн.	1,54
	Гиббсит-каолинит-гётитовая	1500	15,63	6,19	30,79	25,57	0,47	0,12	0,39	0,54	0,09	0,03	0,62
		2369	14,64	23,16	18,13	30,80	0,47	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,05	0,00	1,46
		1400	10,61	13,26	13,18	45,13	Не обн.	0,87	0,79	Следы	0,08	0,04	1,50
		1213	12,11	17,48	12,37	48,87	"	0,08	0,72	0,41	0,21	0,09	1,04
		255	14,98	12,98	18,18	39,35	"	0,62	Нет	1,10	0,03	0,03	1,09
		1206	5,72	20,14	3,66	56,35	"	0,01	0,82	0,28	0,24	0,09	1,07
1248	32,31	6,63	29,62	15,90	"	0,23	0,19	0,54	0,05	0,06	0,83		
Гидролиза	Каолинит-гётитовая	929	12,12	19,14	12,22	41,83	0,47	0,44	0,58	0,82	0,12	0,07	0,29
		1215	28,41	5,28	24,42	27,48	0,00	0,21	0,28	0,54	0,18	0,03	1,12
		1177	16,18	18,35	9,66	41,35	0,29	0,23	0,56	1,09	0,12	0,40	0,94
		1184	36,24	6,58	20,00	20,06	Не обн.	0,55	0,95	0,68	0,89	0,08	0,32
		1240	23,20	13,60	12,45	36,97	0,00	0,72	1,03	0,57	0,16	0,09	1,23
	Нонтронит-гидрослюдяная	1448	38,44	10,47	10,92	16,09	4,95	0,31	5,03	0,68	0,10	0,92	5,98
		411	35,03	8,56	9,21	25,76	1,46	Следы	3,75	0,79	0,08	1,30	6,60
		410	48,68	3,95	7,60	15,71	0,62	"	7,14	0,54	0,07	3,27	5,80
Выщелачивания	Гидрохлорит-гидрослюдяная	316	24,81	4,64	4,16	14,32	1,87	0,36	9,83	18,97	0,28	0,86	4,09
	Оливин-флогопитовый порфирит	428	33,01	1,74	8,44	6,97	7,19	0,18	22,35	9,86	0,43	1,50	0,94
1566		32,43	4,78	4,28	4,40	8,13	0,24	22,58	16,11	1,01	1,90	Не обн.	

Таблица 3 (окончание)

Таблица 3 (окончание)

Зона	Порода	№ обр.	H ₂ O ⁺	NiO	Cr ₂ O ₃	SO ₃	CO ₂	P ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	F	Σ	SiO ₂ - своб.	Объемный вес, г/см ³
Делювия	Латерит (обломок из боксита)	1535	16,09	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,18	1,17	0,244	0,40	100,41	Не опр.	Не опр.
	Латерит (обломок из суглинка)	1411	19,64	"	"	"	0,09	0,50	Не опр.	0,49	99,85	"	"
Конечного гидролиза	Гиббсит-гётитовая (латерит)	2382	23,29	"	"	"	Не обн.	0,91	"	0,25	98,78	"	"
		2381	19,10	"	"	"	0,40	0,49	"	Не опр.	100,25	"	"
	Гиббсит-каолинит-гётитовая	1500	17,69	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,20	1,07	0,2	Не опр.	99,40	Не обн.	Не опр.
		2369	9,55	"	"	"	0,28	1,25	Не опр.	"	99,32	"	"
		1400	10,54	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	2,63	0,02	0,50	98,77	"	"
		1213	10,30	Не опр.	Не опр.	"	"	1,55	0,081	Не опр.	100,29	"	"
		255	10,61	"	0,11	"	Не обн.	0,87	0,103	"	100,05	0,09	1,57
1206	9,28	"	Не опр.	"	Не опр.	2,05	Не опр.	"	99,71	Не опр.	Не опр.		
1248	12,30	"	0,03	"	"	0,54	0,71	"	99,94	Не обн.	"		
Гидролиза	Каолинит-гётитовая	929	10,43	"	Не обн.	"	0,53	1,54	0,151	"	100,70	"	"
		1215	11,22	0,05	"	"	"	0,68	"	"	99,90	2,73	"
		1177	8,78	0,10	0,10	Не обн.	0,49	2,15	>0,1	"	100,89	7,13	"
		1184	11,18	0,01	Не обн.	Не опр.	0,46	1,12	0,06	"	99,68	"	"
		1240	8,38	"	"	"	"	1,78	"	"	100,18	6,18	"
	Нонтронит-гидрослюдяная	1448	4,34	Не опр.	0,00	Не опр.	0,93	0,10	0,054	0,38	99,37	5,23	"
411		5,72	0,05	0,19	0,22	0,34	0,36	0,055	0,48	99,56	Не обн.	1,58	
410		5,27	0,07	0,00	0,12	0,37	0,25	0,013	0,46	99,51	5,43	Не опр.	
Выщелачивания	Гидрохлорит-гидрослюдяная	316	3,21	0,12	Не опр.	0,09	11,40	0,68	0,027	Не опр.	99,72	Не опр.	2,01
	Материнская порода	Оливин-флогопитовый порфирит	428	4,07	0,09	0,17	0,12	1,74	1,14	Не опр.	0,48	99,62	Не обн.
1566		2,05	Не опр.	Не опр.	Следы	0,54	0,94	0,012	0,40	99,47	"	Не опр.	

Аналитики ИГЕМ АН СССР: В.В.Кухарчик, В.В.Лупанова, В.М.Степашкина, Л.С.Цимлянская.

Таблица 4

Химический состав (в вес. %) карбонатизированного пироксенита и оливин-

Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Пироксенит	380	38,96	0,74	0,38	2,53	1,25	0,08	11,75
Порфирит	810	9,34	4,73	3,66	17,67	22,40	2,60	7,26

Аналитики ИГЕМ АН СССР В.В.Лупанова, В.В.Кухарчик.

Таблица 5

Химический состав (в вес. %) дезинтегрированных флогопитовых пикритовых

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
791	21,46	7,03	8,49	32,77	0,00	3,91	5,86	3,98	0,13	2,30
793	17,36	5,91	7,73	43,72	0,00	0,95	5,47	3,41	0,31	1,93
796	13,45	1,55	9,45	13,07	27,27	1,24	6,14	1,80	0,31	2,46

Аналитики ИГЕМ АН СССР: В.В.Лупанова и В.В.Кухарчик.

Гидрослюды замещают флогопит. Слюда обесцвечивается, а гидроокислы железа концентрируются по трещинам спайности и оконтуривают ее. Показатели преломления уменьшаются, приближаясь к каолиновым: N_g понижается до 1,570, двупреломление — до 0,009–0,007. Дебаграмма отмученного от породы класса менее 1 мк содержит рефлексы нонтронита и гидрослюды. Анатаз образует псевдоморфозы по перовскиту, магнетит сохраняется без изменения.

Кварц развивается вместе с нонтронитом и гидрослюдой, выделяясь в виде тонкозернистых скоплений по трещинам.

Кривые нагревания пород (см. фиг. 11) обладают тремя пиками: глубокими эндотермическими в области низких температур: 100–180° и менее глубокими при 580–610° и слабо выраженными экзотермическими с максимумами около 920°. Такой характер термограмм имеют минералы группы монтмориллонита (Викулова, 1957).

Химический состав нонтронит-гидрослюдяных пород (см. табл. 3) отличается от предыдущих уменьшением содержания щелочей и щелочных земель, резким увеличением содержаний H_2O^- и H_2O^+ , почти полным окислением железа.

Верхняя часть зоны гидролиза сложена буровато-желтыми, желтыми, редко белыми рыхлыми пористыми породами с объемным весом вдвое меньшим, чем у исходных пород (см. табл. 3). Структура последних хорошо сохраняется и заметна благодаря рассеянному вкрапленникам выветрелых оливина и флогопита (см. фиг. 9, д).

Минеральный состав пород горизонта: гётит, каолинит, лейкоксен (анатаз), кварц, фосфаты и аксессуарные минералы: циркон, бадделейт. Гётит образует псевдоморфозы по оливину и пироксену. Формы кристаллов оливина хорошо сохраняются (см. фиг. 10, д).

Каолинит образует червеобразные сростки — псевдоморфозы по гидрослюдам, развившимся по флогопиту и кое-где выполняет прожилки в виде сети. Обычно чешуйки и сростки каолинита являются мягкими, белыми, с перламутровым блеском, загрязнены гётитом. Редко каолинит образует крупные идиоморфные кристаллы. Кварц заполняет местами поры в породе.

Кривые нагревания образцов пород верхнего горизонта зоны гидролиза отражают реакции, характерные для каолинита и гётита (см. фиг. 11, обр. 1184, 919).

Химический состав каолинизированных пород (см. табл. 3, обр. 1240, 1184, 1177,

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	NiO	Cr ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Σ
29,15	1,01	0,10	0,72	0,74	12,28	0,04	0,05	0,16	99,94
5,25	0,14	1,47	0,31	2,31	15,58	0,00	0,09	3,04	-

порфиритов с инфильтрационным окисленным карбонатом в скв. 237

H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	NiO	Cr ₂ O ₃	SO ₃	P ₂ O ₅	F	Nb ₂ O ₅	Σ
3,53	6,48	0,60	0,20	0,10	0,13	2,48	0,53	0,06	99,76
1,67	8,66	0,82	0,06	-	-	2,44	0,60	0,049	100,79
0,59	3,12	17,86	0,07	0,23	He опр.	1,01	0,67	He опр.	100,14

1215, 929) отличается от менее выветрелых разновидностей малым содержанием щелочных и щелочноземельных элементов, высоким содержанием H₂O⁺ и местными проявлениями свободного кремнезема. Железо практически окислено полностью. Возросло относительное содержание алюминия, титана и ряда малых элементов: Zr, V, Be, W, Ga, Ge, Zп, Pb, Co, TR.

Каолинизированные породы распространены повсеместно под бокситоносными отложениями и каолиновыми глинами. Обычно они венчают размывтый латеритный профиль коры выветривания и располагаются выше нонтронитизированных пород. Исключение составляет участок в сводовой части северного купола. Здесь под каолинизированными породами, пересеченными в интервале 36,5-559, находятся плотные очень крепкие бурые породы (на глубине 559-576 м), представляющие собой выветрелые и фосфатизированные пикритовые порфириды. Они хорошо сохраняют реликтовую структуру материнских пород, но все поры и трещины в них заполнены бесцветными прозрачными кристаллами фосфата. Химический состав (в вес. %) фосфатизированного пикритового порфирита (скв. 246, глубина 576 м) следующий: SiO₂ - 16,58; TiO₂ - 3,48; Al₂O₃ - 3,28; Fe₂O₃ - 8,20; FeO - следы; MgO - 1,03; CaO - 34,80; Na₂O - 0,11; K₂O - 2,32; H₂O⁻ - 0,53; H₂O⁺ - 1,70; CO₂ - 1,60; P₂O₅ - 34,80; F - 2,48; Nb₂O₅ - 0,033; Σ - 99,70. Общее содержание P₂O₅ в породе превышает одну треть.

Зона конечного гидролиза постепенно сменяет предыдущую зону и сложена породами, содержащими гиббсит.

В нижней части зоны, где гиббсит является второстепенным минералом, породы не отличаются от каолинит-гётитовых. Они также имеют желтый или буровато-желтый цвет, рыхлые, но более пористые. Минеральный состав: гётит, каолинит, гиббсит, анатаз, редко фосфаты. Гипергенный кварц полностью исчезает и появляется гиббсит, замещающий каолинизированные минералы и выполняющий поры. На кривой нагревания породы о присутствии гиббсита свидетельствуют два эндотермических пика: первый, слабый, с максимумом при температуре 260°, очень глубокий - при 345°. Пики при 580 и 960° отвечают каолиниту (см. фиг. 11, обр. 1500). Кроме гиббсита и каолинита, породы зоны содержат псевдоморфозы гётита по кристаллам оливина и пироксена, лейкоксена по октаэдрическим кристаллам перовскита.

Химический состав этих пород отличается уменьшением общего содержания кремнезема и полным исчезновением свободного кремнезема, увеличением концентрации железа, титана и алюминия (см. табл. 3, обр. 1248, 1206, 255, 1213, 1400, 2369, 1500). Продукты выветривания щелочных ультраосновных пород, почти не содержащих флогопита, отличаются особенно высоким содержанием окиси железа (до 56%) и двуокиси титана (до 20%), но малым содержанием глинозема (3–13%).

Верхняя часть зоны конечного гидролиза сложена твердыми пористыми и кавернозными латеритами буро-желтого или темно-бурого цвета, с реликтовой порфировой структурой. Минеральный состав: гётит, гиббсит, лейкоксен (анатаз). Остаточный каолинит в латеритах почти полностью исчезает. Гётит, как и в нижележащей зоне, псевдоморфно замещает железосодержащие минералы. Гиббсит, помимо псевдоморфоз по каолиниту, находится в виде колломорфных и тонкозернистых масс, выполняющих поры и каверны латерита (см. фиг. 9,е; 10,е) на контактах с гиббситизированными терригенными породами. На термограмме образца такого латерита присутствует один комбинированный эндотермический пик с максимумом при 385°, усложненный выступом в области 400–420°, а также слабый прогиб около 570°C (см. фиг. 11, обр. 2381). Эти эффекты отражают реакции дегидратации смеси гётита (385°) и гиббсита (400 и 570°).

В химическом составе латеритов на ультраосновных породах (см. табл. 3, обр. 2381, 2382) присутствуют четыре основных компонента: Fe_2O_3 , Al_2O_3 , H_2O и TiO_2 , слагающие гётит, гиббсит и анатаз. Отличительной особенностью состава этих латеритов является высокое содержание титана и характерная примесь многих редких элементов: ниобия, бериллия, циркония, тантала, олова, вольфрама, редких земель и др.

В делювиальных суглинках, покрывающих латериты, рассеяны многочисленные обломки таких же каменистых кавернозных латеритов с аналогичным минеральным и химическим составом (см. табл. 3, обр. 1411). Обломки латеритов по щелочным ультраосновным породам часто находятся и в осадочных бокситах. Здесь они также сохраняют реликтовую структуру и имеют тот же минеральный и химический состав (см. табл. 3, обр. 1535).

По содержанию глинозема (27–38%) латериты по щелочным ультрабаазитам иногда отвечают кондиционным бокситам. Их кремневый модуль достигает 50. Но это высокожелезистые и высокотитановые породы, и по общим показателям они могут быть отнесены к низкосортным рудам.

Кимберлиты. В пределах Чадобецкого поднятия известно около 40 кимберлитовых трубок взрыва, изучавшихся многими геологами (Дашкевич и др., 1962; Чубугина, 1964; Полунина, 1966; Юркин, Крюков, 1969). Некоторые трубки находятся вблизи бокситовых отложений на северном и южном выступах. Размеры кимберлитовых трубок взрыва колеблются от десятков до сотен метров в поперечнике. Так, трубка "Фигурная" насчитывает по ширине 680–700 м.

Кимберлитовые трубки сложены породой обломочного облика (фиг. 12, 13). Содержание обломков колеблется от 40 до 80%. Связующая масса породы имеет порфировое строение. Вкрапленники образуют оливин и флогопит, в основной массе находятся флогопит, свежий и серпентинизированный оливин, диопсид, пироп, ильменит, магнетит, перовскит, барит, апатит, бадделейт, монтичеллит, хромдиопсид, циркон, хромит, шпинель.

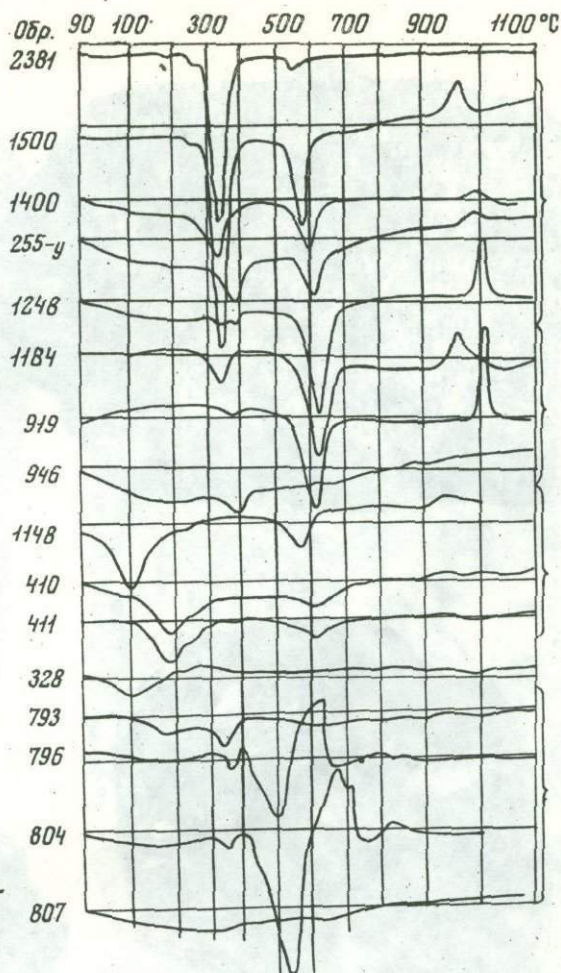
В обломках находятся около 20 разновидностей горных пород: различные щелочные ультраосновные породы, глинистые и кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, алевролиты, мраморы, доломитизированные известняки, каменный уголь, горнблендиты, габбро-долериты и их туфы, карбонатиты, альеиты и др.

По наблюдениям автора, кимберлиты в различной степени карбонатизированы. Местами кальцит замещает только цемент, но в кимберлитах трубки "Фигурной" (скв. 307) кальцит замещает большую часть породы вместе с ксенолитами. Вкрапленники серпентинизированного оливина полностью замещены тонкодисперсным кальцитом, флогопит — частично. В футлярообразных кристаллах перовскита кальцит выполняет центральную часть.

Большие разногласия в диагностике вызвали горные породы, пересеченные скв. 34. Они были определены как известняки, что легло в основу выделения на северном куполе карбонатной чадобецкой свиты. Однако казалось странным одно обстоятельство

фиг. 11. Термограммы пород коры выветривания щелочных ультраосновных пород

807 - пикритовый порфирит;
804, 796 - дезинтегрированные породы с частичным замещением гипергенного сидерита гётитом;
793 - те же породы с полностью окисленным сидеритом; 328 - гидроклорит-гидрослюдяная порода;
411, 410, 1448 - нонтронит-гидрослюдяные породы; 946, 919, 1184 - гётит-каолинитовые породы; 255у, 1400, 1248, 1500 - гётит-гиббсит-каолинитовые породы;
2381 - гиббсит-гётитовый латерит

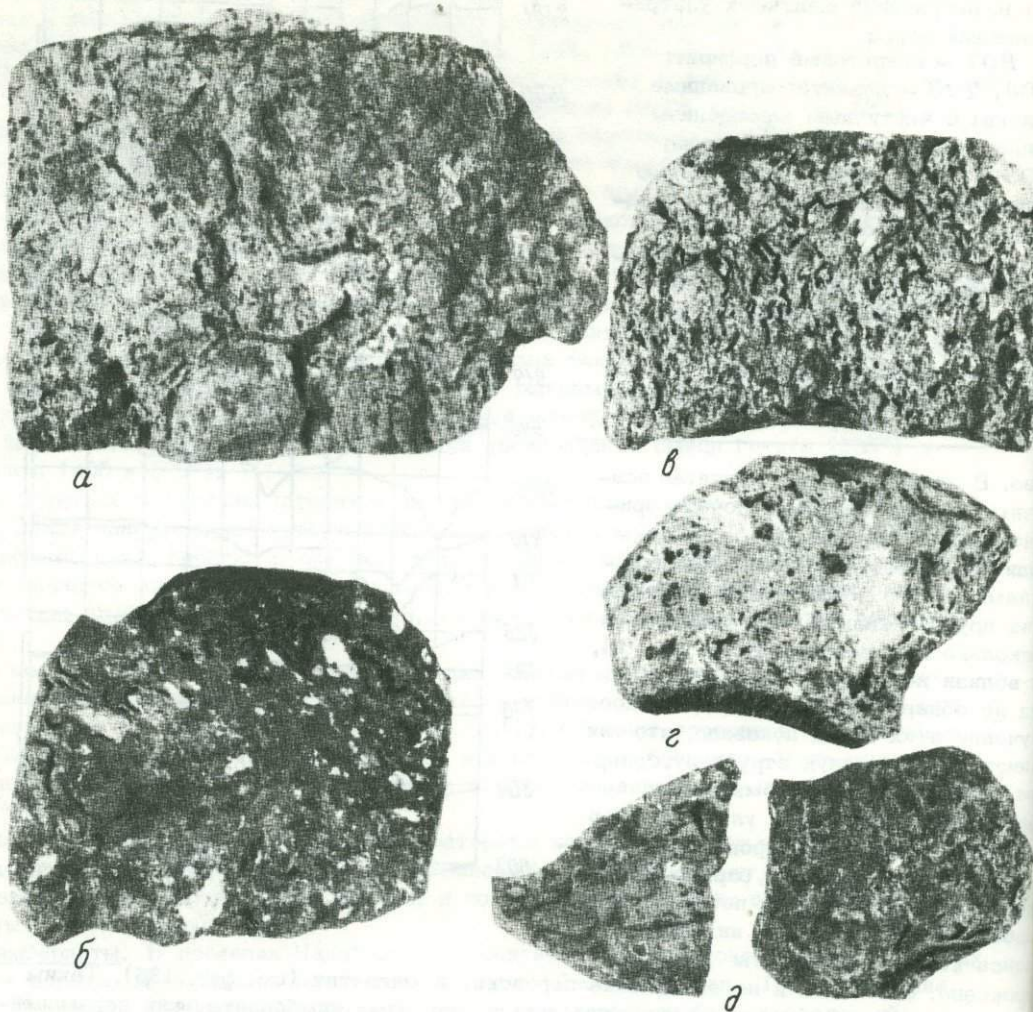


ство. В сводовой части поднятия осадочные породы залегают почти горизонтально и, вообще говоря, должны были бы пересекаться многими скважинами. Этого не случилось. Множество других скважин, пробуренных на несколько сот метров глубже скв. 34, ни вблизи нее, ни вдали подобных пород не обнаружили. Петрографическое изучение этих пород показало, что они имеют брекчиевидную структуру, содержат остроугольные обломки песчаников, сланцев, щелочных ультрабазитов и других пород, сцементированных кальцитом, доломитом, кварцем, баритом (см. фиг. 12,б). Несмотря на почти полную карбонатизацию пород, в них сохранились контуры и реликты оливина, пироксена, флогопита и незамещенные перовскит и магнетит (см. фиг. 13б). Таким образом, на Чадобецком поднятии существуют трубчатые кимберлиты, как неизмененные, так и карбонатизированные. Аналогичные превращения кимберлитов известны на территории Африки: в Гвинее (Михайлов, Куликова, 1970) и Сьерра-Леоне (Fairbairn, Robertson, 1966).

Гвинейские кимберлитовые брекчи содержат 50-80% ксенолитов. Состав их сходен с составом чадобецких кимберлитов с тем лишь основным различием, что вместо обломков пород семеновской свиты синия гвинейские кимберлиты содержат обломки вмещающих пород гранито-гнейсового комплекса (Козлов, 1966).

По химическому составу чадобецкие кимберлиты довольно близки к слюдяным порфиридовидным пикритам, но содержат меньше магния. По данным В.И.Юркина, семнадцать анализов кимберлитовых брекчий обнаруживают колебания содержаний (в %): SiO_2 от 26,7 до 40,84; TiO_2 - 1,42-6,86; Al_2O_3 - 5,13-9,05; Fe_2O_3 - 3,26-11,06; FeO - 1,08-9,19; MgO - 8,47-21,54 и т.д. Рассчитанные автором средние содержания каждого компонента приведены в табл. 6. И.Т.Козлов (1966) приводит результаты семи анализов кимберлитовых брекчий Гвинеи и замечает, что кремнезем, алюминий и натрий характеризуются аномально повышенными значениями, что безусловно связано с наличием большого количества микроксенолитов гранитных пород. В таблице приводится лишь один анализ гвинейского кимберлита, примерно отвечающий среднему составу. Здесь важно отметить, что чадобецкие кимберлиты отличаются большим содержанием титана. Эта особенность связана с присутствием в чадобецких кимберлитах ксенолитов высокотитановых щелочных ультраосновных пород.

Кора выветривания кимберлитов развита как на южном, так и на северном выступах Чадобецкого поднятия. На южном выступе она венчается породами состава (в %):



Фиг. 12. Породы коры выветривания кимберлитов (штуфы)

а - кимберлит, обр. 2440/2; б - нонтронитизированный кимберлит, обр. 2436; в, г - каолинизированный кимберлит, образцы 2437, 2439; д - латерит, обр. 1485

SiO_2 - 1,57; TiO_2 - 0,44; Al_2O_3 - 16,17; Fe_2O_3 - 47,79; MnO - 12,79; Na_2O - 1,34; ППП - 11,88 (Каштанов, 1966, 1967).

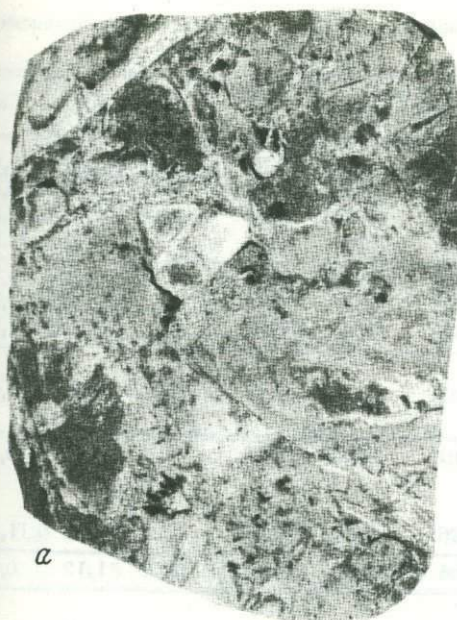
На северном выступе несколькими скважинами (66, 215, 855, 1008, 1009) разбурена кимберлитовая трубка диаметром свыше 300 м. Здесь кора выветривания обладает полным латеритным профилем и венчается латеритными бокситами (Слукин, 1966в, 1967, 1971; Никитина, Слукин, 1971).

В зоне дезинтеграции кимберлит становится трещиноватым и несколько обесцвечивается. Порода довольно легко разламывается руками, и из нее свободно извлекаются остроугольные и округлые ксенолиты сланцев, песчаников, слюдяных кимберлитов, щелочных ультраосновных пород, кристаллы флюорита и т.д. Существенных минеральных изменений в породе не происходит. Большая часть минералов остается свежей, оливин серпентинизирован и частично хлоритизирован. Характерна овальная форма порфировых выделений оливина с хлоритовой оторочкой.

Кривые нагревания образцов дезинтегрированного кимберлита (фиг. 14, обр. 2430) фиксируют слабый эндотермический эффект в области температур 100-200°, что отра-

Фиг. 13. Карбонатизированные кимберлиты из скв. 34

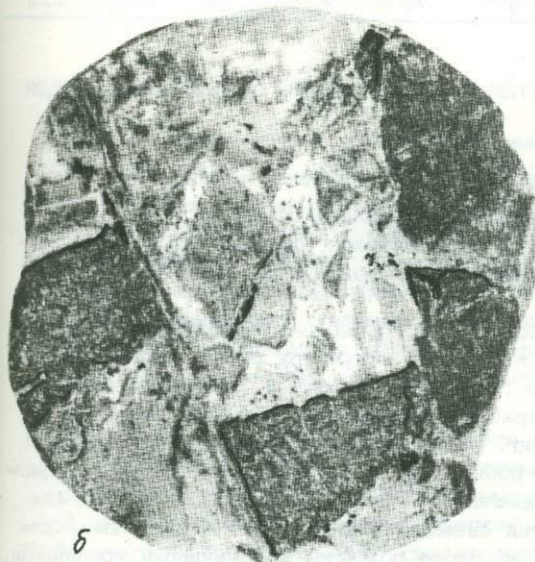
а, б – штуфы с глубины 65 и 80 м: видна брекчиевая текстура пород, обломки сланцев и щелочных ультрабазитов, жилки карбоната; в, г – шлифы: видны псевдоморфозы кальцита по оливину и пироксену (крупные светлые вкрапленники), перовскит в виде мелких черных футлярообразных кристаллов



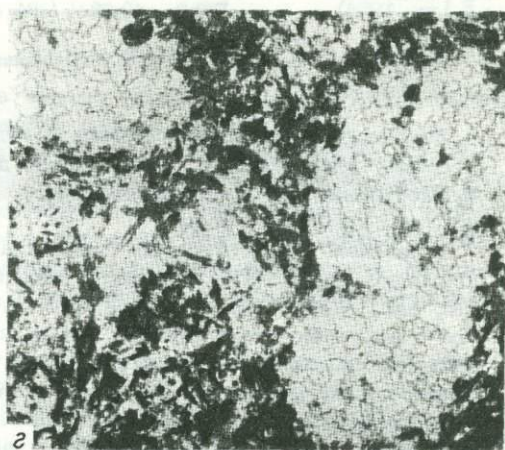
а



б



в



г

жает незначительное присутствие гидратированных минералов и небольшой экзотермический эффект выше 800° , отвечающий реакции диссоциации кальцита.

Мощность зоны дезинтеграции превышает ≈ 10 м.

Зона выщелачивания и дегидратации постепенно сменяет зону дезинтеграции. Породы этой зоны становятся более светлыми, рыхлыми.

Минеральный состав породы существенно изменяется. Оливин и диопсид почти полностью замещаются гидрохлоритами и нонтронитом. Флогопит замещается гидрослюдай. Мусковит в ксенолитах сланцев замещается также гидрослюдай. Полевые шпаты в значительных количествах остаются свежими и частично замещаются гидрослюдай. Перовскит лейкоксенизирован, магнетит, ильменит и апатит – без изменений. Кальцит почти полностью растворился или заместился тонкозернистыми агрегатами.

Кривые нагревания выщелоченных кимберлитов (см. фиг. 14, обр. 2432) обладают одним глубоким эндотермическим пиком в области низких температур: $100-300^{\circ}$, что свидетельствует о наличии в породе гидратированных минералов.

Таблица 6

Химический состав (в вес. %) коры выветривания кимберлитов Чадобецкого поднятия и

	Порода	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Чадобецкое поднятие	Латерит	1485	1,47	5,47	31,88	36,77	0,00	0,15	0,00	0,00
	Каолинит-гётитовая	2439	19,26	10,04	22,68	28,51	He обн.	1,07	0,60	0,69
		2438	13,36	15,91	11,80	41,53	1,85	1,44	0,80	1,25
		2437	13,31	12,82	14,38	35,96	1,71	0,14	-0,70	1,39
	Нонтронит-гидрослюдяная	2436	35,14	5,76	12,25	18,72	2,48	0,13	7,69	0,70
		1484	34,63	5,23	15,37	18,27	0,88	сл.	2,76	0,55
		1486	36,43	5,10	10,11	18,48	0,82	сл.	3,92	1,78
	Дезинтегрированный кимберлит	2430	34,38	2,48	8,69	10,37	0,70	0,08	15,90	6,96
	Кимберлит	2440/2	33,74	2,14	7,97	6,90	2,50	0,07	9,06	9,90
	Кимберлит, среднее из 17 анализов	Б/н	35,10	4,04	6,26	9,60	2,49	0,20	15,00	11,33
Гвинея	Латерит	116	8,15	4,71	31,64	31,06	4,55	2,28	1,12	0,00
	Нонтронит-гидрослюдяная	120	48,08	1,42	19,58	9,09	2,56	0,18	2,01	2,82
	Кимберлит (по И.Т.Козлову, 1966)	Б/н	42,86	1,04	7,05	6,02	4,10	0,20	9,52	18,93

Аналитики ИГЕМ АН СССР В.М.Степашкина, В.В.Кухарчик, Л.А.Твердова.

Мощность зоны выщелачивания и гидратации составляет 31-40 м.

Зона гидролиза представлена двумя горизонтами: нижним, сложенным преимущественно нонтронитизированными и гидрослюдизированными породами, и верхним, каолинит-гётитовым.

В нижнем горизонте зоны гидролиза нонтронитизированные кимберлиты хорошо сохраняют обломочную структуру породы в целом и структуру пород ксенолитов (см. фиг. 12,в). Оливин и диопсид в этом горизонте полностью замещены нонтронитом с вкрапленностью желтых, бурых и красных гидроокислов железа. Флогопит и мусковит замещены гидрослюдами (см. фиг. 13,в). Магнетит и ильменит окислены с краев и по трещинам, перовскит почти полностью лейкоксенизирован. Мелкозернистый кварц растворен и вынесен. Плаггиоклазы замещены гидрослюдой, но кое-где в крупных кристаллах сохраняются участки свежего плаггиоклаза. Игольчатые кристаллы апатита остались без изменений, но густо покрыты поперечными трещинами.

Кривые нагревания пород нижнего горизонта зоны гидролиза (см. фиг. 14, обр. 2432, 1486, 1484, 2203) имеют эндотермические эффекты с максимумами около 190 и 580° и небольшой экзотермический пик около 880°, что соответствует смеси нонтронита и гидрослюды.

Основными химическими компонентами нонтронит-гидрослюдяных пород (см. табл. 7, обр. 2436, 1486 и 1484) являются кремнезем, глинозем, окись железа, H₂O⁻ и H₂O⁺, двуокись титана. В количестве нескольких процентов присутствуют окиси марганца и кальция. Приводимые для сравнения в табл. 6 результаты нашего химического анализа выветрелого кимберлита Гвинеи (обр. 120) отвечают породе нижнего горизонта зоны гидролиза. Более высокое содержание кремнезема и окиси натрия свидетельствует о сохранности в этой породе крупнокристаллических кварца и плаггиоклаза.

Мощность нонтронитизированных кимберлитов северного ядра Чадобецкого поднятия составляет 5-24 м.

Верхний горизонт зоны гидролиза, сложенный каолинизированными кимберлитами, постепенно, без видимой границы сменяет нонтронит-гидрослюдяные породы. Струк-

Гвинея

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	F	Nb ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	BaO	SO ₃	Σ
0,08	0,05	1,59	19,76	0,00	0,88	0,74	0,033	0,14	He опр.	He опр.	98,45
0,052	0,13	2,13	11,59	He обн.	1,66	He опр.	He опр.	-	0,74	0,21	99,36
0,07	0,13	1,77	8,37	"	1,26	"	"	-	0,22	0,06	99,82
0,054	0,30	1,98	8,71	"	5,25	"	"	-	2,13	0,76	99,59
0,35	2,16	8,26	5,26	"	0,45	"	"		He обн.	He обн.	99,35
0,09	0,32	11,17	6,07	0,00	2,07	0,71	0,015	0,09	1,07	He опр.	98,7
0,18	1,02	11,36	6,26	0,00	2,05	0,48	0,033	0,04	1,58	"	99,41
0,96	1,60	8,72	4,62	4,24	0,92	He опр.	He опр.	-	He обн.	He обн.	100,62
0,26	4,73	1,52	1,49	18,90	0,32	"	"		"	"	99,50
0,41	1,31	-	13,79	-	0,54	"	"	0,05	0,23	He опр.	100,35
0,13	0,15	1,12	16,54	0,40	He опр.	0,35	0,027	0,27	He опр.	"	100,18
2,41	0,82	5,23	5,67	He опр.	"	He опр.	0,008	He опр.	"	"	99,98
2,12	2,90	0,86	4,94	0,94	0,47	He опр.	He опр.	0,31	"	"	100,37

турно-текстурные особенности кимберлитов хорошо сохраняются в продуктах выветривания. Окраска пород пятнистая: белая, желтая, бурая, черная.

Минеральный состав каолинизированных кимберлитов: каолинит, гётит, местами кварц, лейкоксен, анатаз, магнетит, ильменит, псиломелан. Каолинит образует псевдоморфозы по всем аломосиликатам. Гётит замещает нонтронитизированные оливин и диопсид. Перовскит замещен лейкоксеном и анатазом. Ильменит окислен и лейкоксенизирован. Псиломелан образует колломорфные и землистые выделения по трещинам породы, в кавернах и основной массе. В верхней части зоны появляются шетки тонкокристаллического гиббсита.

Кривые нагревания породы верхнего горизонта зоны гидролиза (см. фиг. 14, обр. 2201, 2437, 2438, 2439) имеют три термических эффекта. Первый, небольшой эндотермический эффект с максимумом около 360° отражает потерю воды гётитом. Второй, ярко выраженный эндотермический пик с максимумом при 590° и третий, экзотермический, пик около 990° свидетельствуют о наличии в породе каолиновых минералов.

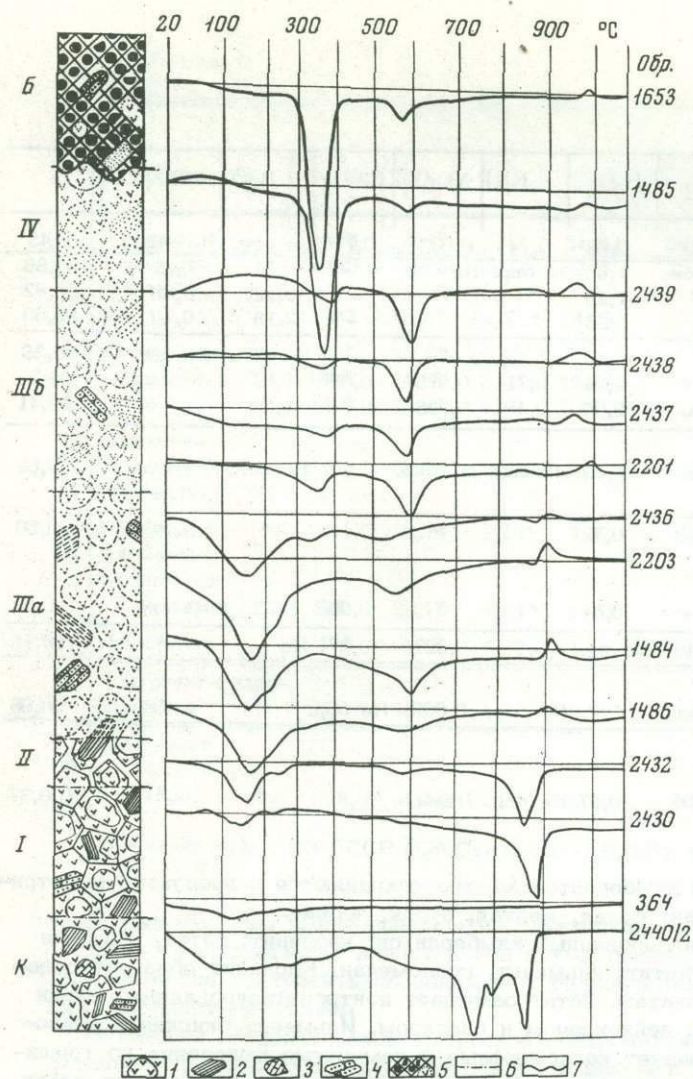
Мощность каолинизированных кимберлитов составляет 3 м.

Зона конечного гидролиза сложена внизу каолинит-гиббсит-гётитовой породой, вверху - гиббсит-гётитовой (латеритом) и имеет общую мощность 5 м.

Каолинит-гиббсит-гётитовая порода почти не отличается от каолинизированного кимберлита по внешнему виду, но при сравнении отмечаются ее большая пористость и появление гиббсита. Это рыхлая непластичная порода.

Гиббсит-гётитовая порода (латерит) - твердая пористая и кавернозная обломочная порода желтого, желто- и красно-бурого цвета. Главные минералы: гётит и гиббсит; второстепенные: анатаз, ильменит, в виде примесей находятся кварц, барит, гематит, каолинит, бадделейт, псиломелан.

На кривых нагревания пород зоны конечного гидролиза (см. фиг. 14, обр. 1485) отражаются термические эффекты с максимумами 360 и 400°, характерные для смеси гётита и гиббсита.



Фиг. 14. Термограммы пород коры выветривания кимберлитов

К - кимберлит, обр. 2440/2; 1-4 - обломки: 1 - щелочных ультрабазитов, 2 - сланцев, 3 - мраморов, 4 - песчаников, 5 - осадочный боксит на кимберлите с обломками латеритов (обр. 1653); 6 - границы зон; 7 - граница латеритов и осадочных бокситов.

I - зона дезинтеграции (обр. 364); II - зона выщелачивания кимберлита (обр. 2432); IIIa - зона гидролиза, нонтронитизированные кимберлиты (обр. 1486, 1484, 2203, 2436); IIIb - зона гидролиза, гётит-каолиновые породы (обр. 2201, 2437, 2438) и гётит-гиббсит-каолиновая порода (обр. 2439); IV - зона конечного гидролиза, гётит-гиббситовая порода (обр. 1485). Б - боксит

Химический состав чадобецкого латерита (см. табл. 6, обр. 1485) сходен с химическим составом гвинейского латерита из района Бонанкоро (Гвинея). Оба образца состоят в основном из глинозема, окиси железа, H_2O^+ и двуокиси титана, что вполне отвечает их минеральному составу. Причем содержания этих компонентов очень близки. Различия в химическом составе заключаются в большем содержании кремнезема и закиси железа в гвинейском латерите. Это объясняется присутствием в гвинейском латерите крупнозернистого кварца и многочисленных больших (по 2 см) зерен ильменита. Большая величина кристаллов ильменита обусловила только частично окисление минерала по трещинам и с краев. В чадобецких же латеритах только редкие кристаллы ильменита достигают длины 3 см. Подавляющая масса ильменита и магнетита, носителей закисного железа, имеет размеры доли миллиметра или несколько миллиметров и поэтому полностью окислены.

Содержание малых элементов в выветрелых кимберлитах и латеритах различно. Чадобецкие латериты отличаются повышенными содержаниями бериллия, олова, вольфрама и циркония, а выветрелые кимберлиты содержат больше редких земель.

Приводимые здесь профили коры выветривания чадобецкого и гвинейского кимберлитов значительно отличаются от сходных профилей южного выступа Чадобецкого поднятия (Каштанов, 1966, 1967), Сьерра-Леоне (Fairbairn, Robertson, 1966), Гвинеи (Михайлов, Куликова, 1970) и Якутии (Рожков и др., 1969) присутствием в зоне конечного гидролиза кондиционных латеритных бокситов.

Карбонатиты. Кора выветривания карбонатитов в районе северного выступа вскрывается скважинами 15, 16, 267 и некоторыми другими. В скв. 15 вплоть до забоя (150 м) вскрывается кора выветривания щелочных ультраосновных пород, среди которых находятся выветрелые карбонатиты. Это очень пористые рыхлые породы, легко рассыпающиеся в руках, обладающие желтой или пятнистой бело-желто-бурой окраской. Никаких минеральных индивидов в штучках не видно. В шлифах заметны только мелкие кристаллы барита. В отмученном шлихе видны очень мелкие черные блестящие зерна рудных минералов, очень пористые серные стяжения, похожие на псевдоморфозы по уплощенным моноклинным или ромбическим кристаллам, содержащие мельчайшие гнезда белого минерала и бесцветные кристаллы барита с пыльным белым мучнистым налетом.

Черный блестящий рудный минерал оказался, по данным дебаеграммы, гематитом, при этом наиболее интенсивные линии (1,703; 1,465; 2,72; 2,52; 1,487; 1,85) отражают примесь гётита.

Черные пористые образования представляют собой смесь голландита и монацита.

В химическом составе этой смеси преобладают элементы: церий, лантан, марганец, железо, барий и фосфор.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ДОЛЕРИТОВ

Силлы траппов (Дмитриев, 1966) сложены в основном оливиновыми долеритами с гранофиром, в которых встречаются шпирь оливиновых долерит-пегматитов; краевые части интрузий состоят из оливиновых кварцсодержащих толеитовых долеритов. Долериты — плотные крепкие черные породы с пойкилоофитовой и призматически-офитовой структурами (фиг. 15,а).

Минеральный состав долеритов: плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, титаномагнетит, кварц, гранофир, толеитовый мезостазис. Второстепенные, аксессуарные и вторичные минералы: калиевый полевой шпат, апатит, циркон, пирит, боулингит, хлорофенит, хлорит и кальцит.

Плагиоклаз имеет переменный состав — от андезина до битовнита; преобладает лабрадор (50–62%). Размеры кристаллов плагиоклаза изменяются от сотых долей миллиметра до 2–5 мм; обычные призматические выделения плагиоклаза — простые или полисинтетические двойники (фиг. 16,а).

Моноклинный пироксен образует идиоморфные и неправильные кристаллы, находится в виде вкрапленников и слагает основную массу. Кристаллы имеют призматическую и таблитчатую форму. Размеры кристаллов — от сотых долей миллиметра до 4–7 мм. Содержание пироксена 22–34%. Моноклинный пироксен представлен обычно авгитом и шжонитом.

Оливин (2–7%) встречается в виде идиоморфных кристаллов и их скоплений в интерстициях и более крупных неправильных выделений с вростками плагиоклаза, титаномагнетита. Размеры зерен оливина 1–2 мм. В составе оливина обычно преобладает форстеритовая молекула, только в долерит-пегматитах — фаялитовая (Fa₉₇).

Титаномагнетит образует ксеноморфные выделения в интерстициях, скелетные зерна в мезостазисе и сростки с пироксеном и оливином. Крупные кристаллы титаномагнетита пронизаны вростками лейт плагиоклаза. Размеры кристаллов титаномагнетита достигают 3,6 мм; количество их 1,9–4,7% (в оливиновых долерит-пегматитах до 11,3%). Титаномагнетит содержит (в %): V — 0,03–0,6; Zr — 0,05–0,1; Zr — 0,01–0,03; Ni — 0,002–0,06; Co — 0,02–0,03; Ga — 0,0005–0,001.

Кварц выделяется в виде зерен размером до 0,5 мм и составляет 0–5,7%.

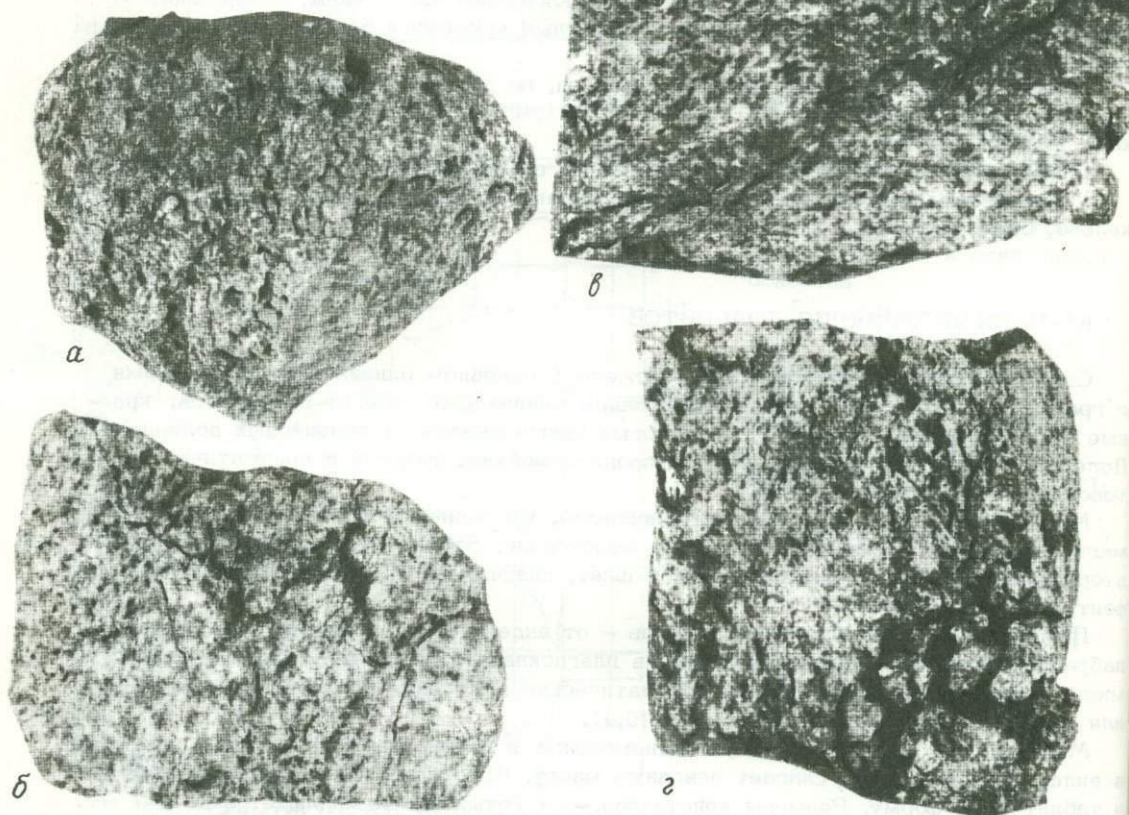
Химический состав долеритов показан в таблицах 7 и 8. Малые элементы в долеритах содержатся в следующих количествах (среднее из 19 анализов, в %): V — 0,026; Zr — 0,027; Cu — 0,022; Zr — 0,016; Ni — 0,014; Co — 0,006; Mo — 0,0015; Pb — 0,006; Sc — 0,002; Nb — 0,002; Sn — 0,0002; Ga — 0,025; Ge — 0,0001.

Детальное изучение траппов показало, что "особенности минералогического и химического состава, отличающие выделенные разновидности траппов друг от друга, недостаточно специфичны для идентификации продуктов разложения каждой разновидности в составе кор выветривания" (Дмитриев, 1965, стр. 96).

Кора выветривания долеритов обнаружена во многих местах Причадобецкого прогиба. Обычно сохранившийся профиль коры выветривания заканчивается продуктами

Фиг. 15. Породы коры выветривания долеритовые (штуфы)

а - дезинтегрированный долерит, обр. 2822; б - выщелоченный, обр. 2323; в - монтмориллонитизированный, обр. 2263; г - каолинизированный, обр. 2264



нижнего горизонта зоны гидролиза, сложенными зелеными и желтовато-зелеными пластичными породами с хорошо видимой реликтовой структурой долерита. В карстовых воронках вблизи долеритов обнаружены обломки более выветрелых пород, что помогло полнее восстановить размывтый профиль коры выветривания. Так, вблизи месторождения Пуна скв. 803 пересекла следующий разрез карстовых выполнений (снизу вверх)

Глубина, м

- | | |
|------------|---|
| 20,0-18,9. | Известняки кальцитовые, крепкие, плотные, мелкозернистые, желтые и серые. |
| 18,9-18,1. | Обломки долерита, внизу - плотного, крепкого, темно-серого, слабо измененного (обр. 1724, глубина 18,9 м), выше - более выветрелого (обр. 1726, глубина 18,2 м); размеры обломков - до 10 см и более. В нижней части интервала обломки остроугольные, а в верхней - округлые. |
| 18,1-6,3. | Обломки сильно выветрелых долеритов (обр. 1728, глубина 17,1 м; обр. 1732, глубина 12 м), в смеси с обломками свежих и слабо выветрелых известняков. Выветрелые долериты хорошо сохраняют реликты структуры материнских пород, плотные, при увлажнении пластичные, желтовато-зеленого цвета. Форма обломков округлая, размеры их несколько меньше по сравнению с обломками в нижележащем интервале. |
| 6,3-6,0 | Мелкие (до 1-2 см) обломки бурых и желто-белых выветрелых долеритов, мягких, пластичных. |
| 6,0-2,0 | Пестроцветные (белые и красные) каолиновые глины. |
| 2,0-0,0 | Бурые суглинки и почва. |

Таблица 7

Химический состав (в вес. %) продуктов выветривания долерита

Компоненты	Дезинтегри- рованный	Вышелочен- ный	Монтморилло- нитизирован- ный	Каолинизи- рованный	Гиббситизи- рованный (латерит)
	обр. 1724	обр. 1726	обр. 1732	обр. 1733	обр. 1367
SiO ₂	47,16	41,66	42,44	33,95	1,79
TiO ₂	1,01	1,37	1,26	2,13	2,12
Al ₂ O ₃	18,04	19,04	18,12	27,33	48,93
Fe ₂ O ₃	4,09	7,24	6,81	17,93	15,60
FeO	3,33	1,04	0,34	0,57	0,92
MnO	0,15	0,10	0,07	0,11	0,05
MgO	3,81	2,56	2,57	0,70	0,24
CaO	11,84	8,59	4,91	0,79	0,82
Na ₂ O	2,27	1,54	0,11	0,20	0,05
K ₂ O	0,56	0,69	0,88	0,30	0,01
H ₂ O ⁻	3,14	5,77	10,19	1,83	1,50
H ₂ O ⁺	1,54	5,87	8,19	12,78	27,70
P ₂ O ₅	0,25	0,14	0,18	0,40	0,24
CO ₂	2,23	4,42	4,33	0,00	Следы
F	0,30	0,34	0,37	0,25	0,25
Nb ₂ O ₅	Следы	Не опр.	Не опр.	0,008	0,003
Σ	99,59	100,23	99,62	99,47	100,22

Аналитики ИГЕМ АН СССР В.В.Лупанова, В.В.Кухарчик, Л.С.Цимлянская, В.М.Степашкина.

Одной из соседних скважин в интервале 21,0–2,5 м вскрыт выветрелый силл долерита, в верхней части которого развиты нонтронит–монтмориллонитовые породы. Продукты зоны конечного гидролиза (гётит–гиббситовые породы или латериты) в виде мелких обломков рассеяны в залежах бокситов и в покрывающих их делювиальных суглинках.

Таким образом, профиль коры выветривания долеритов восстановлен как полный латеритный профиль (монтмориллонит–каолинит–гиббситовый) с зонами: 1) дезинтеграции; 2) выщелачивания и гидратации; 3) гидролиза; 4) конечного гидролиза. Характер химических изменений в этих породах соответствует выделенному профилю (см. табл. 7).

В последнее время на бокситопроявлении Верхне–Теринском была установлена остаточная кора выветривания долеритов, пересеченная многими скважинами. Профиль этой коры выветривания состоит из зон: 1) дезинтеграции; 2) выщелачивания и гидратации; 3) гидролиза. Последняя зона заканчивается каолинизированными долеритами. В бокситовых залежах и суглинках, как и на всех других участках, обнаружены обломки латеритизированных долеритов. Таким образом, и здесь размывтый профиль в прошлом являлся полным латеритным и состоял из четырех зон.

Таблица 8

Химический состав (в вес.%) продуктов выветривания долерита

Компо- ненты	Долерит (по Ю.И. Дмитрие- ву, 1966)	Дезинте- грирован- ный доле- рит	Монтмо- риллони- тизиро- ванный до- лерит	Каолини- зирова- нный до- лерит	Латериты (обломки из бокситов)			
					красные		обеленные	
					обр. 2250	обр. 1367	обр. 2467/1	обр. 2467/2
SiO ₂	48,24	47,48	43,45	30,89	6,51	1,79	0,73	0,75
TiO ₂	1,65	1,71	1,80	2,60	2,16	2,12	2,10	2,40
Al ₂ O ₃	15,55	14,53	16,74	25,59	48,25	48,93	63,00	61,50
Fe ₂ O ₃	8,25	8,82	13,32	23,25	15,55	15,60	2,85	2,91
FeO	4,24	2,80	1,06	1,37	0,47	0,92	Не обн.	Не обн.
MnO	0,25	0,11	0,03	0,03	0,02	0,05	Следы	Следы
MgO	4,77	4,90	1,80	0,60	1,21	0,24	Не обн.	Не обн.
CaO	11,02	8,49	1,53	0,41	Не обн.	0,82	"	"
Na ₂ O	2,41	2,18	0,01	0,05	0,02	0,05	0,03	0,03
K ₂ O	0,56	0,60	0,05	0,03	0,00	0,01	Следы	0,02
H ₂ O ⁻	1,79	4,80	12,67	2,51	1,41	1,50	0,85	0,88
H ₂ O ⁺	1,60	2,90	7,54	11,83	24,79	27,70	31,09	31,66
CO ₂	0,13	Не обн.	Не обн.	0,25	Не обн.	Следы	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	0,14	0,18	"	0,11	"	0,24	0,03	0,03
F ⁻	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,25	Не опр.	Не опр.
Σ	100,63	99,50	100,00	99,52	100,39	100,22	100,68	100,35

Аналитики ИГЕМ АН СССР В.В.Кухарчик, Л.А.Твердова, Р.С.Яшина.

Зона дезинтеграции сложена твердыми крепкими плотными долеритами серого и зеленовато-серого цвета (см. фиг. 15,б). Порода разбита серией трещин, вдоль которых она окрашена в бурый цвет. Окрашенные полосы имеют ровные внешние границы, расстояние между которыми 1-16 мм. Вверх по разрезу долерит становится несколько светлее, менее твердым, и в нем появляются рассеянные бурые пятна.

В шлифах видно, что минеральный состав долерита изменился очень мало. Кристаллы плагиоклаза, пироксена, оливина и титаномагнетита сохраняются свежими. Гнезда мезостазиа замешены спутанно-волоконистым и радиально-лучистым зеленым хлоритом. Главная особенность дезинтегрированных пород - появление густой сети мельчайших трещин, многие из которых выполнены тонкокристаллическим кальцитом. Вблизи трещин кальцит частично замещает силикаты. Более редкие трещины шириной 0,1 мм и крупнее выполнены крупнокристаллическим кальцитом и гидроокислами железа (см. фиг. 16,б).

На кривой нагревания образца дезинтегрированного долерита (фиг. 17, обр. 1724) проявляются два эндотермических эффекта. Первый, очень слабый, с максимумом около 160°, свидетельствует о присутствии адсорбированной воды, что может быть связано с началом гидратации минералов. Второй, с максимумом около 860°, отража-

ет реакцию диссоциации кальцита. Эта реакция проходит при меньшей температуре, чем у чистых кальцитов. (Цветков и др., 1964), что обусловлено количественным преобладанием в образце силикатных минералов (Cuthbert, Rowland, 1947).

В химическом составе долерита гипергенные изменения выразились в небольшом увеличении содержания H_2O -и CO_2 (см. табл. 7, обр. 1724 и табл. 10, обр. 2322). Увеличение количества низкотемпературной адсорбированной воды подтверждает появление в дезинтегрированных долеритах гидратированных минералов.

Мощность зоны превышает 3 м.

Зона выщелачивания и гидратации сложена монолитной, но легко рассыпающейся в руках породой, сильно осветленной, зеленой и желто-зеленой со светло-коричневыми пятнами. Порода хорошо сохраняет текстурно-структурные особенности исходного долерита, в том числе шаровую отдельность, трещиноватость (см. фиг. 15,в).

Минеральный состав выщелоченных долеритов полностью изменился по сравнению со свежими породами и только местами, главным образом в нижней части зоны, сохраняются участки кристаллов плагиоклаза, пироксена и оливина. Большая часть кристаллов плагиоклаза замещена гидрослюдой (см. фиг. 16,в). Пироксен и оливин замещены минеральными агрегатами, густо пропитанными гидроокислами железа и кальцитом, и лишь по редким кристаллам развиты псевдоморфозы нонтронита с точечными выделениями гётита. Зерна титаномагнетита слабо окислены с поверхности и по трещинкам. Апатит без изменений.

Кривая нагревания образца выщелоченного долерита (см. фиг. 17, обр. 1726) имеет три эндотермических пика: пологий и неглубокий с максимумом около 160° , два более резких при 600 и 870° и один экзотермический пик выше 900° , характерные для термической диссоциации гидрослюды (Викулова, 1957). Выступ на правой стороне пика при 870° отражает реакцию разложения кальцита.

Изменения в химическом составе выщелоченного долерита (см. табл. 7, обр. 1726) выразились в уменьшении содержания натрия, магния, кальция, кремния, закисного железа и увеличении содержания Fe_2O_3 , H_2O^- , H_2O^+ и CO_2 . Такое поведение химических элементов представляется нормальным при сопряженных процессах выщелачивания, гидратации и начала гидролиза; углекислота связана с сохранившимися прожилками кальцита.

Мощность зоны превышает 2 м.

Зона гидролиза состоит из двух горизонтов. Нижний горизонт представлен нонтронит-монтмориллонитовой ассоциацией, верхний - гётит-каолининовой.

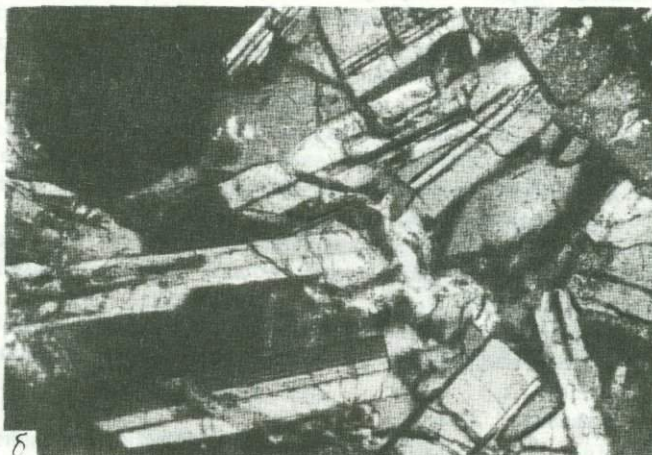
Нонтронит-монтмориллонитовый горизонт сложен светло-зелеными и темными буровато-зелеными плотными монолитными породами, размокающими в воде и превращающимися в пластичную массу. Текстурно-структурные особенности исходных долеритов в породах этого горизонта хорошо сохраняются (см. фиг. 15,г; 16,г).

Минеральный состав пород: монтмориллонит, нонтронит, гётит, титаномагнетит, кальцит, апатит. Монтмориллонит имеет белый или бледно-зеленый цвет. Он замещает гидрослюды, развисяшие по плагиоклазам. Нонтронит образует прозрачные буровато-зеленые псевдоморфозы по оливину и пироксену, которые отличаются друг от друга по характеру реликтовой спайности. Титаномагнетит сохраняет свежий вид, но кое-где с краев и по трещинам его зерен видны тончайшие пленки гидроокислов железа. Кальцит входит в состав псевдоморфоз по силикатам и выполняет прожилки. Выделения крупнокристаллического кальцита замещаются в этом горизонте тонкозернистыми агрегатами кальцита и частично выщелачиваются. Апатит сохраняется без изменений.

Кривые нагревания образцов пород этого горизонта (фиг. 18, обр. 2323, 2311, 2263; см. также фиг. 17, обр. 1728, 1730, 1732) обладают теми же термическими эффектами, что и образцы выщелоченных долеритов, но низкотемпературные эндотермические пики при $160-180^{\circ}$ глубже, чем пики около 600° . Такое соотношение глубин пиков свойственно кривым нагревания минералов группы монтмориллонита. Первый эндотермический эффект, связанный с потерей межслойной воды, сопровождается небольшой эндотермической реакцией с максимумом около 250° , что вероятно, объясняется наличием адсорбированных катионов кальция и магния (Викулова, 1957). Интенсивность этой реакции уменьшается у образцов, взятых в верхней части горизонта, и полностью исчезает у каолинизированных пород.



а



б

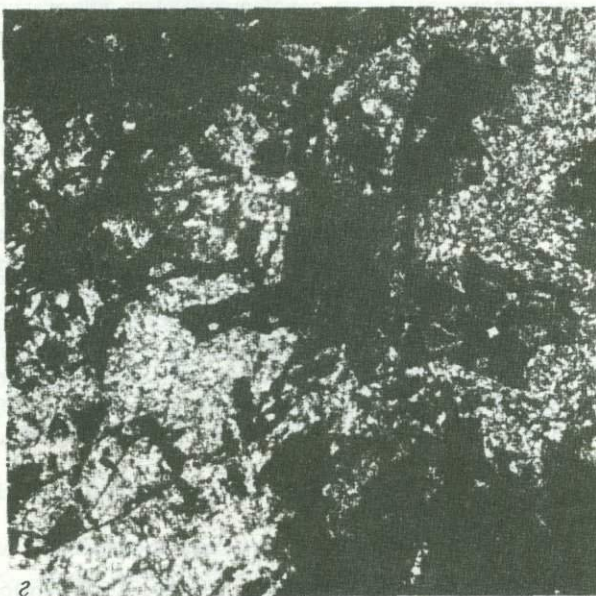
Фиг. 16. Минералы коры выветривания долеритов (шлифы)

а - плагиоклаз, пироксен; б - трещиноватый плагиоклаз в зоне дезинтеграции (в трещинах - кальцит); в - монтмориллонитизированный плагиоклаз; г - гиббсит по плагиоклазу

Химический состав пород нижнего горизонта зоны гидролиза (см. табл. 7, обр. 1732; табл. 8, обр. 2263) характеризуется почти полным исчезновением Na, уменьшением содержания Ca и увеличением содержания H_2O^- и H_2O^+ . Такие преобразования вполне согласуются с изменениями в минеральном составе продуктов выветривания: дальнейшим разрушением плагиоклазов (вынос кальция, натрия) и возникновением монтмориллонитов (увеличение содержания H_2O^- и H_2O^+). Переход двухвалентного железа в трехвалентное сопровождается разложением железистых силикатов и титаномагнетита. Превышение содержания CaO над содержанием CO_2 (4,91 против 3,33 в обр. 1732 и 4,92 против 2,00 в обр. 1728), значительно большее, чем в кальците, косвенно свидетельствует о наличии адсорбированных катионов кальция.

Мощность нонтронит-монтмориллонитовых пород составляет 19-56 м. Гётит-каолиновый горизонт сложен желто-бурыми крупнопористыми мягкими породами, сохраняющими текстурно-структурные особенности долеритов, но очень легко разрушающимися даже при слабом давлении.

Минералогический состав пород горизонта: каолинит, гётит, монтмориллонит, нонтронит, окисленный титаномагнетит. Каолинит образует псевдоморфозы по лейстам плагиоклаза, где местами еще сохраняются реликты монтмориллонита. Гётит с примесью нонтронита и каолинита образует псевдоморфозы по пироксену. Оливин замещен гётитом. Титаномагнетит окислен по трещинам и с поверхности кристаллов.



Термограмма образца каолинизированного долерита (см. фиг. 17, обр. 1733; фиг. 18, обр. 2264) имеет два эндотермических пика: очень пологий и неглубокий с максимумом при 130° и резкий, очень глубокий, с максимумом при 600° , а также один резкий экзотермический пик при 970° . Первая остановка отражает наличие в образце небольшого количества минералов с межслойной водой (монтмориллонит, нонтронит). Два других эффекта свидетельствуют о присутствии и преобладании в минеральном составе породы каолинита. Слабый экзотермический пик при 350° обусловлен примесью органического вещества, связанного с корневой системой деревьев.

Химический состав каолинизированных долеритов (см. табл. 7, обр. 1733; табл. 8, обр. 2264) вполне соответствует описанному минеральному составу. Породу слагают четыре основных компонента: кремнезем, глинозем, окисное железо и конституционная вода. Соотношение SiO_2 , Al_2O_3 и H_2O^+ почти отвечает каолинитовому и слегка нарушается только из-за присутствия небольшого количества реликтовых монтмориллонита и нонтронита. Наличием последних обусловлена примесь основной части магния, кальция, натрия, калия и адсорбированной воды. В каолинизированных долеритах происходит дальнейшее увеличение концентраций ванадия и циркония.

Мощность сохранившихся гётит-каолинитовых пород превышает 1 м.

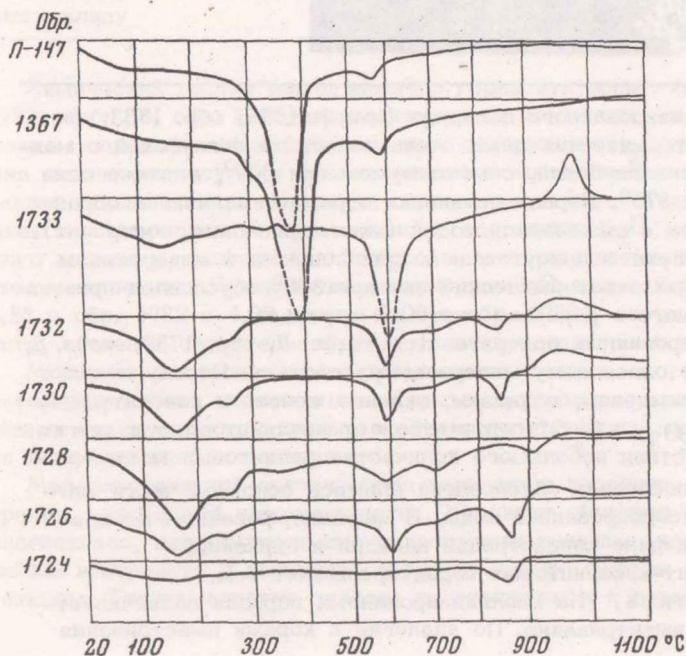
Зона конечного гидролиза. На каолинизированных породах заканчивается профиль сохранившейся коры выветривания. По аналогии с кора́ми выветривания

сланцев семеновской свиты и щелочных ультрабазитов следовало ожидать, что в продуктах переотложения встретятся гётит-каолинит-гиббситовые и гётит-гиббситовые породы. В действительности достоверно устанавливаются только обломки гётит-гиббситовых пород (латеритов), рассеянных в осадочных бокситах и суглинках. Сохранность обломков латеритов наиболее вероятно объясняется их механической прочностью, каменистостью. Гётит-каолинит-гиббситовые продукты выветривания как рыхлые, легко размываемые породы были, очевидно, диспергированы при размыве, и их структурных реликтов не сохранилось. Поэтому зона гидролиза описывается только по обломкам латеритов.

Зона конечного гидролиза представлена латеритом - довольно прочной, твердой, очень пористой красновато-бурой породой, сохраняющей реликты текстурно-структурных особенностей материнского долерита. В латеритах невооруженным глазом видны псевдоморфозы мельчайших бесцветных кристаллов по лейстам плагиоклаза, оконтурированным гидроокислами железа, зерна окисленного титаномагнетита и бурые псевдоморфозы по железистым силикатам. По внешнему виду чадобецкие латеритизированные долериты не отличаются от аналогичных образований, широко развитых на территории Гвинеи.

Минеральный состав латеритов: гиббсит, гётит, гематит, титаномагнетит и кварц. Гиббсит образует агрегаты полисинтетически сдвойникованных кристаллов, целиком располагающихся в пределах реликтовых контуров лейст плагиоклаза, зафиксированных тончайшими пленками гидроокислов железа. Кроме того, гиббсит в виде друз крупных кристаллов выполняет поры латерита. Некоторые поры заняты скрытокристаллическим гиббситом, обильно окрашенным гидроокислами железа. Гётит образует бурые псевдоморфозы по темноцветным минералам и слагает контурные пленки вокруг агрегатов гиббсита. Гематит с примесью гётита замещает с краев и по трещинам зерна титаномагнетита. Кварц образует редкие, неправильной формы выделения в порах породы, в том числе внутри реликтовых контуров лейст плагиоклаза среди кристаллов гиббсита. Минеральный состав гвинейского латерита такой же.

Кривые нагревания образцов чадобецкого и гвинейского латерита почти полностью совпадают (см. фиг. 17, обр. 1367 и П-147). Обе кривые обладают двумя эндотермическими пиками: очень глубоким, с максимумом при $380-390^{\circ}$, и небольшим, но тоже ясно выраженным, с максимумом при $580-590^{\circ}$. Кривая нагревания чадобецкого латерита усложнена пологим выступом перед первым пиком в интервале $290-310^{\circ}$. Все перечисленные эффекты принадлежат гиббситу (Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Чухров, 1955; Бенеславский, 1963).

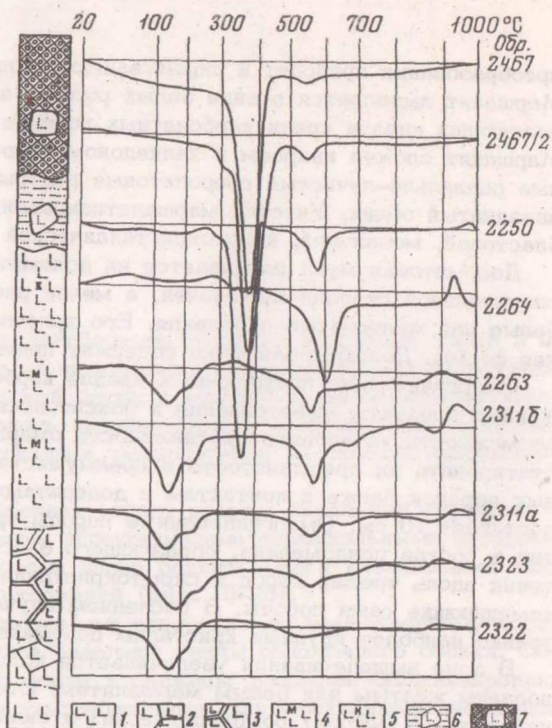


Фиг. 17. Термограммы пород коры выветривания долеритов (месторождение Пуня)

Образцы: 1724 - деинтегрированный долерит с кальцитом; 1726 - выщелоченный долерит; 1728, 1730, 1732 - монтмориллонитизированный долерит; 1733 - каолинизированный долерит; 1367 - латерит гиббситовый; П-147 - латерит из Гвинеи.

Фиг. 18. Термограммы пород коры выветривания долеритов (Верхне-Теринское месторождение)

1 - долерит; 2 - дезинтегрированный долерит, обр. 2322; 3 - выщелоченный, обр. 2323; 4 - монтмориллонитизированный, обр. 2311з, 2311б, 2263; 5 - каолинизированный, обр. 2264; 6 - каолинит-гипбситовый латерит, обломок из суглинков, обр. 2250; 7 - гипбситовый латерит, обломок из боксита, обр. 2467/2. Боксит, обр. 2467



В химическом составе латеритов (см. табл. 7, обр. 1367) преобладают глинозем, H_2O^+ и окисное железо. Пересчет данных химического анализа показывает, что доля гипбсита в чадобецком латерите составляет около 75%, гётита - около 17%. Гвинеиский латерит содержит меньше гипбсита (около 60%) и больше гётита, что обусловлено большим содержанием железа в исходном долерите. Содержание двуоксида титана в латеритах также зависит от количества его в исходных долеритах.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ

Известняки Чадобецкого поднятия - крепкие, массивные породы белого, светло-серого, серого, зеленоватого цвета. Минеральный состав представлен кальцитом и, реже, доломитом, в виде примесей находятся кварц, халцедон, мусковит, хлорит, пирит, глауконит; из аксессуарных встречаются турмалин, циркон, флюорит. Местами известняки содержат примесь органического вещества и черные кремневые конкреции, к которым приурочены гнезда флюорита.

В химическом составе известняков 96% приходится на долю CaO и CO_2 , остальные элементы - Si, Mg, K, Al, Mn, Fe содержатся в незначительном количестве. В частности, содержание глинозема не превышает 1%.

Кора выветривания известняков состоит из двух зон: дезинтеграции и выщелачивания.

Зона дезинтеграции сложена трещиноватыми известняками, в которых монолитные блоки среди трещин не подверглись никаким химическим изменениям. Выветривание идет исключительно по трещинам и выражается в окислении пирита, железосодержащих карбонатов, маршалитизации, образовании доломитовой муки и омарганцовании. Эти же процессы протекают и в выщележащей зоне выщелачивания, которую они перерабатывают полностью.

Зона выщелачивания характеризуется частичным или полным растворением кальцита и выносом CaO и CO_2 . В результате окисления пирит замещается гётитом, многие кристаллы при этом теряют идиоморфные очертания и приобретают пятнистый облик. Доломит содержит изоморфную примесь двухвалентного железа, которое также окисляется. Местами происходит замещение первичных железосодержащих карбонатов, имеющих ромбический облик, сферолитами гипергенных карбонатов. Все эти

преобразования приводят к окрашиванию пород в желтый или буровато-желтый цвет. Маршалит выделяется в виде белых рыхлых или плотных тонкозернистых масс, выполняющих гнезда среди карбонатных пород с различным содержанием кремнезема. Маршалит сложен кварцем и халцедоном. Агрегаты халцедона имеют четко очерченные радиально-лучистые сферолитовые центры, которые, регенерируясь, приобретают звездчатый облик. Участки маршалитизированных карбонатных пород обладают гранобластовой, мозаичной, криптокристаллической или сферолитовой структурами.

Доломитовая мука развивается на доломитах и доломито-известняках. Кальцит в значительной степени выщелочен, а менее растворимый доломит образует рыхлые белые или желтоватые скопления. Его кристаллы сохраняют идиоморфные ромбические формы. Доломитовая мука содержит примесь маршалита.

Омарганцевание приурочено к кровле карбонатных пород, подстилающих переотложенные продукты выветривания и бокситоносную толщу. Керновый материал не дает возможности установить протяженность омарганцованных участков, можно лишь констатировать их прерывистость и преимущественное расположение на склонах карстовых воронок ближе к контактам с долеритами. Мощность омарганцованных пород достигает 10 см. Омарганцованные породы приобретают черный цвет. Марганец входит в состав псиломелана, образующего блестящие колломорфные прожилковые выделения вдоль трещин пород и скрытокристаллические сплошные плотные матовые массы замещающие сами породы. В последнем случае в карбонатных породах сохраняются только наиболее крупные кристаллы доломита.

В зоне выщелачивания увеличивается количество каверн. Некоторые каверны выполнены желтым или белым маршалитом. Стенки многих каверн покрыты друзами крупных (до 0,5 см) ромбоэдрических и скаленоэдрических кристаллов кальцита. Объем каверн достигает сотни и более кубических сантиметров.

Химический состав выщелоченных известняков резко отличается от состава материнских пород. Помимо выноса щелочноземельных элементов и увеличения содержания Si, Al, Ti, Fe, Zr, Mn, здесь появляются новые элементы, причем в количествах, совершенно не свойственных исходным породам: Be, Sc, Mo, Zr (0,02%), Co (0,2%), Ni (0,2%), Y (0,07%). Вероятно, зона выщелачивания известняков подвергалась воздействию инфильтрационных процессов, а источником перечисленных элементов явились коры выветривания траппов.

Зоной выщелачивания заканчивается профиль коры выветривания известняков. Полное растворение и вынос более 95% массы карбонатов исключают возможность формирования остаточной коры выветривания, так как структура ее разрушается и происходит механическое переотложение продуктов выветривания. Наличие в базальном горизонте карстовых отложений остроугольных выветрелых обломков известняков, замещенных маршалитом, свидетельствует о дальнейшем выветривании переотложенных продуктов.

КОТЛОВИННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В сводовой части северного выступа Чадобецкого поднятия подрудная толща и бокситовые породы целиком располагаются на поверхности выветрелых алюмосиликатных пород: терригенных отложений семеновской свиты и комплекса щелочных ультрабазитов. Подрудная толща подстилается здесь каолиновыми, каолинит-гипбситовыми и редко гипбситовыми продуктами выветривания, располагаясь на склонах возвышенности и в эрозионных депрессиях.

Разрез бокситоносных отложений включает (снизу вверх): базальный горизонт, каолиновые глины, бокситовые глины, бокситы, перекрываемые делювиальными суглинками или аллювиальными отложениями, а местами вновь бокситовыми и каолиновыми глинами. Он сходен с разрезами карстовых отложений (фиг. 19-25).

Подрудная толща. Базальные отложения однородны по вещественному составу и свойствам. Обычно в базальном слое залегают глины обломочного облика. Обломки имеют остроугольную и округлую форму и сложены рыхлыми каолинизированными сланцами, алевролитами, щелочными ультрабазитами, олигомиктовыми песчаниками и каменистыми кварцевыми песчаниками и кремнистыми сланцами. Обломки имеют размеры от долей сантиметра до нескольких сантиметров. Цвет обломков белый, желтый, бурый. Основная масса является песчанистой глиной белого, желтого и светло-коричневого цвета, гигроскопична, при намокании пластична. Глинистая часть породы сложена каолинитом, на краях месторождения к нему примешивается гидрослюда. Мощность обломочных глин колеблется от 0 до 27 м, составляя обычно несколько метров. Вверх по разрезу обломки постепенно исчезают и глины становятся более однородными, каолиновыми.

Каолиновые глины приобретают пятнистые текстуры - очковую, мраморовидную, чешуйчатую; структуры - пелитовую, алевропелитовую, струйчатую, ооидную, брекчиевидную. Каолиновые глины сложены каолинитом с незначительной примесью гидрослюда и гипбсита, гётитом, гематитом, кварцем, рутилом, псевдоморфозами анатаза по перовскиту, местами встречаются фосфаты алюминия. Содержание кварца непостоянно: наряду с преобладающим распространением каолинита в глинах наблюдаются слои песчанистых глин и кварцевых песков.

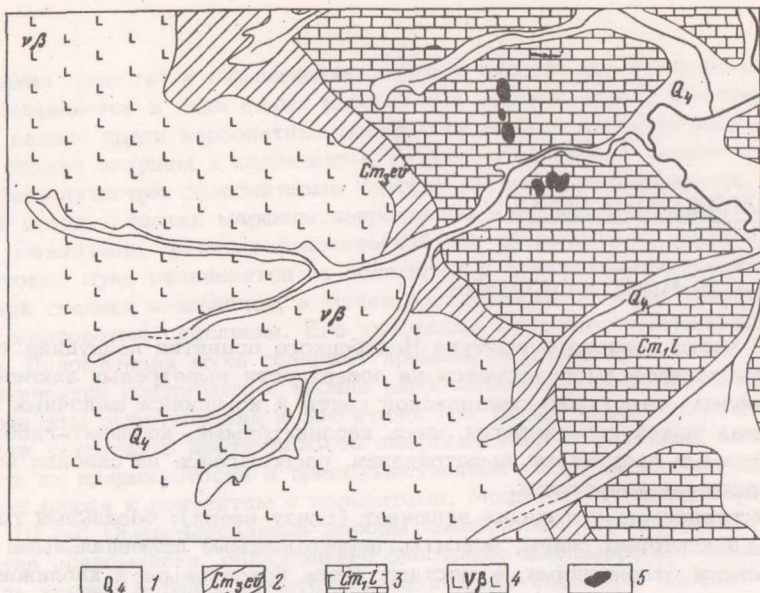
Каолинит образует скрытокристаллические и тонкочешуйчатые массы, обильные крупные обрывки чешуек, являющихся отчетливыми псевдоморфозами по листочкам гидрослюда. Количество гидрослюда снизу вверх уменьшается. Гётит находится в виде тонкорассеянной вкрапленности, реже - ооидных стяжений, а также в виде псевдоморфоз по оливину и пириту.

На кривых нагревания образцов каолиновых глин фиксируются четкие термические эффекты, характерные только для каолинита.

Химический состав каолиновых глин очень непостоянен. Статистическая обработка результатов химических анализов четырехсот метров керна каолиновых глин позволила выявить следующее. Содержание кремнезема колеблется от 15 до 75%, его распределение характеризуется плавной кривой с одним максимумом в интервале 35-40%. Содержание глинозема колеблется от 11 до 39%, кривая распределения имеет один пик с максимумом в интервале 21-25%. Содержание окиси железа составляет 0-45% с максимумом 21-25%. ППП (H_2O^+) - 4-15% с максимумом около 10%, TiO_2 - 0,4-1,3% с максимумом около 6%.

Каолиновые глины содержат повышенные количества ниобия и спорадически - фосфора, бария, редких земель, олова.

В сводовой части северного выступа имеется всего лишь одна линза каолиновых глин, содержащих лигнитизированные остатки древесины, причем обломки древесных



Фиг. 19. Геологическая карта месторождения Ибдзибдек. Составил В.К. Кумец

1 - современные четвертичные отложения; 2 - верхний кембрий (эвенкийская свита): алевролиты, аргиллиты; 3 - нижний кембрий (ленский ярус): известняки закарстованные; 4 - траппы: долериты, габбро-долериты, долерит-порфиры; 5 - рудные тела

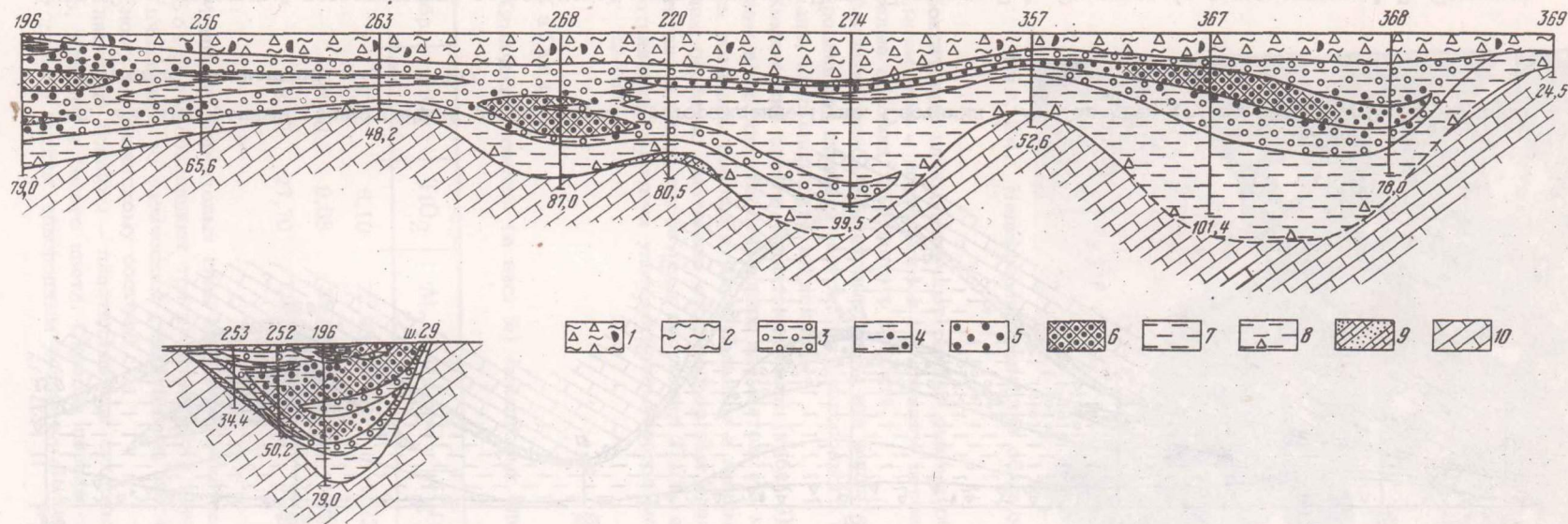
стволов и ветвей достигают 7 см в диаметре. От обилия органического вещества глины имеют черный цвет. Минеральный состав глин: каолинит, гиббсит, анатаз, рутил, кварц, марказит. Окисные соединения железа отсутствуют.

Линза имеет плоско-выпуклую форму, верхняя поверхность ее горизонтальна. Размеры линзы: длина - 260 м, наибольшая мощность - 14 м. Западный край линзы упирается в склон котловины, покрытый каолиновыми глинами, восточный - располагается в котловине и подстилается бокситовыми глинами (см. фиг. 4, 5).

Общая мощность каолиновых глин колеблется от 0 до 40 м; минимальная мощность глин отмечается на склонах холмов древнего рельефа, максимальная - в котловинах. Каолиновые глины обычно сменяются бокситовыми породами, чаще всего бокситовыми глинами, реже бокситами.

Бокситовые породы. Они состоят из бокситовых глин, бокситов (глинистых, рыхлых и каменистых) и глиноземных железняков; обязательным компонентом их являются минералы свободного глинозема. Глиноземные железняки не образуют значительных скоплений, чаще всего находятся в виде обломков в других бокситовых породах и поэтому здесь не описываются.

Бокситовые глины постепенно сменяют каолиновые глины и, как правило, не имеют с ними резких границ. Бокситовые глины - более или менее пластичные породы красного, красно-бурого, желтого, розового и белого цвета, со стяжениями гидроксидов железа или без них. Структуры бокситовых глин такие же, как и у каолиновых, но преобладают ооидные и хлопьеватые, слоистость отсутствует. Глины сложены каолинитом, гиббситом, гётитом, гематитом, кварцем и титановыми минералами. Каолинит находится в виде тонких чешуек размером около 1 мк и менее, а также червеобразных сростков длиной несколько микронов. Гиббсит рассеян во всей массе породы, образуя гнездообразные скопления и выделения по трещинам. Размеры кристаллов гиббсита достигают 1-3 мк. Гётит и гематит образуют рыхлые желтые, бурые и красные округлые и хлопьевидные стяжения до 1,5 см в диаметре или тонко рассеяны. Окраска глин обусловлена количеством и соотношением этих минералов и формой их нахождения. Кварц образует обломочные округлые и угловатые зерна размером 1-0,01 мм и мельче. Титановые минералы представлены рутилом, анатазом и ильменитом. Местами встречается хлопьевидный вторичный сидерит.

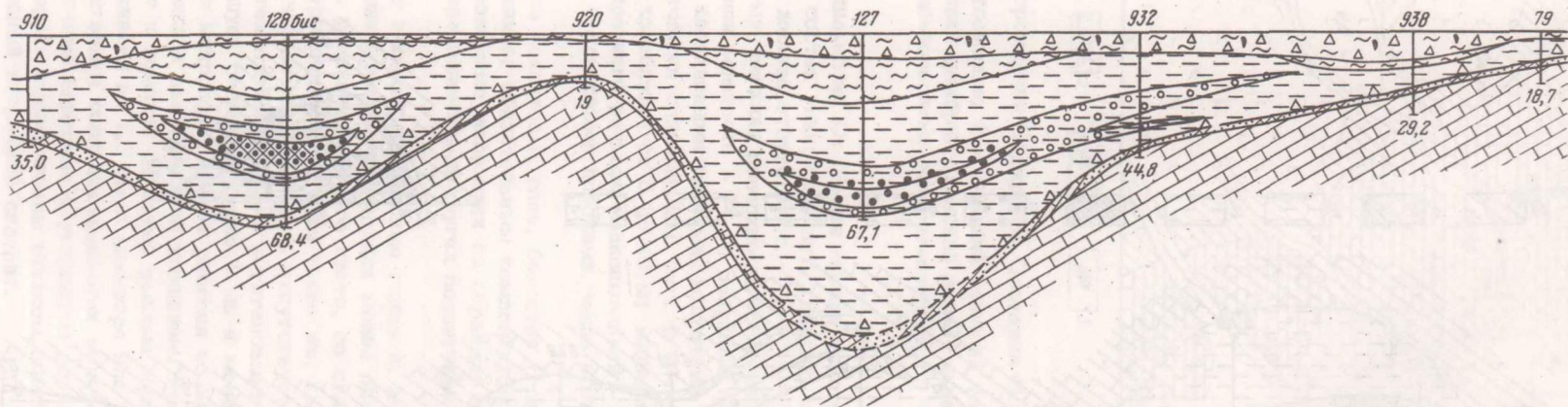
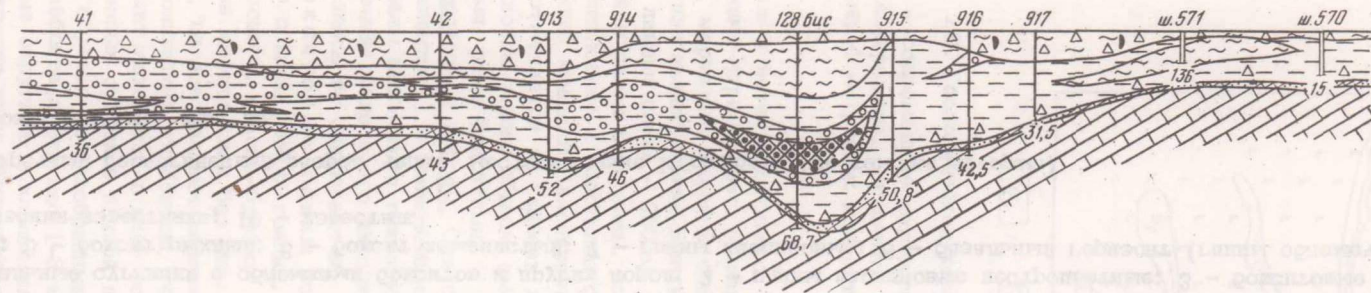


Фиг. 20. Продольный геологический разрез через месторождение Ибдзибдек, Составили: Г.В. Леонов, Г.Т. Баклаенко (с дополнениями А.Д. Слукина)

1 - делювиальные суглинки с обломками бокситов и других пород; 2 - глины каолиновые пестроцветные; 3 - бокситовые глины; 4 - боксит глинистый; 5 - боксит рыхлый; 6 - боксит каменистый; 7 - глины каолиновые; 8 - базальный горизонт (глины обломочные); 9 - продукты выветривания известняка; 10 - известняк

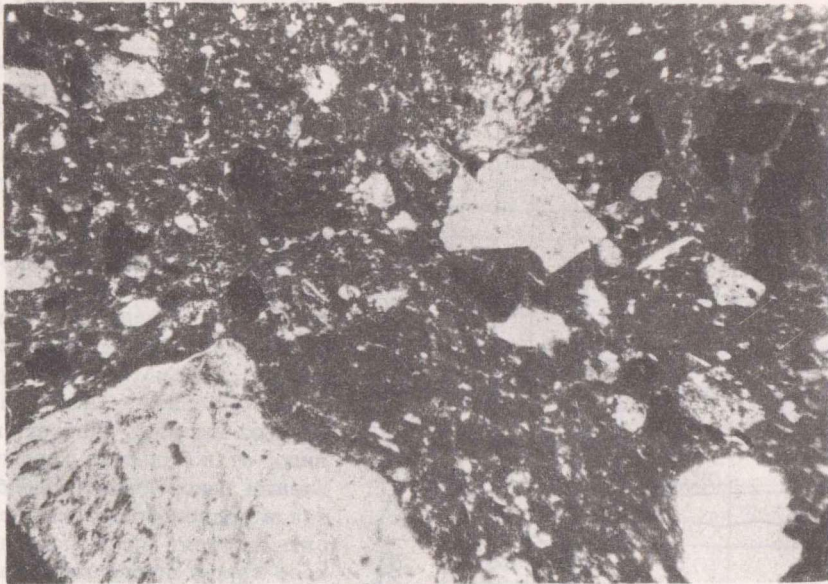
Фиг. 21. Поперечный геологический разрез через месторождение Ибдзибдек (по тем же авторам)

Условие обозначения см. фиг. 20



Фиг. 22. Поперечный геологический разрез через месторождение Пуна. Составил Р.А. Савельев (с дополнениями А.Д. Слуккина)
Условные обозначения см. фиг. 20

Фиг. 23. Продольный геологический разрез через месторождение Пуна. Составил Р.А. Савельев (с дополнениями А.Д. Слуккина)
Условные обозначения см. фиг. 20



Фиг. 24. Недифференцированная обломочная порода; шлиф, увел. 30

Бокситовые глины включают редкие рыхлые обломки выветрелых пород и их отдельных минералов – псевдоморфоз по оливину, перовскиту, пириту и других, а также выветрелые обломки каменистого боксита.

Основная масса бокситовых глин, как видно под микроскопом в прозрачных и полированных шлифах, состоит из разнородного по составу тонкого терригенного материала, напоминающего суспензию.

Химический состав бокситовых глин (табл. 9) характеризуется переменным содержанием всех бокситообразующих элементов. Из многих сотен аналитических данных здесь показаны породы с максимальным и минимальным содержанием компонентов, причем особенно тщательно этот подбор был сделан для титана. Концентрация двуокиси титана в одной пробе глин достигает 27,7%, есть глины с 18–20% TiO_2 (в коре выветривания щелочных ультраосновных пород максимальное содержание TiO_2 достигает 32,16%).

Таблица 9

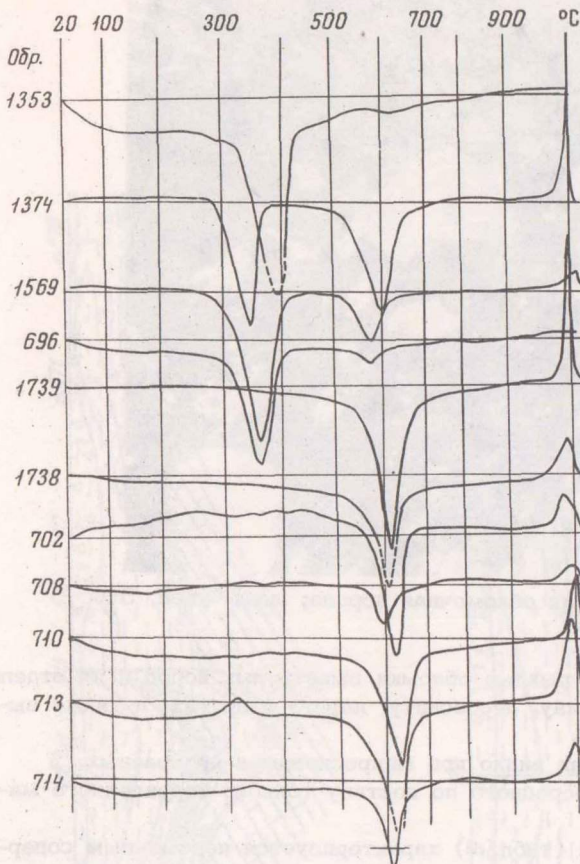
Химический состав (в вес. %) бокситовых глин

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	ППП	Прочие	Σ	Модуль
1	15,05	6,10	22,99	41,09	0,22	11,73	2,61	99,79	1,5
2	26,40	9,08	35,29	12,13	1,20	15,26	0,04	99,40	1,3
3	18,12	27,70	28,15	7,54	3,79	14,06	0,04	99,40	1,6

Мощность бокситовых глин достигает в котловинах 70 м.

Бокситы объединяют три разновидности пород – глинистую, рыхлую и каменистую, – различающиеся по физическим свойствам и, как правило (но с исключениями), по минеральному и химическому составу.

Глинистые бокситы – пластичные или сухарные породы бурого, красно-бурого, красного, желтого и белого цвета. Окраска породы однородная или пестрая. Часть бокситов сложена внешне однородным веществом, а другая (преобладающая) часть содержит



Фиг. 25. Термограммы каолини-
товых (обр. 714, 713, 710, 708,
702, 1738, 1739) и бокситовых
(обр. 1569, 1374) глин, а также
бокситов (обр. 696, 1353).

мягкие пластичные рыхлые или твердые хрупкие стяжения гидроокислов железа размером 1-1,5 см. Более редкие разновидности глинистых бокситов наряду с пелитовым мате-риалом содержат остроугольные обломки латеритов. Пластичность глинистых бокситов зависит, как правило, от количества каолинита. Как внешне однородные (безбобовые), так и редкобобовые глинистые бокситы состоят из разнородного тонкого терригенного материала, в котором лишь кое-где различаются отдельные минералы. Минеральный состав глинистых бокситов: гиббсит и гётит, в меньшем количестве содержатся каолинит, лейкоксенизированные титановые минералы, гематит, кварц и аксессуарные минералы - фосфаты, циркон, рутил. Бокситы содержат незначительную примесь вторичного, эпигенетического, сидерита. Гиббсит виден только в кристаллических гнездообразных выделениях.

Распределение минералов неравномерное, что особенно заметно для титаномагнетита. По химическому составу глинистые бокситы не всегда отличаются от рыхлых и каменистых разновидностей (табл. 10), но статистический анализ показывает, что глинистые бокситы содержат меньше глинозема и железа, больше кремнезема и, как следствие, больше каолинита.

Глинистые бокситы не имеют резких границ с подстилающими бокситовыми глинами, содержат линзы и обломки каменистых и рыхлых бокситов. Мощность их достигает 5-6 м.

Рыхлые бокситы являются переходными разновидностями от глинистых к каменистым. Некоторые разности рыхлых бокситов сложены несцементированными бобовинами, среди которых находятся крупные и угловатые обломки каменистых бокситов, обломки бобовин, а промежутки между ними выполнены материалом, аналогичным сахарным или пластичным глинистым бокситам. Встречаются также рыхлые бокситы, сохраняющие структуру каменистых бокситов, но легко рассыпающиеся в порошок. Часть таких бокситов состоит только из цементного каркаса и сферических полостей на месте пизолитов. Статистический анализ показывает, что по химическому составу рыхлые бокситы занимают промежуточное положение между глинистыми и каменистыми бокситами.

Каменистые бокситы - твердые, крепкие и хрупкие породы. Цвет бокситов весьма разнообразный: от белого до черного. Преобладают красные, красно-бурые, желто-бурые, бурые, черно-бурые окраски. Наиболее однородны по цвету только белые и черно-бурые бокситы, т.е. породы с минимальным (около 1%) и максимальным (более 50-60%) содержанием железа. Остальные бокситы неоднородны по окраске: обломки окрашены в черный, бурый, буровато-красный цвет, цемент - в красновато-бурый, красный, желтый, белый. Среди обломков часто встречаются белые, но вперемешку с темноокрашенными: цемент изредка бывает буро-черным - в результате размещения сидерита гидроокислами железа. В общем, цемент всегда более светлоокрашен, чем включения (пизолиты и обломки).

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) бокситов

Компо- ненты	Красные бокситы						Белые бокситы		
	каменистые				рыхлые	глинис- тые	каменис- тые	рыхлые	глинис- тые
SiO ₂	1,52	3,03	3,24	2,92	3,28	9,50	0,31	12,35	6,94
TiO ₂	6,31	6,08	5,00	5,51	11,13	5,55	8,85	13,39	9,28
Al ₂ O ₃	30,55	39,57	49,52	43,56	34,12	35,22	57,95	48,42	53,46
Fe ₂ O ₃	38,48	32,15	17,00	21,96	28,20	31,80	1,06	1,03	1,00
FeO	4,16	1,08	0,00	3,14	1,92	Не опр.	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	"	0,30	0,30	0,40
CaO	0,43	0,65	0,46	0,30	0,28	0,70	0,14	0,28	0,28
Na ₂ O	0,06	0,10	0,06	0,07	0,04	Не опр.	0,05	0,10	0,11
K ₂ O	0,04	0,07	0,07	0,05	0,05	"	0,01	0,10	0,04
H ₂ O-	0,43	1,19	0,74	0,88	0,35	"	0,53	0,50	0,33
H ₂ O+	16,02	16,10	24,00	20,35	19,21	17,26	29,97	22,80	27,21
P ₂ O ₅	0,69	0,30	0,08	0,32	0,68	0,33	0,14	0,35	0,38
Nb ₂ O ₅	Следы	Следы	Не опр.	Не опр.	0,113	Не опр.	0,145	0,076	0,101
CO ₂	0,36	0,38	0,24	0,17	0,43	"	0,21	0,36	0,23
F	0,45	0,40	Не опр.	Не опр.	0,34	"	0,30	0,20	0,40
Σ	99,31	100,93	100,41	99,23	100,39	99,36	99,83	99,17	99,99

Аналитик ИГЕМ АН СССР В.М. Степашкина.

Текстуры бокситов чрезвычайно разнообразны (фиг. 26–28). Здесь уместно еще раз упомянуть о латеритных бокситах, обладающих реликтовыми массивными, слоистыми обломочными (Половинкина и др., 1948) или "гранитными" (Gordon et al, 1958) текстурами. Обломки латеритных бокситов рассеяны в осадочных бокситах всех месторождений, поэтому отдельные участки осадочных бокситов имеют реликтивные текстуры. Все породы с реликтовыми текстурами обладают значительной пористостью и кавернозностью, благодаря которым их называют шлаковидными (Бушинский, 1971).

Среди осадочных бокситов выделяются разновидности с текстурами: псефитовой (брекчиевидной, конгломератовой, глобулярной), конкреционной (глобулярной, бобовой, пизолитовой, оолитовой), псаммитовой, афанитовой, гелевой (массивные).

Брекчиевидные бокситы сложены обломочным остроугольным материалом, погруженным в мелкозернистую основную массу. Обломки сложены латеритами, глиноземными железняками, бобовыми и пизолитовыми бокситами, псевдоморфными целыми и разрушенными минералами.

Конгломератовые бокситы сложены окатанными обломками латеритов и конкреционных бокситов, беспорядочно смешанных в мелкозернистой основной массе. По Г.И. Бушинскому, конгломератовой текстуре, вероятно, соответствует сложно- и крупноконкреционная структура.

Глобулярная текстура бокситов характеризуется наличием в породе прочно сцементированных (цемент соприкосновения) бобовин, пизолитов и их обломков без вмещающей основной массы. Глобулярная текстура среди чадобецких бокситов редка. Глобули бывают двоякого происхождения: аллохтонные (конгломератовые) и автохтонные (конкреционные).

Бобовая текстура характеризуется присутствием в боксите сферических конкреций без видимой концентрической зональности. Бобовины каменистых бокситов – плотные и прочные образования с металлическим блеском. Содержание бобовин переменное, но не ниже 50% и редко выше 80%. Бобовины распределены неравномерно, редко соприкасаются, но обычно разделены цементом на расстоянии от 1 мк до 3 см; существуют участки сгущения и разрежения бобовин. Диаметр бобовин колеблется от 1 до 30 мм. Внешние зоны бобовин разбиты радиальными и концентрическими трещинами усыхания, которые нередко захватывают всю внутреннюю часть бобовин. Почти все бобовины содержат то или иное количество терригенных зерен кварца, песчинок латеритов, окисленных титановых и железистых минералов; некоторые бобовины даже насыщены ими, особенно кварцем. Трещины усыхания секут эти терригенные зерна, не изменяя своего направления и не обходя их. Большинство трещин выполнено ферриалюмогелем и гиббситом, некоторые трещины открыты. Бобовины цементируются мелкозернистой основной массой. Бобовины в бокситах, как и глобулы, имеют аллохтонное и автохтонное происхождение. Среди бобовин всегда находятся их обломки. По Г.И. Бушинскому (1971), бобовой текстуре соответствует бобово-обломочная структура.

Пизолитовая и оолитовая текстуры свойственны бокситам, сложенным сферическими, концентрически-зональными конкрециями различного размера: пизолитами – более 2 мм, оолитами – менее 2 мм. Пизолитовые бокситы часто включают обломки пизолитов.

Слоистые текстуры в бокситах практически отсутствуют. Специальный поиск их привел к находке всего двух ядерных образцов бокситов с едва намечающейся слоистостью, обусловленной дифференциацией бобовин по размерам.

Массивные текстуры редки в каменистых бокситах. Кое-где бобовые бокситы секутся горизонтальными "жилами" гелевой текстуры каолинит-гиббситового состава. Афанитовые текстуры более характерны для глинистых бокситов.

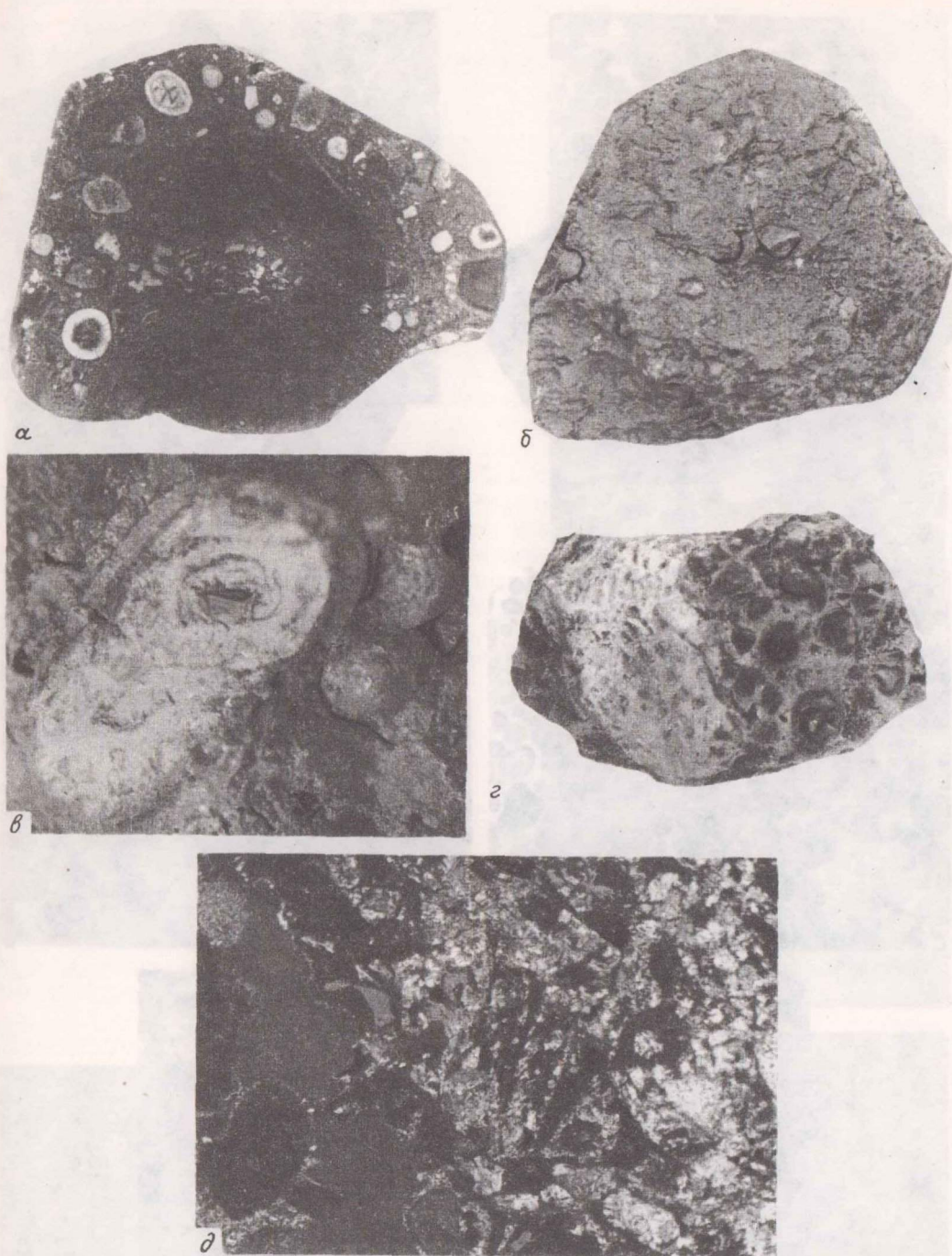
Структуры бокситов также разнообразны. Различаются структуры основной массы, цемента и структуры включений – обломков, пизолитов и пр.

Цемент каменистых бокситов обладает структурами: псаммитовой, псевдобрекчиевой, псевдобрекчиевой с конкреционной, криптокристаллической, сферолитовой, гелевой, инкрустационной, крустификационной. Бокситы имеют смешанный тип цементации: на отдельных участках породы преобладают цементы соприкосновения, поровый, базальный, крустификационный, механического заполнения, редко регенерационный. Цементы псаммитовый, псевдобрекчиевый, гелевый обычно густо окрашены гидроокислами железа, включают обломки минеральных зерен и мелкие оолиты размером в несколько микронов. Крупнокристаллические цементы бесцветны и прозрачны, железистая и глиноземная фаза в них обособлены. В крустификационном цементе боксита простым глазом различаются кристаллы гиббсита длиной до 1 мм.

Обломки латеритов имеют реликтовые пойкилолитовые, микролепидобластовые, порфиновые и другие структуры. Обломки, видимые даже невооруженным глазом, слагают центры пизолитов и оолитов, что можно видеть на приводимых фотографиях. Форма этих обломков угловатая или округлая, слабо окатанная. Более крупные обломки – от нескольких миллиметров до 5–10 см – имеют округлую или угловатую, совершенно неокатанную форму (см. фиг. 27). Обычно размеры обломков латеритов составляют около 0,5–1,0 см, но существуют экземпляры и более крупных размеров (до 9 см).

В латеритизированных пикритовых порфиритах (см. фиг. 26) видны порфиритовидные реликты оливина, замещенные гидроокислами железа. Псевдоморфозы гидроокислов железа по темноцветным минералам представляют собой пористые образования, причем во многих из них железо концентрируется по трещинам спайности первичных минералов или вблизи их периферических частей. Галька содержит обильные включения мелких белых лейкоксенизированных метакристаллов перовскита футлярообразной формы и окисленные кристаллы магнетита такой же величины (около 0,01 мм). В основной массе гальки содержится тонкокристаллический, а в порах и вокруг них выделяется коллоидный и крупнокристаллический гиббсит. Границы между галькой и с вмещающим бокситом резкие, четкие.

Вмещающий боксит состоит из тех же компонентов, что и обломки латерита. В нем различаются более мелкие обломки латеритов, целые и разрушенные псевдоморфозы гидроокислов железа по темноцветным минералам, реликты перовскита и магнетита. Эти компоненты окружены метакolloидными обломками, а в промежутках между ними располагаются многочисленные поры. В этом же образце рядом с обломком латерити-

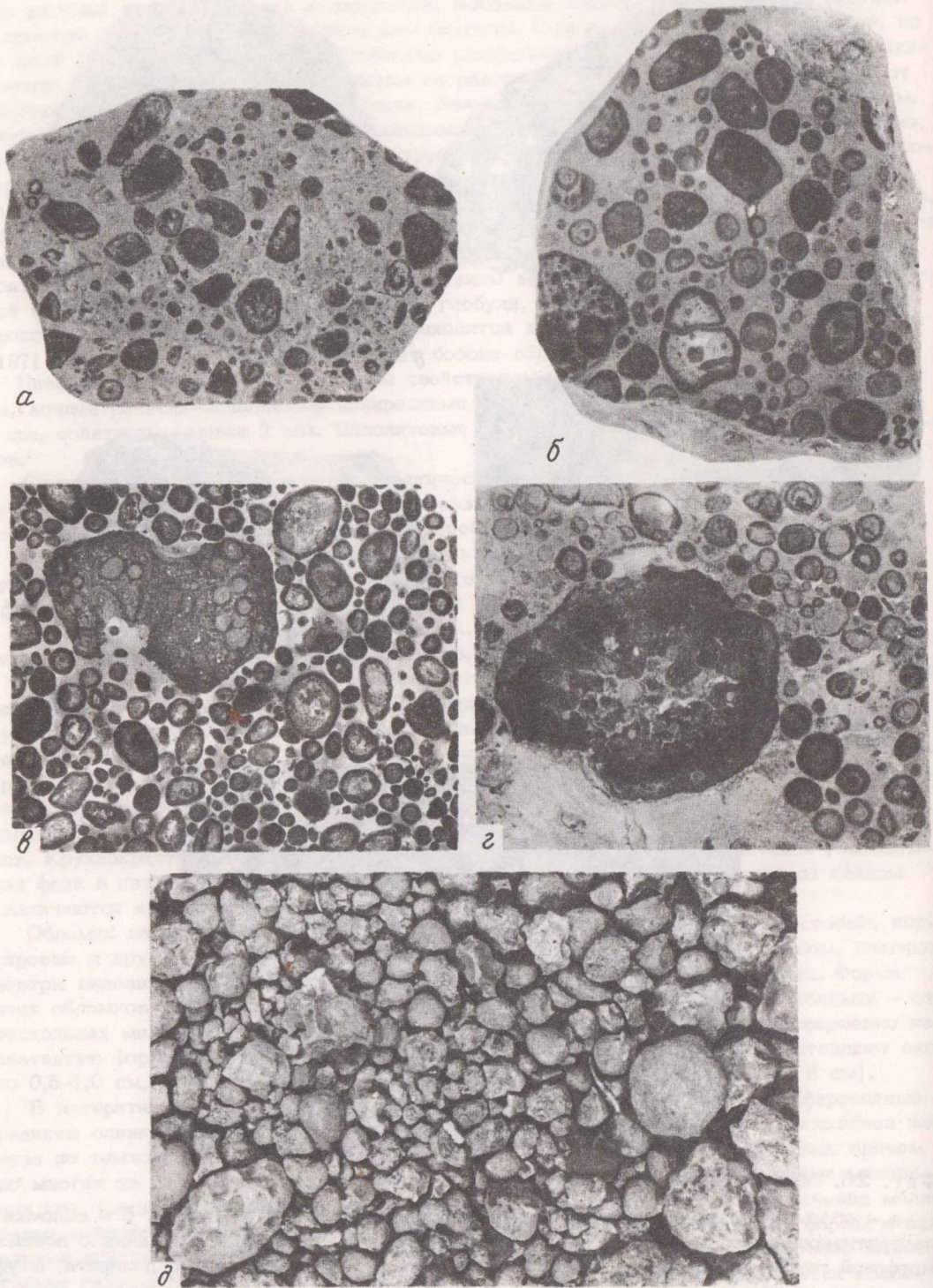


Фиг. 26. Обломки латеритов в бокситах

а — обломок латерита по пикривому порфириду (обр. 1535), штуф; б — обломки латеритизированных сланцев, штуф; в — обломок латеритизированного сланца с псевдоморфозой гематита по пириту, штуф; г — обломок латеритизированного долерита, штуф; д — то же, шлиф

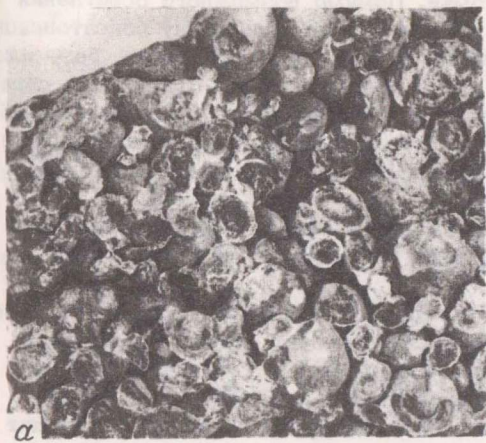
зированной пикривого порфирида расположена галька латеритизированного сланца с кубическим "кристаллом" — псевдоморфозой гематита по пириту (см. фиг. 26) и отдельный такой же кристалл". Конкреции в боксите также включают лейкоксенизированные перовскит, окисленный магнетит и реликты темноцветных минералов.

Обломки и гальки обломочно-пизолитовых бокситов достигают размера 10 см и, вероятно, больше. Их окраска обычно более темная, чем у окружающего цемента, но

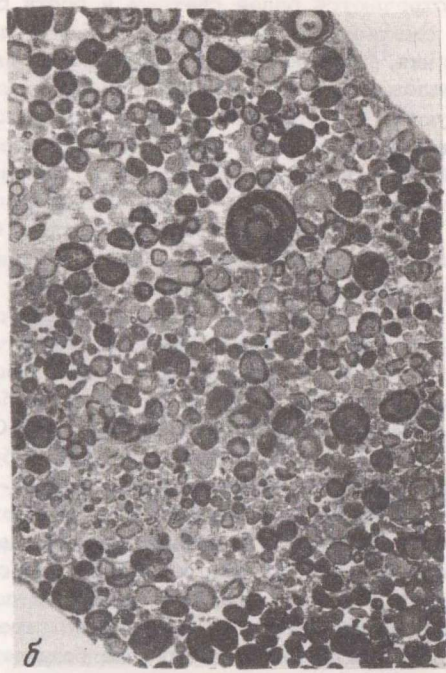


Фиг. 27. Текстуры бокситов (штуфы)

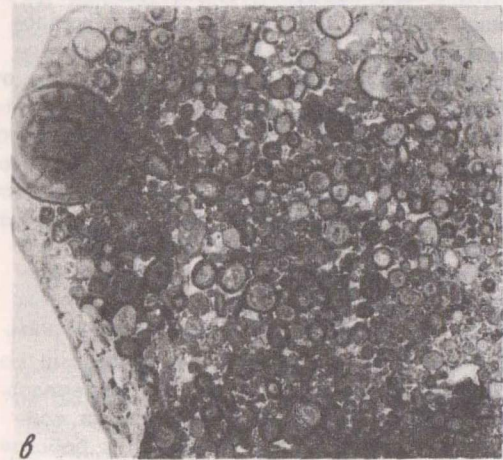
а, б — брекчиевидные; в, г — конгломератовые; д — рыхлый боксит



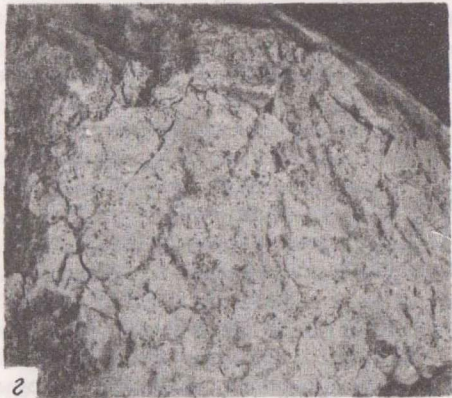
а



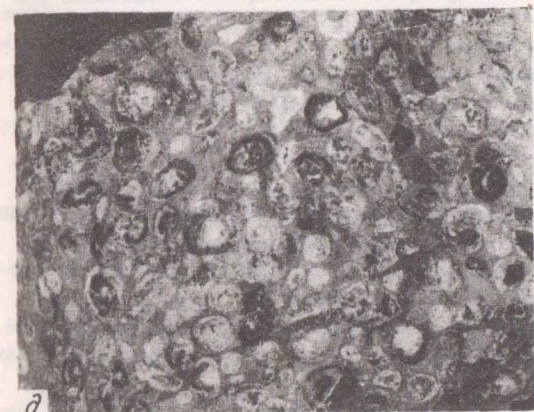
б



в



г



д



е

Фиг. 28. Текстуры бокситов (штуфы)

а - конгломератовая; б - бобово-пизолитовая, слоистая; в - пизолитовая; г - массивная; д - бобово-пизолитовый боксит, частично обеленный; е - бобово-пизолитовый боксит, полностью обеленный

встречаются более светлые и почти белые обломки. Помимо возможного осветления и ожелезнения некоторых обломков на разных участках пути к бассейну бокситонакопления, причиной различных окрасок являются также состав исходных пород: без- или маложелезистых сланцев и высокожелезистых ультраосновных пород. По первым образуются светлые пизолитовые бокситы, по вторым — темноокрашенные; форма этих образований в осадочных бокситах угловатая или округлая, хорошо окатанная. Местами обломки и галька пизолитового боксита разъедаются светлоокрашенным глиноземным цементом. Размер пизолитов в обломках достигает 4 мм, обычно мельче.

Минеральный состав каменных бокситов включает гиббсит, бёмит, корунд, анатаз, каолинит, ильменит, титаномагнетит, маггемит, гематит, гётит, кварц, гидрослюда, циркон, рутил, фосфаты, сидерит.

Гиббсит является главным породообразующим минералом бокситов. Его содержание в мелкожелезистых бокситах достигает 80%. Гиббсит образует гелеобразные массы и различного размера кристаллы. Последние имеют столбчатый, таблитчатый и чешуйчатый облик. Все кристаллы гиббсита полисинтетически sdвойникованы. Формы нахождения гиббсита многообразны. Он образует псевдоморфозы в латеритах, входит в состав глиноземно-железистых бобовин, слагает цемент, выполняет различного рода каналы в боксите и очень редко — заметные трещины, секущие боксит.

За пределами латеритных обломков формы выделений гиббсита разнообразны. Величина кристаллов значительно возрастает в крупных порах бокситов (фиг. 29), достигая 0,15–1,0 мм или, наоборот, гиббсит цемента имеет скрытокристаллическое строение. Трещины, образовавшиеся при дегидратации бобовин, нередко выполнены колломорфным веществом, постепенно переходящим в осевых частях трещин в тонкокристаллический гиббсит. Многие бокситы обладают рядом последовательных переходов от колломорфного и скрытокристаллического гиббсита до крупнокристаллического. Увеличение размеров кристаллов приурочено к трещинам, капиллярам, порам, сообщающимся кавернам и другим возможным каналам в породе. При этом также хорошо видно, что по мере увеличения размеров кристаллов железисто-глиноземная основная масса постепенно теряет бурый или желтый цвет, а железистая и глиноземная фазы разделяются. Отдельные кристаллы гиббсита чисты и прозрачны, гидроокислы же железа либо отсутствуют, либо обособлены в виде пленок на кристаллах гиббсита, неправильных и сетчатых сгустков и сферических выделений. Есть и такие бокситы, основная масса которых сложена гиббситом только одного размера: тонко-, средне- или крупнокристаллическим. В первом случае тонкокристаллическая гиббситовая масса насыщена мельчайшими механическими примесями гидроокислов железа, кварца, ильменита и других минералов. Во втором и третьем случаях гиббситовая масса чиста, механические примеси концентрируются в ней в виде отдельных сгустков и зерен либо "придвинуты" к бобовинам.

Нередко в бокситах встречаются полости, выполненные тонкокристаллическими обломочными зёрнами гиббсита, которые местами регенерированы до идиоморфных кристаллов.

Различаются три формы выполнения полостей гиббситом. Первая — это упомянутые друзовые корки на стенках, вторая — полное одноактное или многоактное выполнение, третья — частичное выполнение, когда дно полости занято тонкокристаллическим гиббситом, окрашенным гидроокислами железа. Верхняя граница выполнения представляет собой плоскую поверхность, на которой, как и на свободных боковых и верхних стенках полости, нарастают друзы крупнокристаллического гиббсита. Характерно, что в тех участках боксита, где встречаются полости, частично заполненные гиббситом, расположение их плоских верхних поверхностей горизонтально. Это свидетельствует о том, что они отлагались из водных суспензий и растворов в заключительную стадию консолидации бокситовых отложений, которые впоследствии не перемещались.

Гиббсит нацело или частично замещает зёрна кварца и выполняет трещины усыхания и поры в конкреционных образованиях.

Трещины в бокситах, выполненные гиббситом, чрезвычайно редки. Ширина трещин колеблется от 1 до 3 мм. В одной трещине обнаружена розовая тонкокристаллическая смесь гиббсита с каолинитом.

Бёмит обнаружен в виде очень мелких (1 мк) чечевицеобразных кристаллов в бобовинах. Ф. Г. Пасова выделила из бокситов фракции удельных весов (2,8–3,2 и более 3,2) и обнаружила в них корунд — с помощью дебаеграммы, а также бёмит — с помощью термических кривых и оптических наблюдений. Химический состав этих фракций приведен в табл. 11.

Таблица 11

Химический состав (в вес. %) тяжелых фракций бокситов (по Ф.Г.Пасовой)

Фракция (в мм)	Молек. от- ношение ППП $\frac{\text{ППП}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Al_2O_3	ППП	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2
2,8-3,2	1,28	56,1	6,54	3	22,40	11,85
2,8-3,2	1,43	64,60	16,80	5,72	1,60	9,90
> 3,2	0,6	62,56	15,04	8	9,6	5,27
> 3,2	0,3	59,60	4,54	5,6	7,60	21,67

Чтобы узнать форму нахождения глинозема, можно воспользоваться методикой пересчета данных анализов, предложенной А.К.Гладковским и И.И.Ушатинским (1964). При пересчете все молекулярное количество кремнекислоты вместе с необходимыми количествами глинозема и потери при прокаливании относятся к каолиниту, а остаток молекулярных количеств глинозема и потери при прокаливании - к глиноземным минералам. Отношение молекулярных количеств потери при прокаливании к таковым глинозема у гиббсита равно 3, в моногидратах глинозема - 1, а у корунда - 0; поэтому на основании величины этого отношения можно судить о минеральном составе исследуемого вещества. Для приведенных анализов эти отношения составляют 1,28; 1,43; 0,6; 0,3 и показывают, что в первой паре преобладает бёмит с небольшим количеством гиббсита (?), во второй - бёмит и корунд.

С помощью указанной методики присутствие бёмита и корунда (?) устанавливается непосредственно по данным валовых анализов проб бокситов всех месторождений (табл. 12). В общей массе доля бёмитовых и гиббсит-бёмитовых бокситов мала.

Каолинит в бокситах находится в форме червеобразных сростков, центральная часть которых местами сложена гидрослюдой, и в виде аморфной слабо поляризуемой массы он выполняет трещины в пизолитах. Каолинитовые чешуйки в бокситовых глинах и бокситах частично или полностью замещаются гиббситом.

Гидрослюда, кроме реликтовых форм, встречается в виде редких игловидных чешуек, рассеянных в цементе и пизолитах.

Анализ находится в виде псевдоморфоз по кристаллам перовскита (фиг. 30), а также ильменита. Кристаллическая структура псевдоморфоз анатаза по перовскиту хорошо заметна в полированных и прозрачных шлифах и четко отражается на дебаеграммах. Анализ преобладает в тяжелой фракции бокситов.

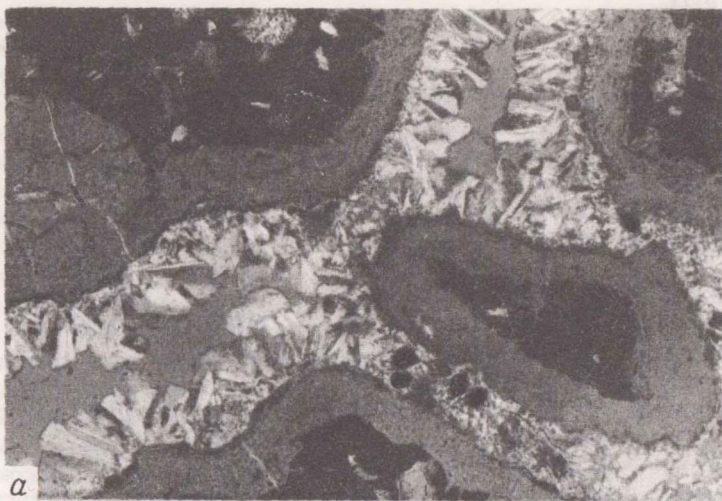
Гематит и магнетит являются продуктами окисления магнетита и ильменита. Гематит слагает пизолиты и рассеян в цементе.

Гётит является одним из главных породообразующих минералов. Одна часть гётита входит в состав метакolloидных глиноземно-железистых образований, а другая в виде крупнокристаллических прожилок сечет бокситы, образует пленки на друзах гиббсита и слагает псевдоморфозы по темноцветным минералам.

Кварц присутствует в бокситах в виде обломочных зерен и местами является одним из главных породообразующих минералов (фиг. 31). Размеры кварцевых зерен колеблются от долей миллиметра до 1-3 мм и более. Форма зерен окатанная и угловатая. Кварц корродируется гиббситом и гидроокислами железа, местами полностью замещаясь ими. Циркон и рутил являются аксессуарными минералами.

Сидерит образует темные зеленоватые почковидные агрегаты в полостях, порах и трещинах бокситов. Его жилки секут жилки всех других минералов. Очень редко поры бокситов выполняются кальцитом. Характер взаимоотношений карбонатов с минералами бокситов свидетельствует об их эпигенетическом происхождении.

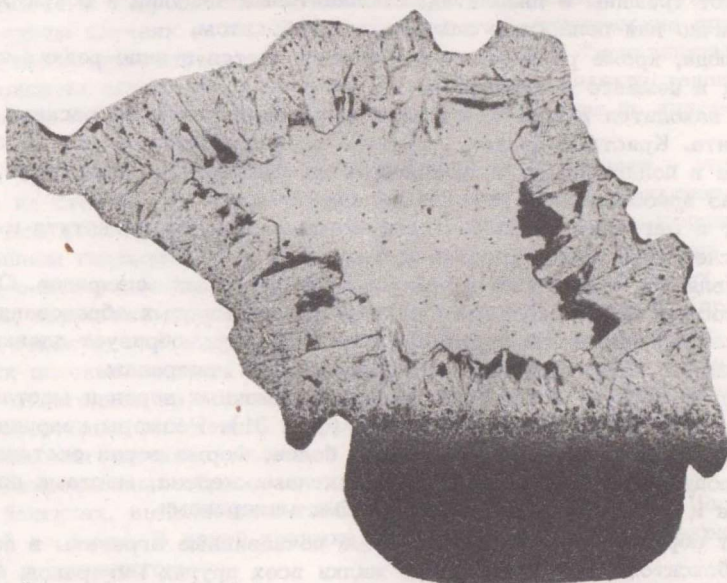
На кривых нагревания бокситов отражаются эффекты, характерные для одного гиббсита (см. фиг. 25, обр. 696) или гиббсита и каолинита.



а



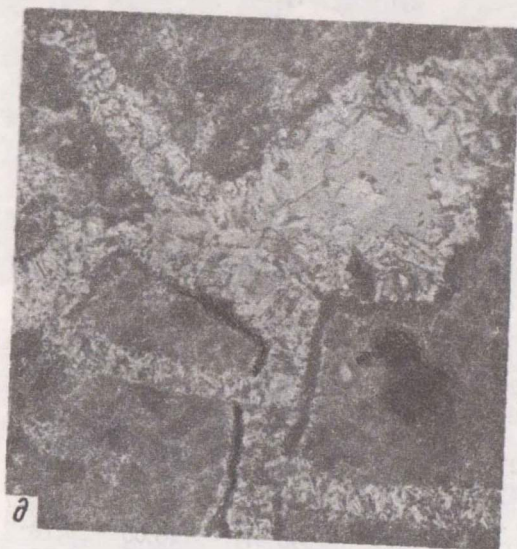
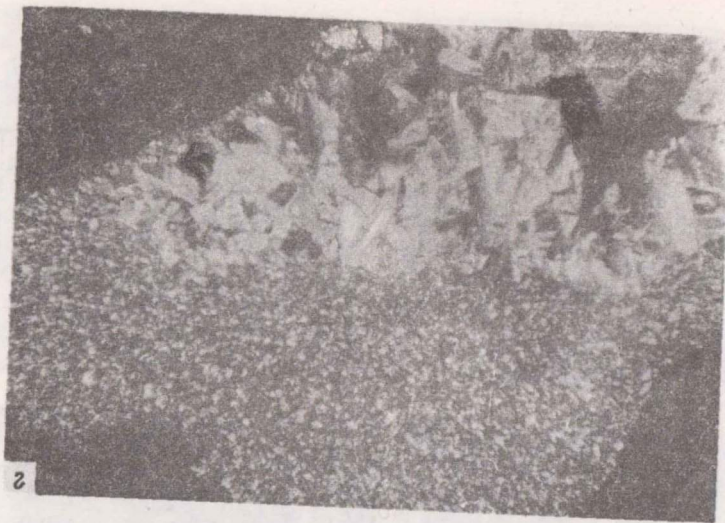
б



в

Фиг. 29. Гиббсит в бокситах (шлифы, увел. 70 и штуп)

а - друзы в интерстициях; б - друзы в порах; в - тонкозернистый
гиббсит на дне поры и его крупные кристаллы на стенках



Фиг. 29. Гиббсит в бокситах (шлифы, увел. 70 и штуф)

а - перекристаллизованные гиббсит и гётит (в трещинах и порах);
 б - мелкокристаллический гиббсит на дне поры и его крупные кристаллы на стенках; в - прожилки крупнокристаллического гиббсита в бобовом боксите (штуф)

Таблица 12

Химический состав (в вес. %) маловодных бокситов месторождений Чадобецкого поднятия

Место- рож- дение	№ скважины (шурфа)	Глуби- на, м	Молекуляр- ное отноше- ние $\frac{\text{ППП}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Al_2O_3	ППП	SiO_2	Fe_2O_3	TiO_2	
Северный выступ	2	30-32	2,3	49,18	19,48	9,32	13,13	10,50	
	5	59-61	2,8	47,80	23,14	1,80	16,30	10,20	
	208	19,9-21,6	2,3	40,39	16,50	3,07	32,10	6,86	
	208	21,6-23,6	1,7	43,04	12,84	4,12	32,86	7,51	
	208	23,6-25,6	2,2	48,65	19,16	1,12	23,35	8,00	
	208	25,6-26,9	2,8	46,92	22,60	1,50	20,04	7,95	
	150	19-21	2,4	39,25	16,36	3,14	33,58	6,72	
	150	21-23	2,4	40,77	17,46	2,65	32,87	6,10	
	150	23-25	2,1	41,72	15,56	3,20	32,45	7,28	
	150	25-27	2,3	43,49	17,30	2,14	31,15	6,53	
	150	27-28,4	2,5	40,31	17,70	2,40	31,80	7,52	
	212	72-73	1,5	44,93	12,52	3,08	26,61	12,00	
	195	26,3-27,3	2,0	46,48	16,57	6,84	19,17	9,65	
	517	8,7-10,7	1,5	44,31	12,40	5,00	27,10	9,90	
	284	38,1-40,1	1,6	38,19	11,42	5,10	36,25	8,22	
	284	50-52	1,8	28,90	9,46	1,94	43,48	11,33	
	284	60-62	1,1	28,92	6,46	4,44	48,62	10,55	
	Пуня	2	33-35	2,7	38,20	17,94	4,10	34,00	5,70
		118	7,2-8,7	2,6	38,25	17,20	6,00	36,65	3,90
9		16,5-18,5	1,3	41,68	10,32	5,12	37,50	3,93	
15		13,4-13,9	2,6	42,80	19,27	4,71	29,08	3,12	
45		19,7-20,3	2,6	47,25	21,98	3,50	22,50	4,45	
838		46-46,4	2,6	41,11	18,10	5,88	29,80	4,48	
Ибджиб- дек	259	25,6-27	2,5	31,70	13,90	3,64	44,30	3,95	
	269	45,3-47,3	2,5	34,60	15,28	4,20	39,78	4,08	
	357	18-20	2,6	40,77	18,35	3,66	32,23	4,80	
	367	20,8-23	2,2	43,01	16,65	6,18	29,84	4,60	
	367	23-25	2,6	42,57	18,39	5,02	28,25	5,28	
	270	16-18	2,7	51,92	24,62	4,36	12,76	8,59	
	183	13,4-14,8	2,7	49,32	22,90	4,82	18,95	3,38	
Верхне- Теринское	ш. 122	2,5-3,2	1,9	33,15	11,08	6,20	39,65	10,00	
	ш. 158	11,2-12,0	2,4	48,00	19,80	9,25	17,60	5,00	

Химический состав бокситовых пород приведен в таблицах 12 и 13. Главными элементами бокситов являются Al, Fe и Ti.

Для того чтобы более объективно выявить черты сходства и различия в химическом составе бокситовых пород различных месторождений и использовать их в генетических построениях, была проведена статистическая обработка данных нескольких тысяч химических анализов и ее результаты выражены в виде кривых распределения главных бокситообразующих компонентов (фиг. 32). При построении кривых использовались валовые химические анализы, включающие определение кремнезема, глинозема, двуокиси титана, железа и потерь при прокаливании (Амосов, Слукин, 1967).

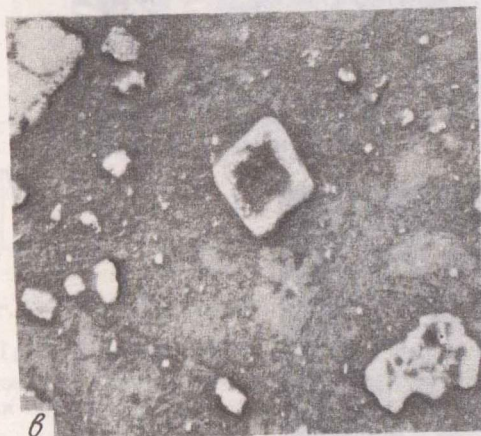
Анализировались образцы из всей бокситоносной толщи, причем бороздовые пробы из керна скважин отбирались с учетом типа бокситовых пород примерно через два метра, но с отклонениями. Были исследованы главным образом бокситовые породы,



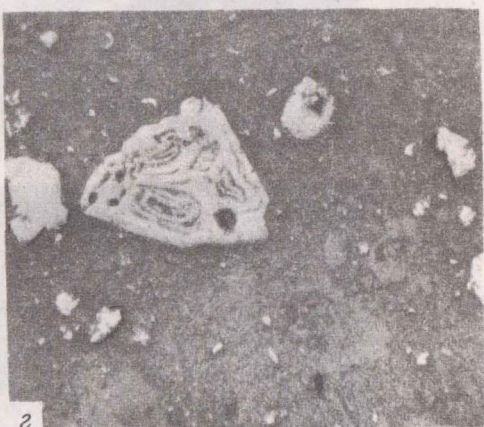
а



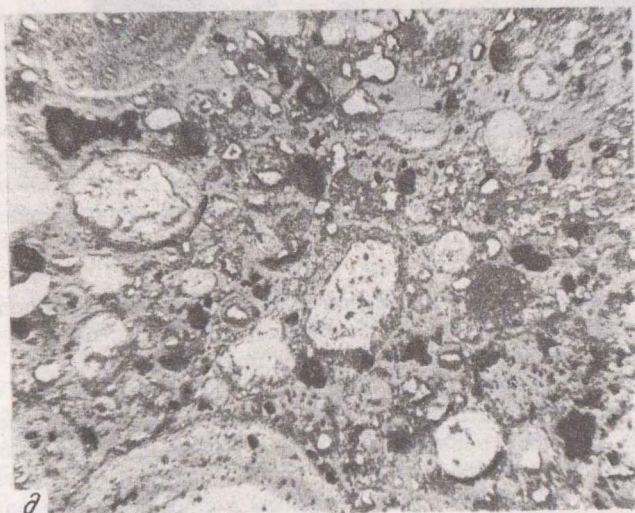
б



в



г



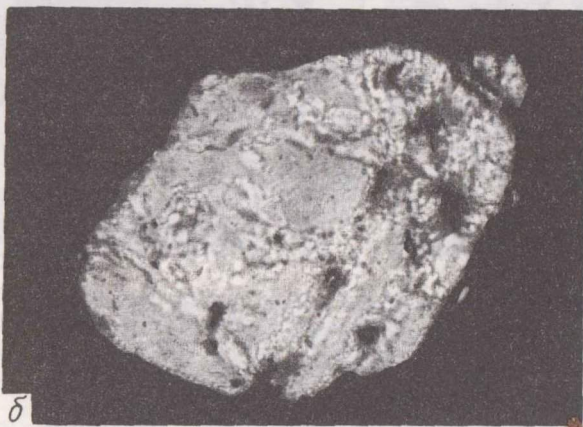
д

Фиг. 30. Продукты изменения перовскита в коре выветривания и бокситах (полированные шлифы)

а - лейкоксенизированный перовскит в выщелоченном пикриговом порфирите (увел. 165); б - анатаз по перовскиту в латерите (увел. 70); в, г, д - анатаз по перовскиту в осадочном бокситах (в, г - увел. 165; д - увел. 30)



а



б

Фиг. 31. Кварц в бокситах (шлифы)

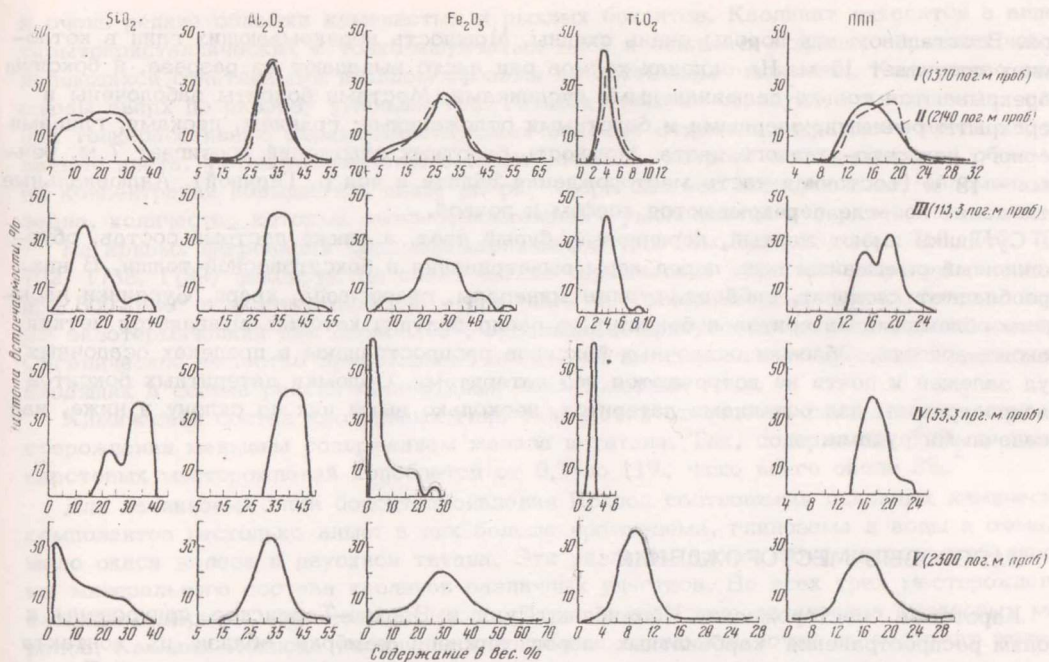
а - кварц в бобовине; б - кварц с гиббситом по трещинам

а также породы, заведомо не относящиеся к бокситам, и бокситоподобные отложения. Из всех анализов образцов, взятых в бокситоносной толще, были выбраны анализы, в которых отношение глинозема к кремнезему превышает 0,87. Так как анализы соответствуют бороздовым пробам разной длины, то подсчитывалось не число проанализированных проб, а их длина (Д.Бардоши в 1958 г. при построении аналогичных кривых подсчитывал число анализов равномерных проб). Затем на оси абсцисс откладывалось содержание элемента в весовых процентах, на оси ординат - частота встречаемости, т.е. суммарная длина бороздовых проб с данным содержанием, выраженная в процентах от суммарной длины проб, где кремневый модуль превышает 0,87.

Как видно из приводимых анализов типичных образцов и кривых распределения бокситообразующих компонентов, по химическому составу все описываемые месторождения распадаются, строго говоря, на три подгруппы. В первую попадают карстовые месторождения Верхне-Теринское, Пуня и Ибджибек, во вторую - карстовые бокситопроявления Полпод и Горелый, а в третью - котловинное месторождение.

В бокситовых породах котловинного месторождения содержание кремнезема колеблется от 0,31 до 37%. Кривая распределения асимметрична: резко выраженный максимум располагается в интервале 0,81-5,0%. Далее кривая довольно постепенно понижается к 37%. Каменистые бокситы содержат наименьшие количества кремнезема.

Содержание глинозема колеблется от 12 до 57,95%. Кривая обладает симметричным пиком с максимумом в интервале 30-35%. Весьма важным является тот факт, что



Фиг. 32. Кривые распределения основных химических компонентов бокситовых пород

I, II, III – карстовые бокситовые залежи вблизи долеритов; IV – карстовые бокситовые залежи вблизи терригенных пород эвенкийской свиты; V – котловинные залежи бокситов

среднее содержание глинозема в бокситах является самым высоким для латеритов по щелочным ультрабазитам и очень маленьким для латеритов по сланцам, а максимальные концентрации глинозема в бокситах не достигают таковых в латеритах по сланцам.

Кривая распределения окиси железа охватывает концентрации от 1 до 66% с максимумом в интервале 25–30% и несколько меньше в интервале 30–35%. Его пик очень пологий и отражает большую частоту встречаемости бокситовых пород с содержанием окиси железа более 35%. Такие концентрации железа не характерны для продуктов выветривания терригенных пород, но обычны для выветрелых щелочных ультрабазитов.

Потери при прокаливании отражают главным образом содержание конституционной воды и в незначительной степени углекислого газа. Остальные компоненты для данных пород не имеют практического значения. Вода входит в состав каолинита, гиббсита, бёмита, гидроокислов железа и в фосфаты, CO_2 – в кальцит и сидерит. Величина ППП колеблется от 3 до 31%. Кривая распределения имеет симметричный пик с максимумом в интервале 14–18%. Сравнительно низкие ППП во всех бокситовых породах косвенно связаны либо с появлением бёмита в некоторых бокситах, либо с высоким содержанием железа, особенно в форме окислов, во всех остальных породах. Как было показано на примере ряда месторождений бокситов Индии, содержание ППП обратно пропорционально содержанию железа и прямо пропорционально содержанию глинозема (Murty, 1963). Эта зависимость хорошо проявлена и в данных породах. Так, ППП, равные 3%, определены в глиноземном железняке, а в белом каменистом боксите они достигают 31%. Как уже было показано, количество ППП прямо зависят от форм нахождения глинозема и количества глиноземных минералов, а молекулярные отношения $ППП/Al_2O_3$ являются хорошим индикатором при определении содержания гиббсита, бёмита, корунда и каолинита в породе (см. табл. 12). Содержание конституционной воды в бокситах либо равно (в молекулярном отношении) таковому в латеритах, либо меньше его.

Котловинные бокситы и бокситовые гдины резко отличаются от всех известных бокситов повышенными концентрациями второстепенных элементов: ниобия, редких земель, тория, олова, фосфора, бария и других (Слукин, 1966, 1967, 1969, 1971; Дурасова, 1967; Сердюченко, Чайка, 1967; Березий, 1969).

Породы, покрывающие бокситы. Бокситы нигде не выходят на поверхность. В наиболее полных разрезах они перекрываются вышележащими бокситовыми и каолиновыми глинами и суглинками. Перекрывающие глины, в отличие от подстилающих, содержат в большем количестве обломки каменистых бокситов и обладают более пестрой окрас-

кой. В остальном эти породы очень сходны. Мощность перекрывающих глин в котловинах достигает 15 м. На склонах холмов они часто выпадают из разреза, и бокситы перекрываются только делювиальными суглинками. Местами бокситы заболочены и перекрыты речными, озерными и болотными отложениями: гравием, песками, глинами черного или серо-зеленого цвета. Мощность болотных отложений достигает 7 м, речных — 18 м (восточная часть месторождения вблизи и под р. Териной). Аллювиальные отложения кое-где перекрываются торфом и почвой.

Суглинки имеют желтый, коричневый, бурый цвет, а также пестрый состав, обусловленный смешением всех пород коры выветривания и бокситоносной толщи. В них преобладают каолинит, гиббсит, рудные минералы, гидрослюда, кварц. Суглинки насыщены обломками латеритов и бокситов, в распределении которых выявляется четкая закономерность. Обломки осадочных бокситов распространены в пределах осадочных руд залежей и почти не встречаются над латеритами. Обломки латеритных бокситов распространены над останцами латеритов, несколько выше них по склону и ниже, над осадочными рудами.

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Карстовые месторождения Ибджибек, Пуна и Верхне-Теринское приурочены к полям распространения карбонатных пород нижнего кембрия вблизи их контакта с отложениями эвенкийской свиты и траппами, а в районе бокситопроявлений Полпод и Горелый на поверхность выходят только отложения эвенкийской свиты. Размеры и очертания карстовых депрессий разнообразны. Днища депрессий неровные, изобилуют углублениями и выступами известняков (см. фиг. 20-23).

Наиболее полный разрез карстовых месторождений включает (снизу вверх): базальный горизонт, основные глины подрудной толщи, бокситовые породы и перекрывающие их каолиновые глины и суглинки.

Подрудная толща. Базальные отложения представлены недифференцированной обломочной толщей, покрывающей неровную поверхность свежих или выветрелых известняков. Обломки имеют остроугольную и округлую форму, среди них преобладают обломки белого, желтого и бурого цвета; размеры их до 20-30 см. Петрографический состав обломков — свежие, выщелоченные и маршалитизированные известняки, опал, свежие, выщелоченные и каолинизированные долериты, сланцы, песчаники — отражает состав тех пород, которые окружают месторождения. Основная масса является песчанистой глиной белого и светло-коричневого цвета. Минеральный состав ее представляют плагиоклазы, калишпат, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит, кварц, опал, титаномагнетит, доломит, вторичные железистые карбонаты и продукты их окисления. Обычной составной частью глин являются псевдоморфозы глинистых минералов по плагиоклазам и слюдам.

В верхних частях толщи изредка встречаются небольшие линзы темно-серых болотных глин с обломками лигнитизированной древесины.

На кривых нагревания образцов глин обломочной толщи (см. фиг. 25, обр. 714) фиксируются термические эффекты, характерные для каолинита и органического вещества.

Химический анализ метровой пробы обломочной породы показал следующие содержания (в %): SiO_2 — 64,24; Al_2O_3 — 24,18; TiO_2 — 0,54; Fe_2O_3 — 6,55; ППП — 3,26. Небольшое содержание последних показывает, что преобладают минералы малой степени выветрелости.

Мощность базального горизонта 0-10 м.

Монтмориллонитовые и каолиновые глины лежат выше обломочных пород.

Монтмориллонитовые глины распространены вблизи материнских пород на всех карстовых месторождениях; они присутствуют в виде пятен, имеют светло-зеленую или зеленовато-серую окраску (каолиновые глины — белую, желтую, желто-бурю, розовую). Глины обладают пятнистыми текстурами: очковой, мраморовидной и чешуйчатой; структурами: пелитовой, алевропелитовой, стручайтой, ооидной, брекчиевидной.

Каолиновые глины сложены каолинитом с примесью гидрослюда, гётитом, гематитом, титаномагнетитом, кварцем, содержат обломки кремнисто-железистых стяжений

и очень редкие обломки каменистых и рыхлых бокситов. Каолинит находится в виде скрытокристаллических и тонкочешуйчатых масс и обильных крупных обрывков чешуек, являющихся отчетливыми псевдоморфозами по листочкам гидрослюды. Количество гидрослюды вверх по разрезу уменьшается. Гётит и гематит образуют в каолиновых глинах тонкорассеянную вкрапленность, реже ооидные стяжения, окрашивая породы в различные цвета. Титаномагнетитовые зерна рассеяны по всей массе глины; в общем, их концентрация повышается снизу вверх. Кварц слагает остроугольные обломочные зерна, количество которых очень непостоянно и уменьшается в верхней части глин.

На кривых нагревания образцов каолиновых глин (см. фиг. 25, обр. 713, 710, 708, 702, 1738, 1739) фиксируются очень четкие термические эффекты: эндотермические – при $600-630^{\circ}$ и экзотермические – при $980-1000^{\circ}$, характерные для каолинита, а также экзотермический пик около 310° , отражающий присутствие органического вещества. Органическое вещество представлено в виде лигнитизированных древесных остатков, входящих в состав редких маломощных линз болотных глин.

Химический состав каолиновых глин отличается от состава глин котловинного месторождения меньшим содержанием железа и титана. Так, содержание TiO_2 в глинах карстовых месторождений колеблется от 0,7 до 11%, чаще всего около 3%.

Для каолиновых глин бокситопроявления Полпод соотношения основных химических компонентов несколько иные: в них больше кремнезема, глинозема и воды и очень мало окиси железа и двуокиси титана. Эти различия вполне объясняются особенностями минерального состава каолинов различных участков. Во всех трех месторождениях каолины содержат мало кварца, много гётита и заметные количества титановых минералов. Каолины Полпода насыщены кварцевыми зернами и почти не содержат железистых минералов.

Каолиновые глины постепенно сменяются бокситовыми породами, чаще всего бокситовыми глинами, кое-где внедряются в их залежи, образуя линзы. Мощность каолиновых глин варьирует и местами достигает 70 м.

Бокситовые породы. Эти породы в карстовых месторождениях включают те же разновидности, что и в котловинном месторождении. Они во многом сходны, поэтому при их описании будут указаны главным образом отличительные особенности.

Бокситовые глины имеют те же окраски и текстурно-структурные особенности. Слоистость отсутствует. Минеральный состав: каолинит, гиббсит, гётит, гематит, кварц, титаномагнетит. Гётит и гематит находятся в виде тонкорассеянной вкрапленности, пластичных и землистых округлых или хлопьевидных стяжений, а также в виде псевдоморфоз по темноцветным и рудным минералам долеритов: оливину, пироксену, титаномагнетиту. Глины бокситопроявлений Полпод и Горелый отличаются более светлой окраской, меньшим содержанием минералов железа и титана и высоким содержанием кварца.

Мощность бокситовых глин достигает 30 м. Эти глины подстилают и перекрывают бокситы.

Бокситы карстовых месторождений также делятся на глинистые, рыхлые и каменистые. Они имеют белый, желтый, бурый и красный цвет. Белая окраска обусловлена вторичными процессами, связанными с восстановлением железа и его выносом под воздействием болотной среды.

Среди карстовых бокситов преобладают руды с конгломератовой, бобовой, пизолитовой и оолитовой текстурами, содержащие обильный мелкообломочный материал. Характерно отсутствие брекчиевидных и массивных бокситов и крупных обломков латеритных бокситов. Вместе с тем осадочные бокситы в изобилии содержат мелкие (до 3–4 см) обломки и зерна латеритных бокситов, сохраняющих реликтовые текстуры материнских долеритов. Слоистые текстуры также редки: на месторождении Пуня был обнаружен только один образец руды, слоистость которого выражается в слабой дифференциации бобовин по размеру и в наличии слойков зерен титаномагнетита. Сказанное выше о структурах котловинных бокситов в полной мере относится и к карстовым бокситам. Среди них особенно распространены неравномернозернистые псаммитовые структуры основной массы. Последняя сложена зернами титаномагнетита, кварца, гематита, гётита, псевдоморфозами железистых минералов по оливину и пироксену, обломками бобовин и пизолитов, сцементированных гиббситом. Зерна титаномагнетита (фиг. 33) в боксите имеют скелетную форму, не окатаны; в них сохраняются вроски лейст гиббситизированного плагиоклаза. Зерна кварца имеют округлую и остроугольную форму. Большинство их частично или полностью замещено гиббситом. Формы вы-



а



б



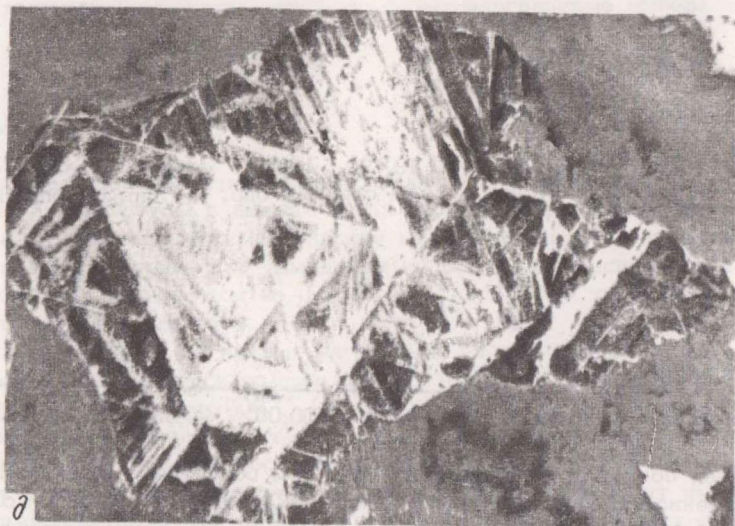
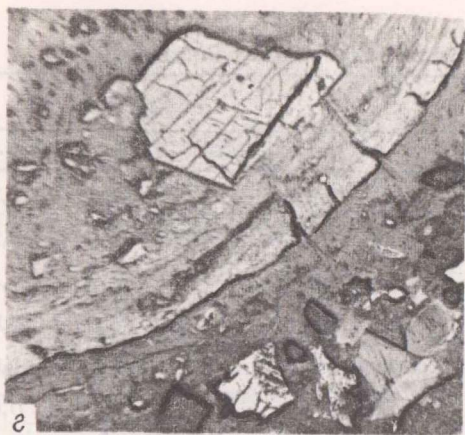
в

делений гиббсита те же, что и в котловинных бокситах. В бобовинах обнаружен бёмит и корунд. Среди вторичных минералов известны только редкие выделения почковидных карбонатов – сидерита и кальцита.

Все бокситы карстовых месторождений имеют сходный минеральный состав, четко отражающий их связь с латеритизированными долеритами и терригенными отложениями эвенкийской свиты. От них резко отличаются руды карстовых бокситопроявлений Полпод и Горелый. Здесь титаномагнетит почти отсутствует, очень мало железистых минералов, но много кварца. Эти руды имеют кварц-гиббситовый, или каолинит-кварц-гиббситовый состав и большей частью некондиционны.

Химический состав карстовых бокситов приведен в табл. 13 (см. также табл. 12), а распределение главных химических компонентов показано в виде кривых (см. фиг. 32).

В бокситовых породах карстовых месторождений содержание кремнезема колеблется от 1 до 39%. Бокситовые породы месторождения Пуня менее кремнеземны, чем породы Ибджибдека; максимум частоты встречаемости кремнезема на кривой сдвинут



Фиг. 33. Рудные минералы в долерите и осадочных бокситах (полированные шлифы).

а — титаномагнетит (белое) в долерите; б — гётит по оливиону и пироксену в бокситах; в — окисленный титаномагнетит и гематитовая бобовина в бокситах; г — гётит по пироксену в бобовине; д — окисленный титаномагнетит в бокситах (видна сагени-
 товая решетка); е — окисленный титаномагнетит и гётит по оливиону и пироксену в бокситах

в сторону меньших содержаний. Еще менее кремнеземны бокситовые породы Верхне-Теринского месторождения. Содержание глинозема колеблется от 12 до 54% и почти одинаково для Пуни и Ибджибдека (их кривые распределения почти совпадают). Верхне-теринские породы более высокоглиноземны. Содержание окиси железа изменяется от 1 до 67% и почти одинаково для Пуни и Ибджибдека. Содержание потерь при прокаливании 7–32%, их больше на Пуни и на Верхне-Теринском участке.

Бокситовые породы наиболее сильно отличаются по содержанию двуокиси титана, которое составляет 1–11%. Распределение двуокиси титана характеризуется плавными, слабоасимметричными кривыми. Модальные и средние арифметические содержания двуокиси титана почти совпадают между собой и равны примерно 3,5% для Ибджибдека и 4,5% для Пуни и Верхне-Теринского участка. Содержание двуокиси титана находится в прямой зависимости от содержания глинозема, но обладает сильной дисперсией.

Бокситовые породы карстовых рудопроявлений отличаются высоким содержанием кремнезема (15–40%), большая часть которого находится в виде зерен кварца. На-

Таблица 13

Химический состав (в вес.%) красных и белых карстовых бокситов

Компоненты	Красные бокситы					Белые бокситы		
	обр. 1357	обр. 1735	обр. 1	обр. 2	обр. 3	обр. 4	обр. 5	обр. 2467
SiO ₂	2,66	5,42	3,36	6,45	5,70	9,72	17,34	1,25
TiO ₂	2,32	4,96	3,46	3,72	4,56	4,62	5,00	6,20
Al ₂ O ₃	37,89	31,71	39,64	37,78	36,17	51,10	47,90	54,30
Fe ₂ O ₃	33,28	36,74	34,47	33,28	38,53	9,38	7,09	6,53
FeO	1,37	2,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,06
MnO	0,04	0,06	"	"	"	"	"	0,01
MgO	Не обн.	0,37	"	"	"	"	"	Не обн.
CaO	1,04	0,66	"	"	"	"	"	"
Na ₂ O	0,05	0,05	"	"	"	"	"	0,07
K ₂ O	0,05	0,05	"	"	"	"	"	0,02
H ₂ O ⁻	1,06	1,26	19,19	18,83	14,62	24,82	22,87	1,28
H ₂ O ⁺	19,87	16,33						
P ₂ O ₅	0,38	0,37	"	"	"	"	"	0,03
CO ₂	0,27	0,29	"	"	"	"	"	Не обн.
F	0,35	0,20	"	"	"	"	"	"
ППП	Не опр.	Не опр.	"	"	"	"	"	1,14
Σ	100,52	100,46	100,02	100,06	99,58	99,64	100,20	99,84

ряду с этим они содержат больше глинозема, чем бокситовые породы Пуни и Ибджибдека, но отношение глинозема к кремнезему мало, поэтому бокситы Поллода и Горелого являются некондиционными. Содержание потерь при прокаливании высокое (14-24%) и занимает промежуточное положение между их содержаниями в породах Пуни и Ибджибдека.

Наибольшее различие между бокситами двух подгрупп выявляется в содержании железа и титана. Содержание окиси железа в породах Поллода колеблется от 0,94 до 23,25% (единичный анализ), Горелого - от 6,15 до 16,68%, т.е. их максимальные концентрации не достигают или едва достигают среднего арифметического для Пуни и Ибджибдека. Содержание двуокиси титана составляет 1,6-3,14% для Горелого и 1,15-2,71% - для Поллода, т.е. едва достигает самых минимальных концентраций этого компонента в породах первой подгруппы месторождений.

В содержании малых элементов также обнаруживается некоторое различие. Бокситовые породы первой подгруппы сравнительно обогащены элементами: Be, Sc, Mo, Nb, V, Cu, Ni. Породы второй подгруппы (рудопоявлений) содержат больше циркония. Аналогичные различия имеются между долеритами и терригенными породами эвенкийской свиты.

Породы, покрывающие бокситы. Бокситы перекрываются каолиновыми глинами и суглинками. Глины содержат обломки бокситовых пород, имеют пестрые окраски. Главный минерал их - каолинит, но имеется примесь всех минералов, содержащихся в бокситах. Мощность каолиновых глин достигает более 30 м.

Суглинки представляют собой тяжелые пластичные породы серого, зеленого, бурого, красного, желтого и черного цвета. В них присутствуют минералы каолинов, бокситов, долеритов, песчаников, сланцев, латеритов. Особого внимания заслуживает здесь наличие обломков латеритов по долеритам, достигающих размера 2-5 см (месторождения Пуни, Ибджибдек, Верхне-Теринское). Эти обломки имеют бурый цвет, реликтовую структуру, остроугольную форму и состоят из гиббсита, гётита и титаномагнетита. Мощность суглинков достигает 10 м.

Глава V. ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Несмотря на значительное разнообразие горных пород Чадобецкого поднятия, на которых развиты коры выветривания, число основных гипергенных минералов сравнительно невелико. Главными минералами алюминия являются гидрослюды, монтмориллонит, каолинит и гиббсит (а также бемит и корунд); железа – нонтронит, гётит и гематит; титана – реликтовый титаномagnetит и анатаз. Другие минералы чаще всего играют второстепенную роль; это – фосфаты, марганцевые минералы и реликтовый барит.

МИНЕРАЛЫ АЛЮМИНИЯ

Гидрослюды развиваются по выветривающимся алюмосиликатам – мусковиту, флогопиту, полевым шпатам в нижних зонах коры выветривания и имеют форму чешуйчатых агрегатов, замещающих материнские минералы вдоль трещин спайности и по краям кристаллов. Флогопит при замещении гидрослюдой обесцвечивается, и его показатели преломления понижаются на 0,02–0,04. Гидрослюды имеют переменные показатели, колеблющиеся около 1,590.

О наличии гидрослюды на кривых нагревания гидрослюдяных пород свидетельствуют эндотермические пики с максимумами при 90–160°C, более резкие при 570–620°C, и экзотермическая реакция при 900°C (Викулова, 1957). В химическом составе пород появление гидрослюд обнаруживается по увеличению содержания гидратированной воды.

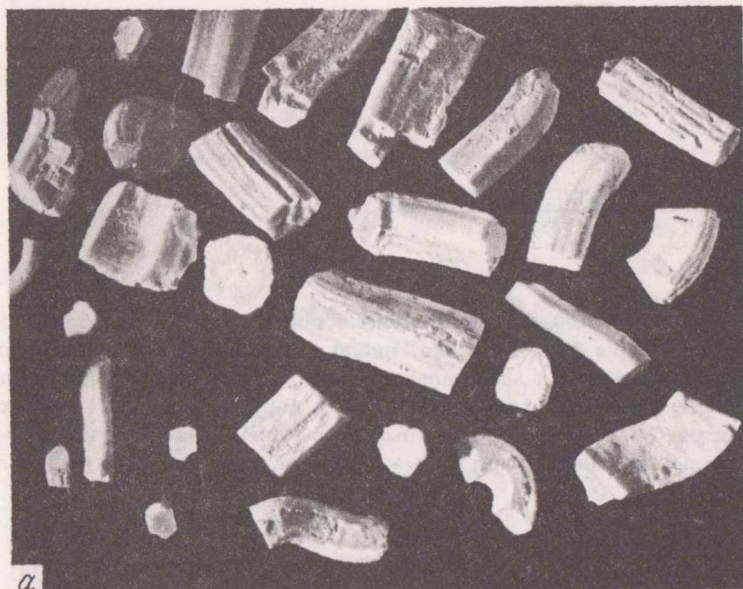
Монтмориллонит замещает полевые шпаты и гидрослюду, он особенно характерен для коры выветривания долеритов и сланцев. Монтмориллонит имеет белый или светло-зеленый, светло-бурый цвет, полупрозрачен, сильно гигроскопичен. Показатели преломления монтмориллонита ниже 1,510; двупреломление ~ 0,018. Отобранные псевдоморфозы монтмориллонита после насыщения этилен-гликолем дают на дебаеграмме четкую дифракционную картину, отвечающую смеси монтмориллонита и кальцита. Полученные от монтмориллонита рефлексы 16,8; 4,49; 2,58 и 1,499 кХ близки к значениям, приводимым Мак-Юаном (1965). Спектральный анализ псевдоморфоз показал, что их главные химические элементы – кремний и алюминий, присутствуют кальций и магний (1–3%) и железо (~1%). Малые элементы распределены следующим образом (в порядке убывания, в %): Na–0,1; Ti–0,07; V–0,03; Ba, Zr, Ni, Co, Cu – тысячные доли процента; Sc, Ga, Be – десятитысячные доли процента.

В коре выветривания различных пород монтмориллонит нередко образует прожилки. Например, на границе каолинизированных и гидрослюдяных сланцев встречена прожилка мощностью до 2 см, выполненная светлым ярко-зеленым минералом, химический состав которого следующий (в %): SiO₂–43,64; TiO₂–0,18; Al₂O₃–13,20; Fe₂O₃–19,22; MgO–1,46; CaO–1,83; K₂O–0,23; H₂O⁻–11,87; H₂O⁺–6,69; ППП–1,86; Σ–100,18.

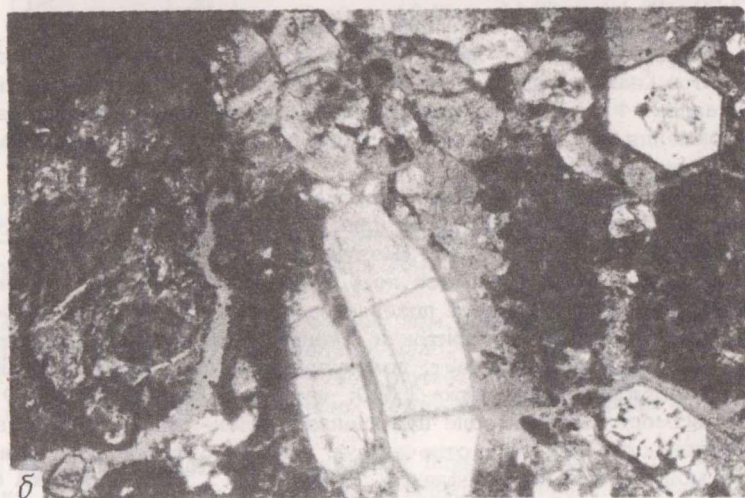
По химическому составу этот минерал занимает промежуточное положение между монтмориллонитом и нонтронитом.

На термических кривых минералов группы монтмориллонита отражаются те же эффекты, что и у гидрослюды, но эндотермические пики при 160–180° глубже, чем пики при 600°.

Каолинит образует псевдоморфозы по всем алюмосиликатам, причем наблюдались псевдоморфозы, по составу промежуточные между гидрослюдой и каолинитом, монтмориллонитом и каолинитом. В частично каолинизированных минералах гидрослюда и



а



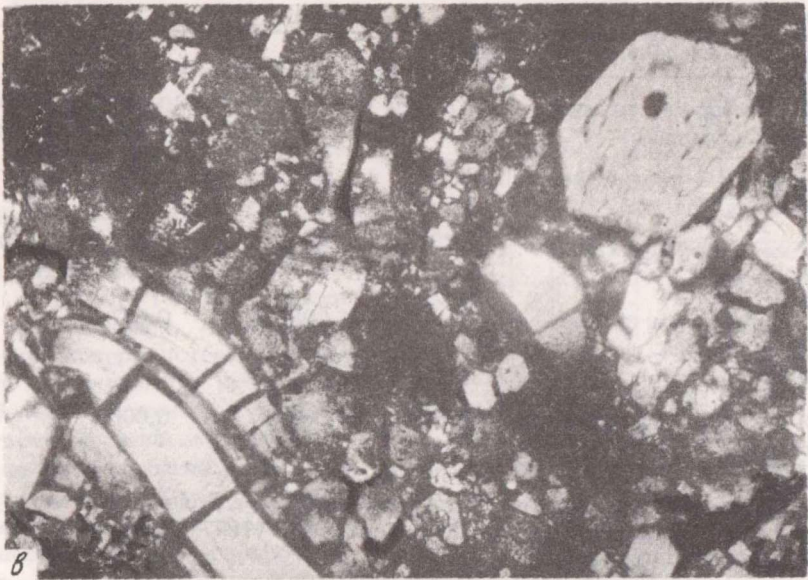
б

Фиг. 34. Крупные кристаллы каолинита в коре выветривания слюдяных пикритов

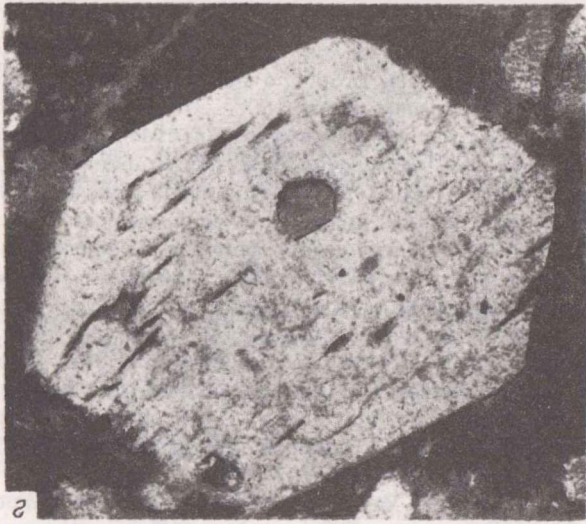
а - обломки кристаллов (штуфы, цена деления 1 мм); б - шлиф, увел. 30;
в - шлиф, увел. 30; г - шлиф, увел. 70

монтмориллонит занимали центральные части, а каолинит развивался с краев и по трещинам. Каолинит, замещающий выветрившиеся полевые шпаты и мусковит (серицит), имеет белый цвет; по флогопиту и пироксену развивается бурая смесь каолинита с гётитом. Все каолинизированные породы секутся жилками каолинита, мощность которых местами доходит до 0,5–3 см. Этот инфильтрационный каолинит, в отличие от рыхлых псевдоморфоз, является чистым плотным белым фарфоровидным минералом. Псевдоморфозы каолинита имеют обычно червеобразный облик (фиг. 34), их размер зависит от величины замещаемых минералов. Прожилковый каолинит в поляризованном свете ведет себя как сплошная масса с решетчатым погасанием. Оптические свойства каолинита показаны в табл. 14, из которой следует, что более плотные прожилковые каолиниты обладают большими показателями преломления, чем рыхлые псевдоморфные.

Уникальные кристаллы каолинита были обнаружены в скв. 246 на северном выступе, где в интервале 75,5–75,8 м залегают выветрелые жилы порфировидных слюдяных пикритов, в которых вкрапленники флогопита замещены каолинитом (см. фиг. 34) в



8



2

форме червеобразных или слабо искривленных столбчатых твердых кристаллов размером до 1,5 см в длину и 0,5 см в поперечнике.

Состав и свойства этого каолинита были подробно описаны нами ранее (Слукин, 1968 а,б). Здесь кратко освещены основные свойства необычного каолинита. Форма кристаллов показана на фиг. 34.

Тонкие столбики кристаллов каолинита являются обычно хорошо ограненными шестигранными призмами. Кристаллы пронизаны кавернами и каналами. Цвет каолинита белый, реже кремовый, светло-желтый с буроватым оттенком. Блеск матовый и перламутровый. Спайность весьма совершенная по (001) Некоторые кристаллы зональны. В зональных кристаллах "рубашка" довольно легко разрушается, обнажая шестигранный стержень. Примечательно внешнее сходство кристаллов каолинита с галлуазитами (Чухров и др., 1966). Удельный вес каолинита 2,577. Оптические константы: двухосный, отрицательный, угол погасания равен нулю, показатели преломления (см. табл. 17, обр. 1661) выше, чем у прожилковых каолинитов.

Таблица 14

Оптические свойства каолинита

Форма нахождения	N_p	N_g	$N_g - N_p$
Псевдоморфозы по мусковиту (сланцы)	1,557	1,564	0,007
Прожилки в каолинизированных сланцах	1,560	1,566	0,006
То же в щелочных ультрабазитах	1,557	1,563	0,006
Псевдоморфозы по флогопиту мягкие, шелковистые	1,561	1,568	0,007
То же твердые, матовые, обр. 1661	1,563	1,569	0,006

Примечание. Показатели преломления определялись методом кольцевого экранирования, по Ю.А.Черкасову (1957); точность определения $\pm 0,001$.

Дифференциальная кривая нагревания (фиг. 35) имеет три термических эффекта. Первый эффект выражен в виде очень пологого эндотермического прогиба в интервале температур до 300° с максимумом около 100° . Эта реакция обусловлена, вероятно, потерей имеющейся в небольшом количестве поверхностно-адсорбированной воды (Бриндли, 1955; Грим, 1959), что подтверждается небольшим прогибом в области этих же температур на дифференциальной термогравиметрической кривой и слабым наклоном кривой обезвоживания. Второй эффект проявлен в виде глубокого асимметрического пика. Эта основная эндотермическая реакция каолинита начинается при 400° , но интенсивно протекает в интервале между 500 и 700° , достигая максимума примерно при 585° . Основная эндотермическая реакция связана с потерей каолинитом конституционной воды, что точно фиксируется на кривых ДТГ и ТГ. По результатам трех анализов среднее содержание воды в каолините составляет 14,55%. Третий эффект фиксируется в виде острого экзотермического пика с максимумом немного более 1000° . Экзотермическая реакция начинается при температуре около 990° сразу после едва заметного эндотермического эффекта и связана с образованием $\gamma - \text{Al}_2\text{O}_3$ или муллита или того и другого (Келлер, 1958; Грим, 1959).

Важной особенностью поведения чадобецкого каолинита при нагревании является потеря конституционной воды при обычных для этого минерала температурах. Считается, что крупнокристаллический хорошо упорядоченный каолинит теряет воду при температуре около 700° (Волостных, 1965; Keller et al., 1966). Но чадобецкие каолиниты не подтверждают этого. В 1969 г. появилось описание почти такого же крупнокристаллического каолинита из коры выветривания андезитов Болгарии (Тодорова, 1969), отличающегося, правда, пониженным содержанием глинозема (33,34%). Этот каолинит имеет основной эндотермический пик также при обычных для него температурах - 810° . Наиболее вероятно, что обычные термические свойства чадобецкого каолинита обусловлены высокой пористостью его кристаллов, способствующей свободному выходу воды из решетки минерала.

Рентгенограмма порошка каолинита (условия съемки: Fe - антикатод, $2R = 57,3$ мм, $d = 0,6$ мм) имеет 42 линии, обладает всеми характерными для этого минерала рефлексами, сходными с данными Грюнера (Gruner, 1932), а также Бриндли и Робинсона (Brindley, Robinson, 1946). Основные линии каолинита очень четкие, что свидетельствует о хорошей окристаллизованности минерала (табл. 15).

Электроннограмма минерала соответствует, по заключению Б.Б.Звягина, триклинному каолиниту с не очень хорошо упорядоченной структурой.

Фиг. 35. Дериватограмма каолинита

Кривая поглощения инфракрасных (ИК) лучей каолинитом была снята Е.С.Рудницкой. Кривая поглощения (фиг. 36) обладает всеми основными полосами, характерными для каолинита, с максимумами около 3695-3625, 1120-1030 и 940-912 см^{-1} . Считается, что отношения интенсивностей $I(3695)/I(3625)$ и $I(3640)/I(3625)$ могут служить эмпирической характеристикой степени совершенства структуры каолинитов и галлуазитов, причем минералам с более совершенной структурой соответствуют большие значения первого отношения и меньшие - второго (Чухров и др., 1966). Судя по этим соотношениям, чадобецкий каолинит можно отнести к хорошо упорядоченному типу.

Для химического анализа каолинит был отобран вручную, затем несколько раз промыт в этиловом спирте для удаления пылевидного каолинита, гётита и других примесей с поверхности сростков и еще раз отобран.

По химическому составу этот каолинит (табл. 16 и 17) отличается более высокой чистотой, чем каолиниты, состав которых был опубликован ранее (Ross, Kerr, 1931; Kerr et al., 1950; Nagasawa, 1953; Волостных, 1965; Keller et al., 1966).

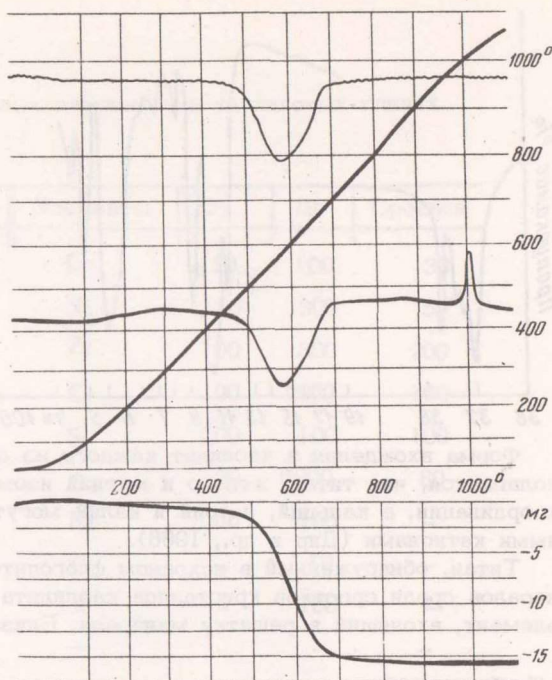
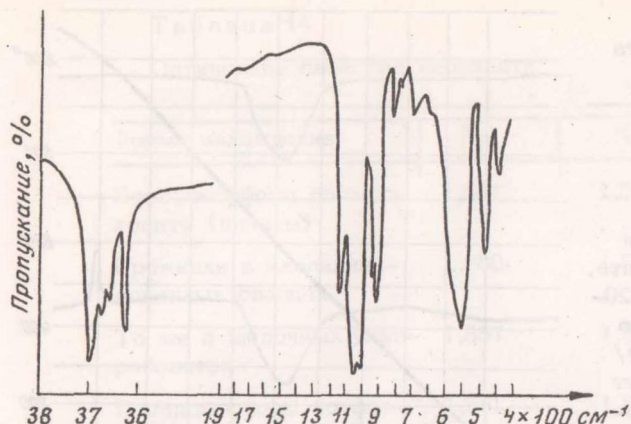


Таблица 15

Порошкограмма чадобецкого каолинита (1) в сравнении с эталонной порошкограммой по Бриндли и Робинсону

1		2		1		2		1		2	
d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I
7,07	10ш	7,16	10	1,894	2	1,896	3	1,268	2	1,264	3
-	-	4,46	4	1,840	5	1,839	4	1,259	5	1,246	3
4,40	7ш	4,36	5	1,790	8	1,781	4	1,238	5	1,235	3
3,94	7	3,845	4	1,673	9	1,662	7	1,208	2	1,217	1
3,70	4	3,741	2	1,628	7	1,619	6	1,196	5	1,200	3
3,56	10	3,573	10	1,581	4	1,584	4	1,147	2	1,168	2
2,77	3ш	2,748	3	1,547	7	1,542	5ш	1,129	3	1,124	1
2,56	8ш	2,558	6	1,497	9	1,489	8	1,098	3	1,094	3
2,40	9	2,379	6	1,438	4	1,429	4	1,087	3	1,082	2
2,35	9	2,338	9	1,400	2	1,403	2	1,045	1	1,049	2
2,30	9	2,288	8	1,375	2	1,371	2	1,021	4	1,021	2
2,21	4	2,247	2	1,345	8	1,338	4	1,015	3	1,013	2
2,00	7	1,989	6	1,307	9	1,305	6ш	1,004	3	-	-
1,952	4	1,939	4	1,287	6	1,282	5	-	-	-	-

Примечание: ш - широкая линия; интенсивности оценены визуально по 10-балльной шкале; условия съемки: Fe - антикатод, 2R = 57,3 мм, d = 0,6 мм.



Фиг. 36. ИК спектр каолинита

Форма вхождения в каолинит каждого из обнаруженных элементов различна. Предполагается, что титан, железо и магний изоморфно замещают алюминий в шестерной координации, а кальций, натрий и калий могут быть адсорбированными, т.е. обменными катионами (Дир и др., 1966).

Титан, обнаруженный в исходном флогопите и не образующий самостоятельных минералов среди сростков кристаллов каолинита, может рассматриваться как остаточный элемент, входящий в решетку минерала. Близость ионных радиусов Ti^{4+} (0,64 Å) и

Таблица 16

Химический состав каолинита (с примесью гётита) и расчет его формулы (обр. 1661)

Оксиды и элементы	Вес. %	Атомн. колич.	Гётит	Остаток	Единица	Атомн. коэф.	Валентность катионов
SiO ₂	45,15	7517		7517		3,929	15,71
Al ₂ O ₃	39,65	7778		7778		4,066	12,21
TiO ₂	0,10	12		12		0,006	0,02
Fe ₂ O ₃	0,40	52	52				27,94
FeO	0,00			Σ = 15 307			-18,00
MnO	0,00						0 = 9,94
MgO	0,00						
CaO	0,00						
Na ₂ O	0,01						
K ₂ O	0,02						
H ₂ O ⁺	14,31	15 882	52	15 830		8,22	
H ₂ O ⁻	0,29	322		322		0,17	
P ₂ O ₅	0,04	6					
Nb ₂ O ₅	0,03	2					
Cl	0,00						
F	0,23	121		121		0,063	
Σ	100,23						
O = F ₂	-0,10						
Σ	100,13						

Аналитик ИГЕМ АН СССР В.В.Кухарчик.

Таблица 17

Содержание (в вес. %·10⁻⁴) малых элементов в каолиновых глинах
(по данным 15 анализов)

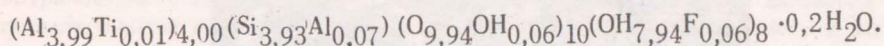
Элементы	От	До	Среднее	Элементы	От	До	Среднее
Be	1	10	3	Co	10	100	30
Sc	10	10	10	Ni	10	300	50
P	200	800	600	Zr	100	300	200
Mn	50	800	400	Cr	100	2000	100
Pb	10	10	10	Sr	100	100	100
Ga	8	20	10	Ba	20	5000	80
Mo	1	3	2	Nb	50	100	-
V	80	700	300	Ge	-	10	-
Cu	10	200	30	W	-	100	-
Zn	100	100	100	-	-	-	-

Al³⁺ (0,57 Å) позволяет предполагать изоморфное замещение первым второго, причем предпочтительно в октаэдрической координации (Kornfeld, 1958; Витовская, 1962; Франк-Каменецкий, 1964).

Железо обнаружено в виде механической примеси – гётита, внедрившегося в каолинит по трещинам спайности и в каналы на концах кристаллов. Часть железа, вероятно, входит и в решетку каолинита, окрашивая минерал в кремовый, желтый и бурый оттенки. Поскольку для анализа отбирались белые кристаллы, все обнаруженное железо относится условно к гётиту и при расчете формулы каолинита не учитывается.

Фтор – реликтовый элемент флогопита. Одинаковое положение в кристаллической решетке и близость ионных радиусов F⁻ (1,33 Å) и OH⁻ (1,3 Å) делают возможным изоморфное замещение одного иона другим в структуре каолинита. Однако различная конфигурация ионов и более легкая поляризуемость OH⁻ приводят к некоторым различиям в их геохимии: фтор легко выщелачивается при выветривании и его содержание в каолините уменьшается до одной десятой от исходного содержания фтора в слюде (Koritnig, 1951, 1963).

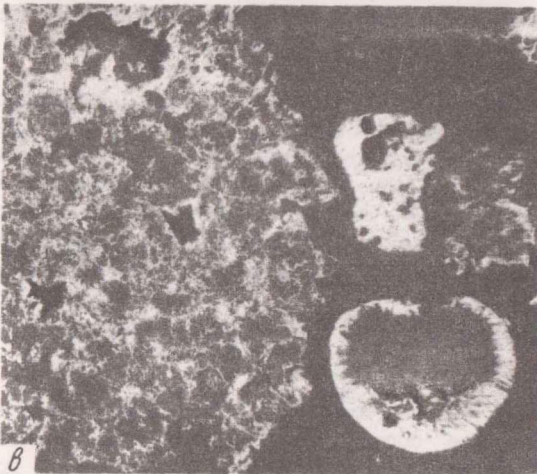
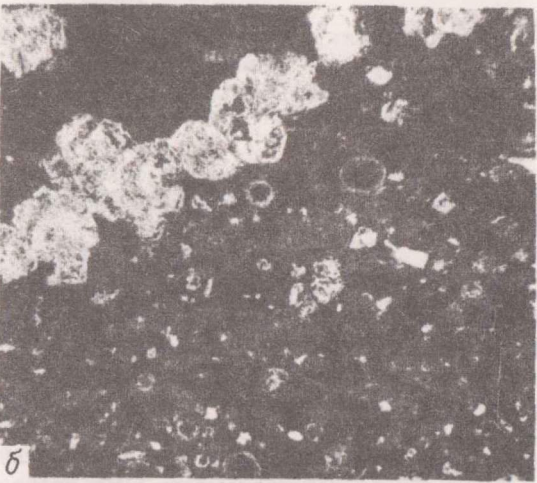
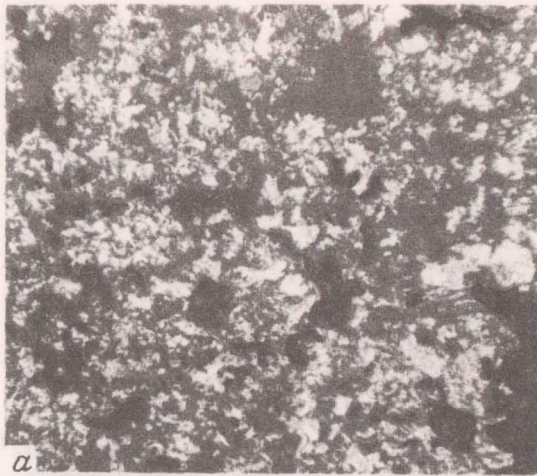
Формула каолинита рассчитывалась по методу И. Д. Борнеман-Старынкевич, предложенной ей в 1964 г. В приводимом анализе имеется небольшой избыток Al₂O₃ против теоретического. Это несоответствие может быть объяснено изоморфным замещением алюминием кремния (Ross, Kegg, 1931). При расчете формулы выявился также некоторый избыток H₂O⁺. Этот избыток обусловлен, вероятно, погрешностями анализа: часть гигроскопической воды была принята за кристаллохимически связанную. Учитывая эти замечания, формулу каолинита можно представить в следующем виде:



Гиббсит – главный минерал алюминия в осадочных бокситах и единственный – в латеритах. Максимальное содержание гиббсита в маложелезистых латеритах по кварц-мусковитовым сланцам достигает 97%.

На Чадобецком поднятии гиббсит образует псевдоморфозы по всем выветрелым алюмосиликатам; в нижней части зоны конечного гидролиза, где каолинизированные породы сменяются каолинит-гиббситовыми, наблюдаются частичные псевдоморфозы гиббсита по каолиниту.

Псевдоморфозы гиббсита представляют собой агрегат мелких (не более 0,015 мм) шестоватых кристаллов, целиком расположенных в контурах материнских минералов. В сланцах проявляется определенная связь величин замещаемых минералов и гиббсита, благодаря чему сохраняется реликтовая структура материнской породы.



Фиг. 37. Гибсит в латеритах (шлифы)

а - обычные псевдоморфозы по мусковиту и полевым шпатам; б - таблитчатые кристаллы, оолиты в терригенных выполнениях пор; в - сферические агрегаты кристаллов в основной массе латерита



Фиг. 37. Гиббсит в латеритах (шлифы)

г - сферические агрегаты кристаллов в основной массе латерита;
 д - псевдоморфозы гиббсита по плагиоклазам

Кристаллы гиббсита - простые и полисинтетические двойники, наиболее часто встречаемые в латеритах (фиг. 37). Более редкими формами являются изометричные: прямоугольные и сферические сложные кристаллы. Эти кристаллы в поляризованном свете погасают веерообразно или квадрантами.

Все латериты секутся мелкими прожилками гиббсита в форме скрытокристаллической, полисинтетических двойников и сферических кристаллов. Натечный гиббсит выполняет поры и каверны латеритов.

В бокситах гиббсит находится в форме псевдоморфоз по гломеропорфировым сросткам плагиоклаза по отдельным кристаллам и обломкам полевых шпатов и слюд, скрытокристаллических и обломочно-кристаллических скоплений на дне каверн, пор и крупнокристаллических друз.

Химический состав крупных кристаллов гиббсита отличается небольшим набором элементов (в %): кроме Al, в нем находятся Si < 1; Fe ~ 1; Ca - 0,02; Mg - 0,01; Ti - 0,01; Cr - 0,005; Ba - 0,003; Mn и Ga - по 0,0002 и Cu - 0,0001. Характерно низкое содержание в гиббсите элементов-гидролизатов или их отсутствие.

Кривая нагревания гиббсита отражает три эндотермических реакции минерала: первая (слабая) при 310°, вторая (основная) при 380° и третья (слабая) при 560–570°. Все три реакции отмечались ранее и у других гиббситов (Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Чухров, 1955; Бенеславский, 1963).

Бёмит и корунд, как уже упоминалось, установлены в тяжелой фракции бокситов Ф.Г. Пасовой по данным химических анализов (см. табл. 12), дебаеграмм и термограмм.

МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗА

Нонтронит имеет зеленый цвет, в шлифах прозрачный, буровато-зеленый, показатели преломления: $n_p = 1,565 \pm 0,002$; $n_g = 1,598 \pm 0,002$; двупреломление – 0,33. Псевдоморфозы нонтронита образуются по оливину и пироксену и довольно легко отличаются друг от друга по характеру реликтовой спайности. Раствор солянокислого бензидина окрашивает водную суспензию минерала в синий цвет, что характерно для минералов монтмориллонитовой группы (Веденеева, Викулова, 1952). Псевдоморфозы нонтронита по пироксену после насыщения этилен-гликолем дают на дебаеграмме рефлексы, характерные для кальцита и нонтронита (16, 23, 4,46; 2,57; 1500кХ). Химический состав нонтронита отличается от монтмориллонита высоким содержанием Fe, Zr, Ni, Co, Zn.

Таблица 18

Химический состав (в вес.% · 10⁻⁴) оливина, продуктов его изменения и натечного гётита

Элементы	Оливин	Оливин серпентинизированный	Оливин хлоритизированный	Гётит по оливину			Гётит по пириту	Гётит натечный
				от	до	среднее		
Be	-	2	-	10	300	250	100	-
Sc	-	-	-	10	10	10	-	-
P	-	3000	-	2000	2000	2000	2000	1000
Mn	1000	1500	700	400	3000	1100	1000	300
Pb	-	-	30	20	100	60	40	30
Nb	-	-	-	30	50	40	400	-
W	-	-	-	-	200	-	-	-
Ga	-	-	2	3	7	5	5	5
Ge	-	15	-	30	80	50	20	10
Mo	-	10	5	10	50	20	50	50
V	10	200	50	400	2000	500	700	20
Cu	2	50	70	30	70	60	70	20
Na	2000	4000	3000	-	-	-	-	-
Zn	70	100	100	300	800	500	300	200
Ti	200	2000	200	500	2000	2000	1000	20
Co	150	300	200	50	200	150	2000	100
Ni	1000	2000	1000	500	1000	700	2000	10
Zr	-	-	-	200	300	200	100	-
Mg	Много	Много	Много	1000	5000	3000	1000	20
Si	"	"	"	2000	20 000	10 000	2000	500
Al	2000	10 000	1000	5000	10 000	10 000	6000	10 000
Fe	Много	Много	Много	Много	Много	Много	Много	Много
Cr	200	1000	200	200	200	700	20	20
Ca	500	30 000	3000	500	800	600	500	700
Sr	-	300	300	-	-	-	100	-
Ba	-	100	100	100	3000	200	100	100
Ce	-	-	-	-	500	-	-	-

Таблица 19

Химический состав (в вес.%) оливина (с примесью пироксена и магнетита) и образовавшегося из него гётита (с примесью каолинита)

Компоненты	Оливин, обр. 1566	Гётит, обр. 929
SiO ₂	41,37	10,18
TiO ₂	0,06	1,36
Al ₂ O ₃	1,30	8,25
Fe ₂ O ₃	1,75	66,23
FeO	8,96	Не обн.
MgO	44,02	1,34
CaO	0,28	0,28
Na ₂ O	0,08	0,10
K ₂ O	0,27	0,23
H ₂ O ⁻	0,00	2,19
H ₂ O ⁺	0,58	9,92
NiO	0,98	0,31
CoO	0,01	0,01
Σ	99,46	100,40

Аналитик ИГЕМ АН СССР В.В.Лупанова.

Гётит — основной минерал железа в каолинизированных и гиббситизированных породах и один из главных — в осадочных бокситах. Гётит находится в форме рыхлых землистых масс, твердых прочных псевдоморфоз по темноцветным минералам и пириту, крепких натечных прожилковых выделений в коре выветривания и в бокситах, а также бобовин, пизолитов и обломков корок в бокситах. Цвет гётита желтый, бурый, черно-бурый, черный. Минерал диагностируется с помощью дебаегграмм (наиболее интенсивные линии: 4,18; 2,68–2,69; 2,45; 2,19; 1,722 кХ) и термограмм. Кривые нагревания гётита имеют один глубокий эндотермический пик в области температур 300–400°. Пористые псевдоморфозы гётита по оливину дают этот пик при 330°, а плотный натечный гётит из бокситов — при 400° (см. фиг. 35, обр. 1353). Смесь гётита и гиббсита, реакции дегидратации которых протекают в одном интервале температур, дает пик преобладающего минерала. Второстепенный минерал при диссоциации усложняет этот пик с той или другой стороны (см. фиг. 8, обр. 2374).

Гётит появляется в выветрелых породах — долеритах, кимберлитах, пикритовых порфиритах — как продукт обохривания нонтронита и в каолинизированных породах уже полностью замещает его. Прослежены все переходные стадии изменения через частичные и полные псевдоморфозы от темноцветных минералов к гётиту.

При выветривании оливина и замещении его гётитом происходит коренное изменение химического состава. Если исходный оливин состоит из MgO и SiO₂ со сравнительно небольшим количеством FeO, то гётит состоит из Fe₂O₃ и H₂O⁺. Эти изменения хорошо видны в табл. 18 (анализы более чистого материала) и в табл. 19 (анализы минералов с примесями). Сравнение состава псевдоморфного и натечного гётита показывает, что первый содержит более богатый спектр химических элементов и в больших количествах.

Псевдоморфозы гётита по оливину и пироксену попадают в осадочные бокситы слабо окатанными и в обломках (см. фиг. 28), что установлено, например, на месторождениях Пуня, Ибджибдек и Верхне-Геринском.

Гематит для коры выветривания Чадобецкого поднятия — нехарактерный минерал. Возможно, он присутствовал в самых верхних частях латеритов и при размыве их по-

падал в осадочные бокситы. Во всяком случае установлено, что в бокситах гематит, как и гётит, образует псевдоморфозы по оливину и пироксену. Но большая часть гематита входит в состав бобовин.

МИНЕРАЛЫ ТИТАНА

Титановыми минералами в корах выветривания и бокситах прежде всего являются реликтовый титаномагнетит и анатаз. Рутил не изменяется в процессе выветривания, его игольчатые кристаллы и колеччатые двойники находятся во всех зонах коры выветривания и в осадочных бокситах.

Титаномагнетит — главный рудный минерал долеритов и второстепенный для щелочных ультрабазитов. В полированных шлифах образцов долерита без травления титаномагнетит выглядит однородным. В образцах из зон начального выветривания (деинтеграции и выщелачивания), испытавших природное "травление", становится заметна тонкая сетка распада твердого раствора титаномагнетита. В верхних зонах коры выветривания и бокситах хорошо видна сагенитовая решетка (см. фиг. 33).

Титаномагнетит находится в виде ксеноморфных зерен и скелетных кристаллов с вростками лейст плагиоклаза, достигает размеров 2–3 мм. В осадочных бокситах он хорошо сохраняет свою форму, имеет те же размеры и также включает лейсты псевдоморфоз гиббсита по плагиоклазу.

В химическом составе окисленного титаномагнетита присутствуют два основных элемента Fe и Ti, остальные содержатся в десятых и меньших долях процента. Титаномагнетит из щелочных ультрабазитов содержит Nb— 0,01% и повышенные концентрации Mo, Zn, Co, Se.

Анатаз диагностируется с помощью дебаеграмм, на которых дает четкую дифракционную картину с наиболее интенсивными линиями: 3,508; 1,887; 1,699; 1,667; 1,447 кХ (Konta, Borovec, 1966).

Анатаз в виде псевдоморфоз замещает перовскит в щелочных ультрабазитах и трубчатых кимберлитах. Местами анатаза содержится до 30%, и он является главным порообразующим минералом. Анатаз является обычным, а кое-где и главным минералом в бокситах. Изучение перовскита и продуктов его изменения с помощью микросонда показало, что в процессе выветривания перовскит (CaTiO_3) теряет кальций и в зоне каолинизации; в латеритах, осадочных бокситах остается только TiO_2 в форме анатаза.

Таким образом, перовскит, как и другие минералы материнских пород, также подвергается выветриванию и разлагается на простые окислы. По содержанию анатаза бокситы северного выступа не имеют аналогов. Известны указания на присутствие в бокситах Урала единичных зерен перовскита. Исходя из результатов исследования чадобецкого перовскита, можно предполагать, что возможность нахождения его в бокситах маловероятна, если только он не является продуктом метаморфизма.

ПРОЧИЕ МИНЕРАЛЫ

Псиломелан встречается в корах выветривания всех пород, но крупные скопления образует в кровле выветрелых известняков, в каолинизированных щелочных ультрабазитах, во вмещающих сланцах, в кимберлитах и карбонатитах. Форма выделений псиломелана: землястые массы, пористые крепкие корки, гроздевидные натёки и псевдоморфозы. Псиломелан диагностируется по характерному внешнему виду, черному цвету, дебаеграммам и химическому составу. Основными элементами псиломеланов являются Mn, Fe, Mg, Ca (на известняках), Mn, Fe, Ba (в каолинизированных сланцах и ультрабазитах). И те, и другие содержат повышенные концентрации Co и Ni (до 0,5%), Y, La, Nb, Ti, Be, Pb, Zn.

В коре выветривания карбонатитов встречен черный марганцевый минерал, состоящий из Mn, Fe, Si, Ce, Ba, La, P. С помощью дебаеграмм было установлено, что он является смесью гипергенного монацита и голландита (основные линии: 3,459; 3,1136; 2,409; 1,544; 2,198 Å).

С корами выветривания, обогащенными псиломеланом, связаны осадочные бокситы и бокситовые породы, содержащие до 20% этого минерала.

Барит является реликтовым минералом. Многочисленные прожилки барита, секущие все материнские породы котловинного месторождения северного выступа, сложены крупными (до 1-1,5 см) прозрачными бесцветными или зеленоватым и голубоватым оттенком кристаллами, содержащими из катионов один барий. В виде примеси находятся в %: Mg - 0,2; Si - 0,08; Cr, Ca, Ni - по 0,05; Zn - 0,01 и La - 0,02. Кроме прожилкового барита, в карбонатах и кимберлитах встречаются гнезда мелкокристаллического барита, состоящего из Ba и Ce с примесью La, Sr, Fe, Al, P (0,5-0,1%).

Крандаллит - белый твердый лучистый минерал, выполняющий кое-где трещины в каолинизированных сланцах. Распределение его очень неравномерное. Диагностика минерала подтверждается оптическими константами ($N_{\text{ср.}}$ около $1,806 \pm 0,003$, дву-преломление очень слабое), кривой нагревания и химическим составом (в %): SrO - 2,23; CaO - 8,34; Al₂O₃ - 38,06; P₂O₅ - 32,28; H₂O - 18,00; SiO₂ - 0,66; элементы-примеси: Ba, Mg, Ce, La, Mn, Fe - 0,08-0,01%; Zr, Ti - по 0,005; Ga, Cu - по 0,0003%.

В качестве второстепенного минерала крандаллит отмечается и в осадочных бокситах (Пасова, Спирин, 1970).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ В БОКСИТАХ

Химический состав бокситов тесно связан с минеральным и химическим составом материнских пород (и соответственно продуктов их выветривания), с химическими процессами, сопровождающими переход вещества остаточной коры выветривания в осадочные бокситы, и с химическими превращениями осадка в области накопления. Характер реакций на всех стадиях этого процесса зависит от свойств химических элементов, физико-химической обстановки и от степени дисперсности вещества.

Дезинтеграция горных пород и слагающих их отдельных минералов возникает еще до начала выветривания и вызвана различными причинами (Коломенский, 1962; Рац, Чернышев, 1970). В ходе выветривания она непрерывно возрастает, что прослежено по продуктам изменения долеритов. В частности, их пористость обусловлена не только выносом химических элементов, но и увеличивающейся трещиноватостью минералов при переходе от слабовыветрелых к сильновыветрелым породам.

Особенно интенсивно дезинтегрируется горная порода на поверхности коры выветривания под воздействием делювиальных процессов, разного рода представителей живой природы, а также под воздействием высоких температур и дождевой воды. Температура на поверхности латеритов может достигать до 90°C и, вероятно, выше.

Дождевая вода, падающая на сильно нагретый латерит, действует двояко. Во-первых, холодная капля дождя вызывает растрескивание нагретых минералов, как об этом писал еще Б.Б.Полынов (1934). Растрескивание ведет к увеличению удельной поверхности твердого тела и способствует появлению тонких частиц вплоть до физическо-го коллоида, что весьма прогрессивно увеличивает реакционную способность этого тела. Во-вторых, дождевая (грунтовая и др.) вода химически действует на латерит и частично или полностью способна растворять его компоненты, в зависимости от их физической и химической природы.

На участие в бокситообразовании тонкодисперсного и коллоидного переноса вещества одним из первых обратил внимание С.Ф.Малявкин, выдвинувший коллоидную гипотезу образования бокситов (Бушинский, 1966). Основную роль в переносе вещества он отводил тонкодисперсным частицам: "не только не отрицая этого фактора (перемещения продуктов латеритного выветривания в молекулярных растворах. — А.С.), но и подчеркивая его роль в деле образования обогащенных зон, я все же продолжаю считать, что перенос совершался главным образом в виде суспензий, а не растворов" (Малявкин, 1937, стр. 525). Что касается молекулярных растворов, то С.Ф.Малявкин считал, что они чрезвычайно быстро переходят в коллоидальные золи, которые необычайно легко коагулируют и выпадают в виде геля.

Преимущественный и частичный перенос первичного материала бокситов в виде тонких суспензий, по-видимому, происходил в районах многих месторождений. Д.Бардоши (1958), изучивший бокситовые месторождения Венгрии, нашел, что преобладающая часть зерен в бокситах имеет размер менее 1 мк, и что до этого их ошибочно считали аморфными. Из этого он сделал вывод, что хотя еще не совсем ясно, как и откуда происходил первичный материал бокситов, очевидно, он транспортировался медленными спокойными потоками в форме мути (ила) и коллоидной суспензии. Преобладающая роль суспензий и коллоидных растворов подчеркивается и в других работах Д.Бардоши (1954, 1962) на основании изучения геохимии титана и гранулометрического состава глин и бокситов.

Частичный перенос бокситового материала в виде коллоидов и суспензий показан на примере Западно-Убаганского (Черкасов, 1966) и Ливановского месторождений (Гольберг, 1960, 1961).

Исключительно важными для выяснения геохимии и генезиса бокситов являются прямые наблюдения переноса материала в виде твердой фазы внутри кирасы, покрывающей латериты Гвинеи в районе г. Конакри (Данилов, Данилова, 1969).

На чадобецких месторождениях отвердевшими осадками суспензий являются обычно и цементы каменистых, рыхлых и глинистых бокситов, что хорошо видно на приводимых фотографиях. Несмотря на тонкость материала и его тесное смешение, хорошо заметна обособленность зерен различного минерального состава.

Очевидна громадная роль коллоидных образований в бокситах Чадобецкого поднятия. Об этом свидетельствует наличие оолитовых, пизолитовых, бобовых и других конкреционных образований. Однако, как было показано, крупные пизолиты, бобовины, их обломки, а также обломки натечных железистых корок в большинстве своем являются аллохтонными.

К заведомо автохтонным образованиям относятся оолиты в цементе некоторых каменистых бокситов. В отличие от пизолитов и бобовин, содержащих много железа, оолиты маложелезисты или чисто гиббситовые. Однако и они в большом количестве включают мельчайший терригенный материал.

Развитие оолитов только в цементе обусловлено тем, что осадок насыщен грубообломочным материалом, включая и пизолиты и бобовины. Единственной благоприятной для образования конкреций средой остается цемент, заполняющий промежутки между крупными твердыми телами.

Интересные результаты в решении проблемы коллоидного переноса бокситового вещества дает изучение поведения основных и малых бокситообразующих элементов в верхних зонах коры выветривания, в латеритах и бокситах. Все эти элементы (Al , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Nb^{5+} , V^{5+} , Zr , Ga , Be , Mn^{4+} и ряд других) относятся к числу элементов-гидролизатов.

В рассматриваемом цикле химических превращений элементы-гидролизаты, имея высокий заряд и сравнительно небольшой радиус ионов, обладают сильными поляризующими свойствами и являются амфотерными элементами. В зависимости от физико-химической обстановки они способны давать и очень легко- и труднорастворимые соединения. В частности, в пределах тех значений pH дождевых и грунтовых вод, которые действуют на выветривающиеся в тропическом климате породы, указанные элементы реагируют с водой с образованием малорастворимых соединений - гидролизатов. Это связано, по В.Д.Келлеру, с тем, что вода (даже дистиллированная и дождевая) является мощным химическим реагентом, всегда создающим активные H- и OH-ионы. Высокая поляризующая способность и наличие свободных ячеек на электронных орбитах атомов дает этим элементам возможность образовывать при гидролизе сложные, многоядерные комплексы (Пачаджанов, 1964б).

Многоядерные комплексы возникают при сочетании химических элементов, находящихся при выветривании в истинных растворах. При увеличении размеров полимерных цепочек многоядерные комплексы переходят в коллоидные растворы, и в дальнейшем миграция элементов-гидролизатов происходит в этих растворах. Однако на пути миграции коллоидных растворов всегда находится много препятствий, являющихся причиной их коагуляции и выпадения в виде коагелей или гелей. Ф.В.Чухров (1955) указывает следующие причины понижения заряда коллоидных частиц, приводящие к коагуляции:

- 1) действие электролитов;
- 2) взаимное свертывание;
- 3) увеличение концентрации коллоидных частиц, т.е. уменьшение количества дисперсионной среды;
- 4) влияние различных излучений, в том числе солнечной радиации, вызывающей или ускоряющей коагуляцию;
- 5) прохождение раствора через капилляры;
- 6) сильное взбалтывание - механическая коагуляция;
- 7) старение - самопроизвольная коагуляция.

Учитывая вышеизложенный материал, интересно проследить распределение и возможные пути миграции некоторых элементов-гидролизатов в коре выветривания и бокситах Чадобецкого поднятия.

ГЕОХИМИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Кремний в геохимии четырехвалентен, радиус иона - $0,39 \text{ \AA}$. По значению ионного потенциала $\sim 10,3$ кремний попадает в группу легкорастворимых соединений с комплексными анионами. В геохимии кремний дает почти исключительно кислотные комплексы

сные анионы; ангидрид кремния и его кислота являются слабыми кислотами и легко растворяются в щелочах (Ферсман, 1959).

В ходе выветривания силикатных минералов кремний, подобно алюминию, переходит в ионные растворы. При концентрации растворов кремнезем переходит в гель, например в засушливых районах. Гель может мигрировать, особенно под защитой коллоидов органического происхождения. Кремнезем в растворе может реагировать с другими веществами с образованием, в частности, минералов группы каолинита (Rankama, Sahama, 1950; Горещкий, 1960).

В воде гель кремнезема растворяется, давая раствор монокремневой кислоты, концентрация которого определяется температурой (Краускопф, 1963).

Таким образом, кремнезем в растворе может находиться в коллоидной и молекулярной диспергированной формах, поведение которых в присутствии алюминия существенно различно. Для осаждения коллоидного кремнезема достаточно микроколичеств алюминия (1 мг Al осаждает около 40 мг коллоидного кремнезема), тогда как для осаждения молекулярно диспергированного кремнезема необходимо большее количество Al (Окамото и др., 1963).

В пресных природных водах преобладают растворы молекулярно диспергированного кремнезема (Окамото и др., 1963; Краускопф, 1963).

Растворимость кремнезема в значительной степени зависит от pH раствора и температуры. В условиях латеритизации существуют значения pH, близкие к нейтральным (Bonifas, 1959; Schellmann, 1964; и др.). Примерно такие же значения pH определены для поверхностных вод рек, озер, морей (Виноградов, 1957; Бушинский, 19586; Ферсман, 1959). Показано, что глинозем малорастворим в пределах значений pH от 4 до 10, менее всего при pH=6,8, а растворимость кремнезема увеличивается при повышении pH раствора (Magistad, 1925; Correns, 1949; Rankama, Sahama, 1950; Виноградов, 1957; Бушинский, 19586; Ферсман, 1959; Горещкий, 1960; Краускопф, 1963; Окамото и др., 1963).

Растворимость кремнезема значительно увеличивается при повышении температуры. Так, К.Б.Краускопф указывает, что при 0° растворяется $50-80 \cdot 10^{-4}\%$ кремнезема, при 25° - от 100 до 140, а при 100° - от 360 до $420 \cdot 10^{-4}\%$. По приводимому им графику можно высчитать, что при 70° растворится примерно $300 \cdot 10^{-4}\%$, т.е. в 2-3 раза больше, чем при 25°. Грунтовые воды в областях латеритизации имеют температуру 25-30° (Михайлов, 1964). В то же время температура на поверхности латерита и в латеритных почвах достигает 70° и выше.

На Чадобецком поднятии выветриванию подверглись горные породы с различным содержанием кремнезема: от ультрасосновых (пироксенитов) и пикритовых (порфиритов) до кислых (кварц-слюдяных сланцев) и ультракислых (кварцевых песчаников и кремнистых сланцев). Во всех корах выветривания установлен последовательный вынос кремния, независимо от наличия или отсутствия кварца. В мелкозернистых кварцосодержащих породах растворение кварца заканчивается в зоне каолинизации, и продукты выветривания этой зоны на различных породах становятся практически одинаковыми. Исключение составляют чисто кремнистые разновидности, которые сохраняются, теряя незначительную часть кремния.

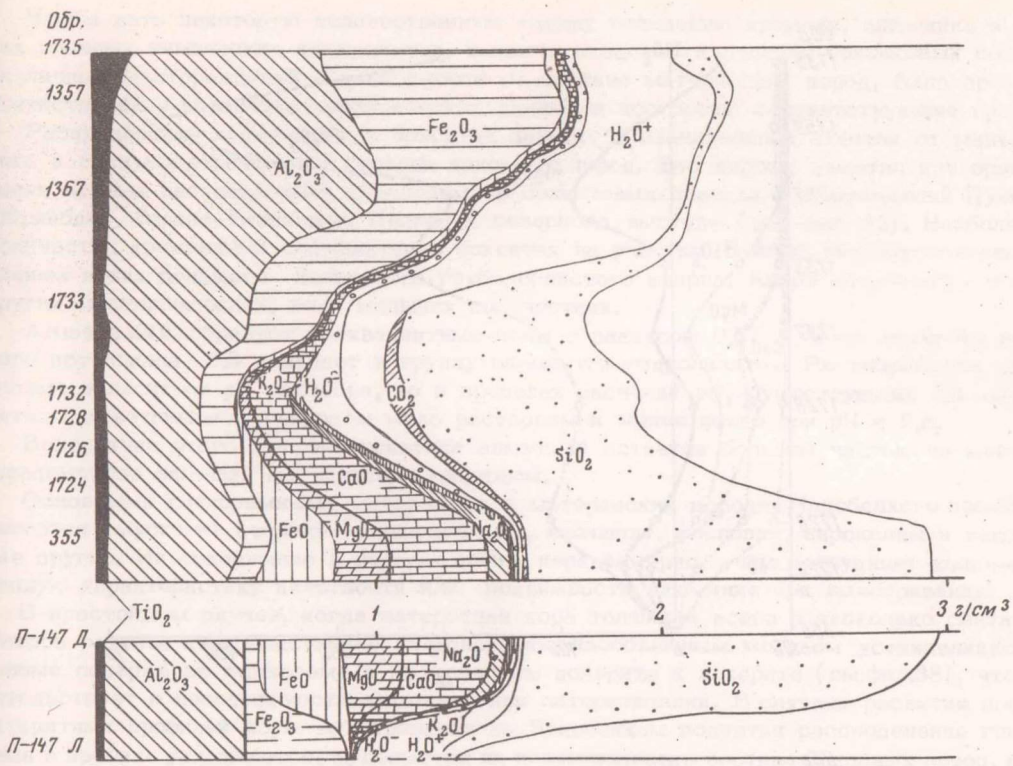
Растворенный кремний выносился из коры выветривания, часть его, просачиваясь в нижние зоны коры выветривания, попадала местами в условия, благоприятные для осаждения. Этот инфильтрационный кремнезем образовал желваки опала в монтмориллонитизированных долеритах, стяжения гипергенного кварца в каолинизированных пикритовых порфиритах и сланцах.

Небольшая часть растворенного кремнезема фиксировалась в прожилковых глинистых минералах - каолините и монтмориллоните, развитых вне горизонтов гипергенного окремнения.

Представление о количестве выносимого из коры выветривания кремнезема могут дать геохимические профили (фиг. 38, 39), построенные по изобъемному методу (Mil-lot, Bonifas, 1955; Михайлов, 1958) с учетом содержания элемента внутреннего стандарта (Рудник, 1966) и по методу внутреннего стандарта (Schellmann, 1964).

Полученные результаты однозначно свидетельствуют о выносе кремнезема, начавшемся в зоне дезинтеграции и проходящем наиболее интенсивно в каолинизированных долеритах и латерите.

Подобные геохимические профили затруднительно построить для кор выветривания сводовых частей выступов Чадобецкого поднятия из-за большой неоднородности пет-



Фиг. 38. Геохимические диаграммы выветрелых долеритов

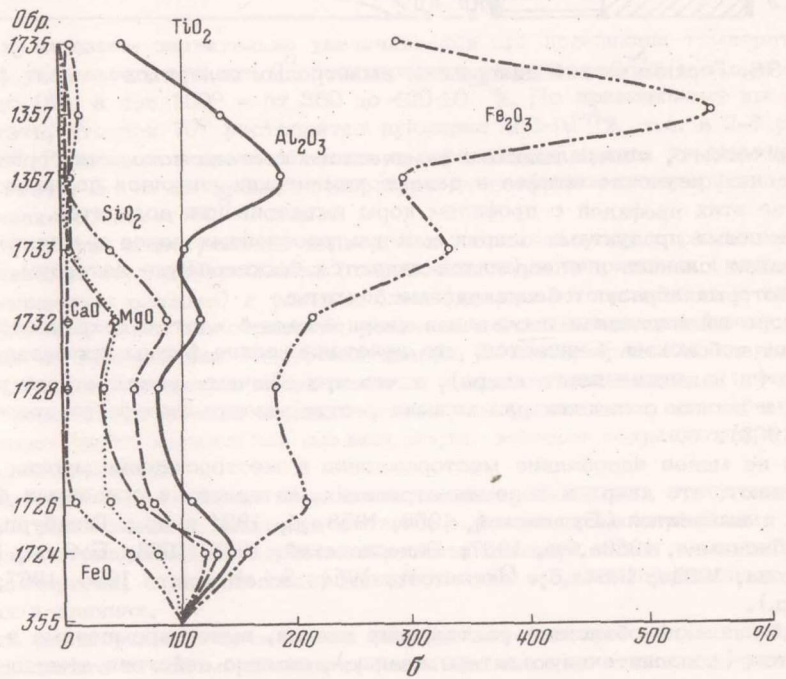
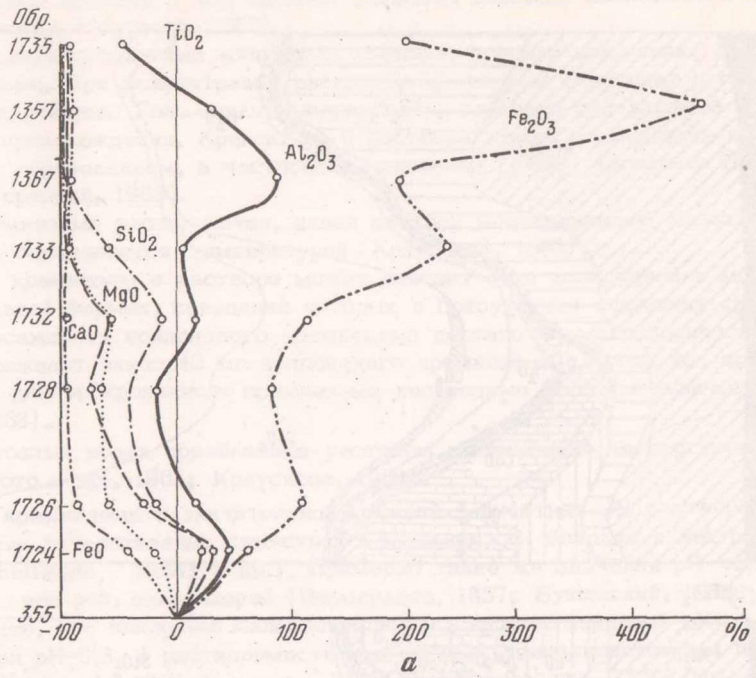
рографического, минерального и химического состава исходных горных пород. Полевые наблюдения, изучение шлифов и данные химических анализов позволяют говорить о сходстве этих профилей с профилем коры выветривания долеритов.

Конечными продуктами основных и ультраосновных пород и мелкозернистых кварц-содержащих сланцев и алевролитов являются бескварцевые латериты, продукты размыва которых образуют бескварцевые бокситы.

В коре выветривания песчаников кварц большей частью сохраняется и при размыве попадает в бокситы. Считается, что кристаллические формы кремнезема менее растворимы (и наименее всего кварц), и что при обычных температурах растворимость кварца в десять с лишним раз меньше растворимости аморфного кремнезема (Краускопф, 1963).

Тем не менее чадобецкие месторождения и месторождения многих других районов показывают, что кварц в коре выветривания, латеритах и осадочных бокситах растворяется и выносится (Бушинский, 1956, 1958а,б, 1964 и др.; Гинзбург, Витовская, 1956; Лисицына, 1956а,б,в, 1957; Бенеславский, 1958, 1963; Бобров, 1958; Лисицына, Пастухова, 1963а, 1964а,б; Overstreet, 1964; Schellmann, 1966, 1967; Valeton, 1967а, б; и др.).

Г.И.Бушинский объясняет растворение кварца, вынос кремнезема и замещение его гибситом (дополнительную латеритизацию), помимо действия дождевых вод, диагенетическими процессами на дне проточных озерно-болотных водоемов. Поскольку для чадобецких бокситов, залегающих как в карстовых, так и в эрозионных депрессиях, нет данных об отложении их в водных бассейнах, можно предполагать продолжение их латеритизации в области накопления под воздействием главным образом дождевых вод. В этом отношении интересны выводы Гордона и Трейси (Gordon, Tracey, 1952): одним из важнейших условий выветривания является воздействие на горные породы чистых дождевых вод, так как, по данным Мора, кремневая кислота минералов более легко-растворима в чистой дождевой воде; присутствие растворенных солей, угольной кислоты или органических веществ понижает ее растворимость. Это условие выполняется главным образом в зоне латеритизации.



Фиг. 39. Геохимические диаграммы долеритов (а, б)

Чтобы дать некоторую количественную оценку поведению кремния, алюминия и других главных химических компонентов, выявить сходство и отличия бокситовых пород различных месторождений в зависимости от состава материнских пород, была проведена статистическая обработка аналитических данных и построены соответствующие графики.

Распределение кремнезема в бокситах зависит в значительной степени от минерального и гранулометрического состава исходных пород. Это хорошо заметно при сравнении кривых распределения кремнезема в бокситовых породах месторождений Пуня, Ибджибек, Верхне-Теринское, Полпод и северного выступа (см. фиг. 32). Наибольшее количество кремнезема содержится в бокситах на участке Полпод, что обусловлено наличием в них большого количества грубозернистого кварца. Кварц встречается и на других месторождениях, но в меньших количествах.

Алюминий образует трехвалентные ионы с радиусом $0,57 \text{ \AA}$, и по значению ионного потенциала $\sim 5,3$ попадает в группу элементов-гидролизатов. Растворимость глинозема зависит от pH раствора, но в пределах значений pH, существующих при латеритном выветривании, глинозем мало растворим и менее всего при $\text{pH} = 6,8$.

Вследствие этого при выветривании алюминий остается большей частью на месте, псевдоморфно замещая материнские минералы.

Основными глиноземными минералами в материнских породах Чадобецкого поднятия являются мусковит (серицит), плагиоклазы, калишпат, флогопит, пироксены и некоторые другие. Их содержание в породах очень неравномерно, что затрудняет количественную характеристику инертности или подвижности алюминия при выветривании.

В простейшем случае, когда латеритная кора толщиной всего в несколько сантиметров развита непосредственно на долеритах, изобъемным методом устанавливаются равные содержания глинозема в материнском долерите и латерите (см. фиг. 38), что свидетельствует о неподвижности алюминия при латеритизации. В случаях развития полных латеритных профилей коры выветривания на Чадобецком поднятии распределение глинозема в профиле усложняется, и, несмотря на неоднородность состава исходных пород, можно уверенно констатировать миграцию алюминия в профиле. Это подтверждается и геохимическими профилями (см. фиг. 38, 39) и минералогическими наблюдениями: наличием прожилков монтмориллонита, каолинита и гиббсита. В зоне каолинизации пикритовых порфиритов алюминий привносится в псевдоморфозы гетита по оливину. Если в оливине содержание Al_2O_3 было около 1%, то в гетите оно поднялось до 10%. Латеритизированные пикритовые порфириты, содержащие натечки гиббсита в кавернах, значительную часть алюминия получили из латеритов по сланцам.

Абсолютное содержание глинозема в чадобецких бокситах выше, чем в исходных долеритах, но ниже, чем в латеритах. Этот факт подтверждается рядом наблюдений, о чем можно судить и по шлифам и по химическим анализам (содержание в латеритах Al_2O_3 около 49% является почти максимальным для бокситов — по данным 3510 пог.м проанализированных проб керна), а также по геохимическим профилям. Причина уменьшения содержания глинозема в осадочных бокситах по сравнению с латеритами заключается прежде всего в большей потере тонкодисперсного гиббсита при транспортировке поверхностными водами.

Распределение глинозема в бокситовых породах месторождений Пуня, Ибджибек и северного выступа в общем сходно и значительно ниже, чем в породах бокситопроявления Полпод (средние содержания глинозема в первых составляют 32–33%, на Полпode — около 40%). Эта разница обусловлена малым содержанием железа и титана в исходных породах и бокситах Полпода. Если бы в формировании бокситов котловинного месторождения принимали участие только продукты выветривания сланцев, то, судя по составу коренных латеритов, образовались бы самые высококачественные, высокоглиноземные осадочные бокситы. Однако участие в образовании бокситов малоглиноземных, но высокожелезистых и высокотитановых латеритов по щелочным ультрабазитам снизило возможное содержание глинозема более чем в полтора раза.

Существуют прямые признаки местной миграции глинозема и реакции его с растворенным кремнеземом. Об этом свидетельствует наличие прожилков каолинита в бокситовых породах.

Миграция глинозема в растворах осуществлялась только в пределах бокситовых пород и на исключительно коротком расстоянии, о чем говорит крайняя редкость прожилков гиббсита. При весьма тщательном просмотре керна и специальном поиске мономинеральных прожилков они были обнаружены как единичные экземпляры на месторождениях северного выступа и Ибджибек.

Все бокситы содержат друзы крупнокристаллического гиббсита, оконтуривающие бобовины, слагающие цемент и выполняющие поры. Как уже указывалось, в порых, цементе, а также в прожилках цемента и бобовинах можно видеть постепенные переходы от метаколлоидного тонкодисперсного гиббсита к крупнокристаллическому. Остаётся открытым вопрос о форме миграции алюминия. Если он мигрировал в коллоидных растворах, то редкие элементы-гидролизаты либо должны сохраниться в гиббсите, либо обособиться в виде самостоятельных фаз. Ответ на этот вопрос даёт химический состав минерала: спектральным анализом обнаружена поразительная бедность его элементами-гидролизатами, в том числе галлием. Поэтому отсутствие или почти полное отсутствие в гиббсите редких элементов-гидролизатов можно рассматривать как признак переноса алюминия в истинных растворах. Наиболее вероятно, что источником этих растворов были дождевые и грунтовые воды, просачивающиеся по трещинам и порам в боксите и частично растворявшие глинозём. При высыхании и постепенном приближении к равновесию с кристаллическими фазами (гиббситом) алюминий осаждался на них, как на затравках, образуя крупнокристаллические друзы и корки.

В тесной связи с условиями миграции алюминия в различной физико-химической обстановке находится образование различных глинозёмных минералов — гиббсита, бёмита, корунда. Эти условия рассмотрены в работах многих авторов (Weiser, Milligan, 1942; Горещкий, 1947, 1960; Ervin, Osborn, 1951; Frederikson, 1952; Вишняков, 1953; Гладковский, Шарова, 1953, 1962; Köster, 1955, 1964; Терентьева, 1958; Kennedy, 1950; Куземкина, 1960; Pedro, 1961; Бенеславский, 1962; Гладковский, Ушатинский, 1964, и др.). Одни авторы выделяют генетический ряд минералообразования в результате дегидратации от алюмогеля и гиббсита вплоть до корунда, другие показывают возникновение бёмита и корунда непосредственно из геля. В условиях латеритообразования возникновение диаспора, бёмита и корунда зависит от интенсивности коллоидообразования и температуры. А.К.Гладковский с соавторами (1964), используя данные Сантос-Ньиго (1955), делает вывод, что даже в идеальных условиях латеритного выветривания конкреционный процесс протекает не глубже первых метров от дневной поверхности и что в этих условиях происходит дегидратация минералов глинозёма и окиси железа с образованием магнетита, маггемита, бёмита, диаспора и корунда. К таким же выводам пришел Е.Хардер, изучив минеральный состав латеритов Боке в Гвинейской республике, где латериты развиты в пределах "бовес", что означает лишенную древесной растительности и покрытую лишь кустарником холмистую возвышенную страну. "Глинозёмистые и железистые латериты Боке выходят непосредственно на поверхность. Их выходы, как правило, лишены растительного покрова, ... в верхней части пласта латеритов установлено присутствие бёмита в количестве до 4-5% (возможно образовавшегося вследствие дегидратирующего действия жаркого тропического солнца)" (Хардер, 1959, стр. 32, 33).

Немаловажное значение имеют также сезонные пожары, возникающие на поверхности латеритов в саваннах (Михайлов, 1964). Один из исследователей латеритов Африки указывает, что бёмит фиксируется там, где ежегодно происходят пожары.

Педро (Pedro, 1961) получил бёмит при 65°C в эксперименте по выветриванию базальта и трахиандезита. Бёмит образовался выше уровня воды, гидраргиллит — ниже него. Ранее было показано, что в водном растворе более устойчив гиббсит (Weiser, Milligan, 1942). Этот вывод находит подтверждение и с энергетических позиций. Расчёты Р.Гаррелса (1962) показывают, что в разбавленном водном растворе гиббсит по отношению к бёмиту представляет собой устойчивую фазу.

Бокситы Чадобецкого поднятия имеют преимущественно гиббситовый состав. Гиббсит-бёмитовые и почти бёмитовые бокситы редки. Распределение маловодных бокситов по глубине очень пестрое. Почти бёмитовые бокситы залегают местами вблизи поверхности, местами — в середине бокситовых линз и не встречаются в их подошве. Для ряда отечественных и зарубежных месторождений, так или иначе связанных с известняками, установлено повышенное содержание бёмита (Бенеславский, 1963). На Чадобецком поднятии такой зависимости не обнаружено. Здесь более высокобёмитовыми оказываются бокситы котловинного месторождения, где связь с известняками не наблюдается.

Сравнение молекулярных отношений H_2O^+ и Al_2O_3 в обломках латеритов и во вмещающих их бокситах показывает, что бокситы содержат меньше воды и, следовательно, больше бёмита. Это различие можно объяснить следующим образом. Растворение глинозёма и коллоидообразование наиболее интенсивно происходят в верхней части латеритов и в покрывающих их обломочных латеритах. Этот процесс протекает на всём

пути от источника сноса до области накопления, поскольку выветривание продолжается на каждом из этапов, на каждой "остановке" этого пути (Келлер, 1963).

Миграция коллоидных растворов по поверхности маловероятна, так как при этом происходят механическая коагуляция раствора, выпадение геля и его кристаллизация. Поверхностный слой латеритов и осадочных бокситов быстро обезвоживается, поэтому из геля возможно образование как гиббсита, так и бёмита и даже корунда. Миграция коллоидных растворов в пределах профиля выветривания также затруднена, так как прохождение раствора через капилляры ведет к коагуляции. Эти процессы приводят к образованию маловодных латеритов в верхней части профиля и в осадочных бокситах, пока они обнажены на поверхности.

Железо в бокситовых породах при анализах валовых проб определяется обычно в виде Fe_2O_3 , хотя, как видно по данным полных химических анализов (см. табл. 3, 7, 12), в них содержится и FeO . Набор основных железистых минералов в бокситах Чадобецкого поднятия одинаков — это гематит, маггемит, гётит, магнетит (титаномгнетит), ильменит. Незначительное количество закисного железа входит в состав эпигенетического сидерита.

Таким образом, при исследовании бокситов Чадобецкого поднятия, как и вообще в геохимии, приходится иметь дело с двумя ионами железа: Fe^{2+} и Fe^{3+} с радиусами 0,80 и 0,67 Å (Григорьев, 1966). По величине ионного потенциала ($I = 2,5$) двухвалентное железо попадает в число катионов, дающих легкорастворимые в воде соединения, трехвалентное ($I = 4,48$) — в число элементов-гидролизатов.

Сравнение величин произведения растворимости показывает, что с увеличением pH растворимость Fe^{3+} понижается пропорционально кубу, а Fe^{2+} — пропорционально квадрату концентрации OH^- . Поэтому в поверхностных условиях при температуре 22°C соединения Fe^{3+} выпадают в осадок при $pH \geq 3$, Fe^{2+} — при $pH \geq 7$ (Ратехин, 1966).

В зависимости от условий изменения ионизации и кислородного потенциала миграция железа осуществляется очень сложными путями, что связано с легкой изменчивостью валентности железа. Помимо указанных двух катионов, железо образует комплексный анион $[FeO_4]^{5-}$, замещающий $[AlO_4]^{5-}$ в силикатах, фосфатах и сульфатах (Ферсман, 1959). Е.А.Ратехин (1966) указывает, что в подземных водах железо мигрирует в истинных растворах в форме Fe^{2+} , а в поверхностных водах — в коллоидных растворах в форме Fe^{3+} , особенно под защитой коллоидов SiO_2 и во взвешенном состоянии. При латеритном выветривании Fe^{3+} может перейти в раствор после восстановления. Наиболее важными восстанавливающими агентами являются сернистые органические соединения и органические растворы, содержащие гумидные соединения. Окисное железо способно мигрировать в истинных растворах только в кислых водах, в отличие от алюминия, который может мигрировать как в кислых, так и в щелочных растворах. При нейтрализации кислых растворов первыми осаждаются гидроокислы железа, а алюминий остается в растворе до достижения более высоких pH (Rankama, Sahama, 1950).

Эти особенности поведения железа подтверждаются на примере профилей выветривания и бокситов Чадобецкого поднятия. В исходных породах железо находится в двух- и трехвалентном состоянии и входит в состав пироксенов, оливинов, магнетита, ильменита, хлоритов, слюд. На первых стадиях выветривания большая часть Fe^{2+} окисляется и остается на месте, образуя псевдоморфозы нонтронита и гётита по исходным железистым минералам. Часть Fe^{2+} (в богатых железом щелочных ультраосновных породах) переходила в раствор, мигрировала в нижние части профиля выветривания и, нейтрализуясь в зоне дезинтеграции, выпадала в осадок в виде колломорфного сидерита. Дальнейшее развитие коры выветривания и проникновение агентов выветривания на большую глубину привело к окислению сидерита и замещению его гидроокислами железа. Как видно по данным химических анализов (см. табл. 3, 7, 9, 10), по геохимической диаграмме (см. фиг. 38), в горизонте каолинизации железо окислено почти полностью. Характерно, что как в зоне гидролиза, так и в зоне конечного гидролиза (латеритах) железо находится преимущественно в форме гидроокислов и частично в форме окислов — реликтовых рудных минералов и псевдоморфоз по ним. Характерно также, что общее количество железа в исходных породах и латеритах практически остается постоянным, что хорошо видно на геохимических диаграммах профилей выветривания чадобецких и гвинейских латеритов.

Во всех бокситах, помимо гидроокислов железа, широко развиты минералы окислов железа — гематита и маггемита, местами преобладающие в породе. Окислы железа

слагают метакolloидные, конкреционные образования, что свидетельствует о выделении их из коллоидных растворов. Появление минералов окислов железа в верхних частях латеритного профиля и в осадочных бокситах связано прежде всего с дегидратацией гелей железа на поверхности и вблизи нее под воздействием высокой температуры.

Эти выводы об образовании окислов при повышенных температурах находят подтверждение в ряде экспериментальных работ (Лепинь, Локенбах, 1963; Лепинь, Вайваде, 1966 и др.), рассматривающих поведение металлов в водных растворах. Было установлено, в частности, что при повышении температуры до $80-90^{\circ}$ в составе нерастворимых продуктов окисления железа в чистой дистиллированной воде возрастает содержание α -производных гидроокислов железа [α - $\text{FeO}(\text{OH})$], а также α - Fe_2O_3 и ранее никем не обнаруженного нового окисного соединения железа.

Содержание железа во всех чадобежских бокситах значительно выше, чем в любой из материнских пород. Такая же закономерность установлена Б.М. Михайловым (1966) для бокситов Гвинеи, Кёстером (Köster, 1964) — для некоторых латеритов Индии, Шеллманном (Schellmann, 1964) — для латеритов Калимантана. В.П. Петров (1967, стр. 239) отмечает этот факт как общий для всех делювиальных латеритов: "окислов железа в осадках, покрывающих элювий, много больше, чем в самом подстилающем их элювии".

Откуда могло привноситься дополнительное количество железа? Существует множество мнений по этому вопросу, включающих предположение о привносе железа и сверху, и сбоку, и снизу путем подтягивания в засушливые периоды грунтовых и поровых вод, обогащенных железом, к поверхности. Соглашаясь с возможным существованием всех этих процессов, автор хотел бы подчеркнуть роль инфильтрационных процессов и образование иллювиальных горизонтов в почвах и профиле коры выветривания. Часть растворенного железа спускается из приповерхностной зоны вниз и отлагается в виде конкреций. Г. Харден и Д. Бейтсон (Harden, Bateson, 1963) считают, что это перемещенное железо отлагается вблизи уровня грунтовых вод. При размывании латеритов и формировании осадочных бокситов вблизи источника сноса сравнительно легкие зерна гиббсита уносятся дальше, чем тяжелые бобовины, псевдоморфозы гидроокислов и окислов железа и охристые частицы. Это приводит к еще большему обогащению железом бокситов.

Чадобежские бокситы очень редко содержат прожилки окислов и гидроокислов железа. Прожилки колломорфного гетита содержат доли процента алюминия и фосфора и очень бедны редкими элементами — гидролизатами. Бедность гетитовых жил глиноземом отмечена в латеритах Гвинеи (Percival, 1965), что свидетельствует о раздельной миграции этих элементов.

Все чадобежские месторождения содержат залежи обеленных бокситов, из которых почти все железо вынесено. Эти бокситы так или иначе связаны с болотными отложениями, восстановительная среда которых привела к переходу Fe^{3+} в Fe^{2+} и выносу последнего. В болотных отложениях, богатых лигнитизированной древесиной, часть железа соединилась с серой из разлагающихся органических остатков и образовала сульфиды железа.

Общее количество железа в бокситах, несмотря на абсолютное накопление или местный вынос при восстановлении, тесно связано с железистостью материнских пород. Это хорошо видно на кривых распределения железа для различных месторождений (см. фиг. 32): самая низкая концентрация железа отмечается в бокситопроявлении Полпод, образованном из маложелезистых терригенных отложений.

Титан относится к числу наиболее важных элементов-индикаторов характера бокситообразования.

Титан способен давать ионы с валентностью 3 и 4. Радиусы этих ионов: 0,69 и 0,64 Å, ионные потенциалы: 4,3 и 6,2. Титан может давать растворы Ti^{3+} , Ti^{4+} , титанаты, соли титанила, комплексные ионы обеих валентностей (Виноградов, 1950, 1957). Однако растворимость титана в диапазоне pH от 2,9 до 10,14 ничтожно мала даже при наличии органического вещества. Растворимые соли титана легко гидролизуются и не перемешаются в процессе выветривания (Rankama, Sahama, 1950); pH гидролиза $\text{Ti}(\text{OH})_4$ равно двум (Виноградов, 1957).

Роль титана в коре выветривания, осадочном цикле и в бокситообразовании изучалась многими исследователями (Sherman, 1950; Bardossy, Bardossy, 1954; Виноградов, 1957; Трубина, 1958, 1963; Bardossy, 1958; Hartman, 1959, 1960; Мигдисов, 1960, 1963; Katsura et al., 1962; Лисицына, 1962, 1965; Бушинский, 1963, 1964; Григорьев,

1963; Лисицына, Пастухова, 1963б, 1964б; Страхов, 1963; Додатко, 1964; Пачаджанов; 1964а; Ронов, Мигдисов, 1965; Matsusaka et al., 1965; Пастухова, 1965; Турובה, 1965; Цибульчик, Нестеренко, 1965; Хорошева, 1966; Temple, 1966; Березий, 1970; Сиротин, 1971). Все авторы признают, что содержание титана в бокситах зависит от содержания его в материнских породах; исключение составляют лишь бокситы Подмосковья, описанные К.Н.Трубиной, которые не содержат титана и которым приписывается хемогенное происхождение.

Существуют определенные зависимости в соотношениях титана и алюминия в процессе выветривания силикатов и алюмосиликатов. Однако эти соотношения существенно изменяются в породах, содержащих, кроме прочих, минерал-концентратор титана (Григорьев, 1963; Страхов, 1963; Ронов, Мигдисов, 1965).

Наследование бокситами соотношений Ti и Al, установившихся в коре выветривания, однозначно свидетельствует о механическом, без существенной дифференциации переносе и отложении продуктов выветривания.

В исходных породах, коре выветривания и бокситах всех месторождений Чадобецкого поднятия обнаружены минералы-концентраторы титана. Ильменит, титаномагнетит, сфен, перовскит оказались неустойчивыми в коре выветривания. В результате выноса кальция (из сфена и перовскита), кремнезема (из сфена) и окисления железа эти минералы заместились лейкоксеном, анатазом и смесью их с окислами и гидроокислами железа.

В профиле коры выветривания всех без исключения пород - долеритов (см. табл. 7, 8), щелочных ультраосновных пород (см. табл. 3), сланцев протерозоя (см. табл. 1), кимберлитов (см. табл. 6) содержание двуокиси титана последовательно увеличивается, при этом основная масса титана остается в псевдоморфных минералах, замествивших первичные титаноносные минералы. Вместе с тем небольшая часть титана поступала в водные растворы, мигрировала в них и сорбировалась инфильтрационными метаколлоидными минералами, особенно псиломеланом, количество титана в котором достигает 0,2-1%.

Материнские породы и коры выветривания очень резко отличаются по количеству двуокиси титана. Наиболее бедны им терригенные породы кембрия и протерозоя, большее содержание титана фиксируется в долеритах и очень высокое - в кимберлитах и щелочных ультраосновных породах. Соответственно в бокситах, связанных с корами выветривания пород, содержатся резко отличные количества титана. Считается, что бокситы в среднем содержат около 2% TiO_2 (Страхов, 1963; Бушинский, 1971). Такому содержанию отвечают только бокситы участков Полпод и Горелый. Среднее содержание TiO_2 в бокситах Ибджидека - 3,5%, Пуни и верхнетеринских - 4,5%. Наибольшее количество двуокиси титана содержится в бокситах котловинного месторождения.

Для выявления характера соотношений двуокиси титана и глинозема были построены корреляционные поля и корреляционные кривые (Амосов, Слукин, 1967; Слукин, 1970). Поскольку все бокситы содержат минералы-концентраторы титана и по геологическим, петрографическим и минералогическим данным являются продуктами переотложенной коры выветривания, можно было бы ожидать значительную дисперсию отдельных точек в корреляционных полях. Это вполне подтвердилось. На графиках получились обширные облака точек.

Как общая картина корреляционного поля, так и кривые регрессии свидетельствуют о взаимозависимости содержаний Al_2O_3 и TiO_2 : с увеличением содержания глинозема содержание двуокиси титана в породе увеличивается и наоборот. Точки пересечения корреляционных кривых указывают на средние величины для всего распределения содержаний Al_2O_3 и TiO_2 в толще бокситовых пород и совпадают с их значениями, которые можно оценить по кривым распределения; для бокситовых пород Ибджидека среднее содержание составляет: $Al_2O_3 \sim 32\%$ и $TiO_2 \sim 3,5\%$, для Пуни соответственно $Al_2O_3 \sim 33\%$ и $TiO_2 \sim 4,5\%$.

Если большее содержание TiO_2 на Пуне можно было бы объяснить возможным большим содержанием титана в материнских долеритах, то повышенные содержания TiO_2 наряду с более высокими содержаниями Al_2O_3 и более низкими $-SiO_2$ могут свидетельствовать о меньшем участии в формировании данных бокситов высококремнистых, но малотитановых продуктов выветривания отложений эвенкийской свиты.

Соотношение содержаний TiO_2 и Al_2O_3 в бокситовых породах котловинного месторождения обнаруживает очень широкий разброс точек, однако найденные средние точки ложатся на ломаную линию, имеющую три различных участка.

Нижний участок ломаной линии находится в области самых низких содержаний TiO_2 (1-3,5%) и высоких средних содержаний Al_2O_3 (26-50%). Здесь проявляется обратная зависимость между содержаниями этих компонентов.

Средний участок линии является осью наиболее плотной части "облака" (95% точек) и отвечает средним содержаниям TiO_2 (3,5-13,5%) и Al_2O_3 (11-55%). Участок представляет наименее ломаную часть линии и отражает прямую пропорциональную зависимость.

Верхний участок расположен в области высоких содержаний TiO_2 (13,5-27%) и низких средних содержаний Al_2O_3 (25-36%) и является наиболее ломаным. Здесь - обратная зависимость.

Такой характер соотношений Al_2O_3 и TiO_2 для данных бокситовых пород представляется вполне логичным и согласуется с фактическим материалом. Бокситовые породы являются суммарным продуктом кор выветривания терригенных пород, содержащих очень мало титана и много глинозема, и ряда щелочных ультраосновных пород высокотитановых, но малоглиноземных. При выветривании терригенных пород содержание титана увеличивается, но не превышает 2%, содержание глинозема часто превышает 40% и доходит до 64%. При выветривании щелочных ультраосновных пород содержание TiO_2 увеличивается до 32,16%, а глинозема не превышает 30-32%, т.е. едва достигает средних содержаний Al_2O_3 в бокситовых породах. При смешении продуктов выветривания тех и других пород будет происходить уменьшение содержания титана (по сравнению с выветрелыми щелочными ультрабазитами) и глинозема (по сравнению с выветрелыми терригенными породами). Эта закономерность особенно отчетливо проявляется в породах, которым соответствуют точки в периферических частях "облака".

Сопоставляя кривые распределения TiO_2 и Al_2O_3 , можно видеть, что в образовании бокситовых пород основная доля приходится на конечные продукты выветривания алевролитов и сланцев и несколько меньшая - на щелочные ультраосновные породы. Этот вывод согласуется и с геологическими данными: терригенные породы составляют основной объем выветривающейся толщи.

Все титановые минералы в бокситах имеют либо идиоморфные очертания материнских кристаллов, либо являются их обломками. Удалось наблюдать обломки титаномагнетита, частично или почти полностью растворенные в бокситах. Обычно из титаномагнетита выносится железо (что вполне понятно, поскольку рН гидролиза железа выше, чем у титана), а титан фиксируется в виде саггитовых решеток. В редких случаях происходит и растворение анатаза. Вероятно, растворенный титан гидролизует на месте с образованием титаномаггемита, как это показано на примере почв гавайских островов (Matsusaka et al., 1965). О слабой миграции титана в бокситах свидетельствуют ничтожные содержания его (0,002-0,05%) в метакolloидных прожилковых выделениях гетита, гиббсита и каолинита.

Таким образом, весь комплекс наблюдений свидетельствует о механическом привносе титана в бокситы. Существует ли какая-нибудь дифференциация содержаний титана в зависимости от расстояния до источника сноса? В результате сравнения вычисленных средних содержаний TiO_2 в бокситовых породах каждой скажины выявилась тенденция к уменьшению количества титана по мере удаления от источника сноса. Например, по линии, идущей параллельно течению руч. Ибджибдек (т.е. от траппов к р. Пуня), в бокситовых породах карстовых депрессий существует такая смена средних содержаний TiO_2 (в %): 6,34 - 5,76 - 4,24 - 3,35 - 3,15 - 3,3 - 3,8 - 3,79. Этот ряд показывает, что содержание титана убывает от ближнего к траппам края карстовой депрессии к центру и затем несколько повышается к другому краю, но далеко не достигает первоначальной величины. Вдоль всего ближнего края депрессии бокситовые породы содержат повышенные количества двуокси титана (в %): 5 - 4,27 - 6,34 - 5,97 - 5,21 - 5,97 - 4,78. Все эти значения больше среднего содержания TiO_2 по месторождению (3,5%).

Распределение титана в карстовой депрессии по линии, перпендикулярной к источнику сноса и перпендикулярной к долине руч. Ибджибдек, также отличается некоторыми закономерностями (в %): 3,57 - 3,32 - 3,81 - 3,38 - 3,14 - 3,56 - 4,36 4,14 - 4,96 - 5,13 - 4,79. В этом ряду содержание титана увеличивается по направлению от долины ручья вверх по водоразделу к борту карстовой депрессии. Этот вывод был проверен: во всех скважинах вблизи руч. Ибджибдек содержание титана, как правило, ниже, чем в депрессиях на водоразделе.

В дальнем конце выклинивания залежи количество двуокиси титана понижается до 3%, но отмечаются сравнительно повышенные концентрации (до 4,5%) вблизи выступов известняков и бортов карстовых депрессий.

На месторождении Пуня распределение средних содержаний TiO_2 по линии от долеритов к дальнему концу выклинивания рудных залежей таково (в %): 4,28 - 3,94 - 3,62 или 6,6 - 4,5 - 3,32 - нет бокситов - 4,9 - 4,1 - нет бокситов - известняк (шурфы). Во втором ряду наблюдается понижение содержаний TiO_2 к дальнему концу выклинивания первой линзы, затем - перерыв, во второй линзе - та же закономерность, но содержание TiO_2 в начале второй линзы выше, чем в конце первой линзы. Эта особенность вполне объяснима, если рассматривать процесс переноса и отложения бокситового материала, в частности: грубозернистых титановых минералов, как делювиально-пролювиальный. Грубозернистый титаномagnetит при таком процессе концентрируется вблизи источника сноса и за всякого рода препятствиями на пути движения масс делювия.

Очень сложна картина распределения средних содержаний TiO_2 в бокситовых породах котловинного месторождения. По геологическим и геоморфологическим данным, бокситоносная толща здесь залегает на коре выветривания материнских пород и является труднорасчленимым элювиально-делювиально-пролювиальным образованием. Содержания титана в бокситовых породах колеблются в больших пределах: от 1 до 27,7% TiO_2 , что зависит от пестроты состава материнских пород. Значительным колебаниям подвержены и средние содержания двуокиси титана.

Анализ приведенных цифр показывает, что содержание TiO_2 тесно связано со структурой бокситов. Так, наибольшее содержание титана приурочено к существенно обломочным бокситам. В общем, содержание TiO_2 понижается у подножия склона, на котором залегают бокситы, и повышается у выступов остаточных продуктов выветривания, расположенных на этом склоне.

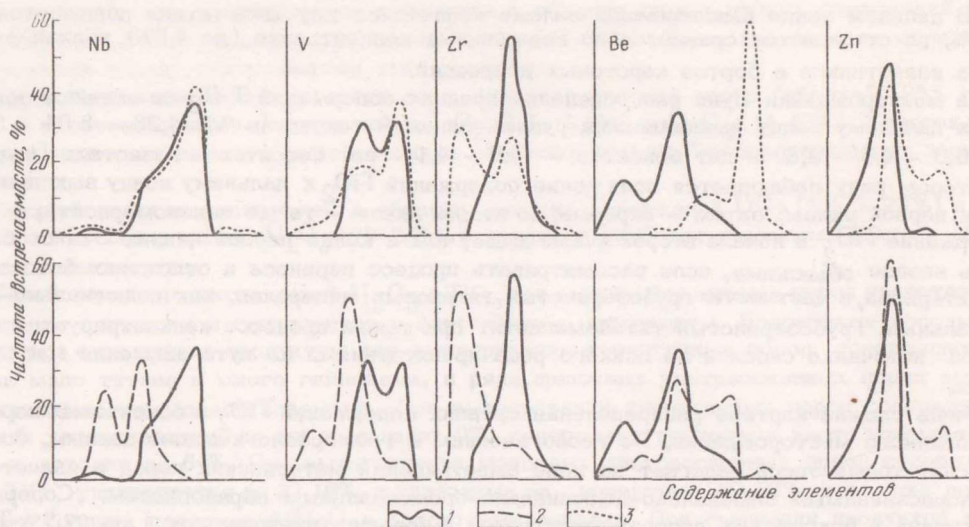
Титан, как и железо, накапливается в бокситах в больших количествах, чем можно было бы ожидать. Геохимические диаграммы (см. фиг.38,39) для профиля выветривания долеритов и бокситов показывают увеличение количества титана и уменьшение количества глинозема в последних. Латериты по долеритам Чадобецкого поднятия и Гвинеи содержат столько же титана (в г/см³), сколько и материнские породы. Наличие в бокситах редких слоев, обогащенных титаномagnetитом, также указывает на абсолютное обогащение бокситов титаном.

Однако детали процесса обогащения осадочных бокситов Чадобецкого поднятия титаном и железом несколько различны. Увеличение железа сначала имело химический, инфильтрационный характер, а уже затем осадок преимущественно обогащался тяжелыми конкреционными и псевдоморфными железистыми образованиями. Титан же сразу гидролизировался на месте и почти не мигрировал. При размыве латеритов в результате слабых, но все же действенных процессов гравитационной дифференциации титановые и железисто-титановые минералы накапливались в местах ближнего конца выклинивания бокситовых залежей.

Ниобий в минералах имеет валентность, равную пяти (Еськова, 1964; Горошенко, 1965). Радиус пятивалентного иона - 0,69 Å (Rankama, Sahama, 1950; Ферсман, 1959) или 0,66 Å (Григорьев, 1966), по величине ионного потенциала - 7,25 - он попадает в группу элементов-гидролизатов. Величина pH гидролиза ниобия меньше 1 (Ронов, Мигдисов, 1965). Предполагается, что в ходе выветривания ниобий может переходить в раствор в виде щелочного ниобата и мигрировать. Однако из-за легкой гидролизуемости он быстро выпадает в осадок. Наибольшее количество ниобия среди гидролизатных осадков содержится в бокситах, латеритах и каолинах (Rankama, Sahama, 1950; Gordon et al., 1958; Rowe, 1958; Пачаджанов, 1962, 1964а; Потемкин, Сплицын, 1965). Геохимически ниобий тесно связан с титаном.

В материнских породах Чадобецкого поднятия содержания ниобия, как и титана, сильно колеблются. По данным полукваликативного спектрального анализа содержание ниобия в долеритах составляет 0,002%. Химическим анализом установлено 0,008% Nb_2O_5 в каолинизированном долерите, 0,003% - в латерите и боксите. Средние содержания ниобия в бокситах Пуни и Ибджибдека - 0,0046%, Полпода и Горелого - 0,003%.

Содержание ниобия в материнских породах и бокситах котловинного месторождения показано в таблицах 3,6. В ходе выветривания сланцев, кимберлитов и щелочных ультраосновных пород содержание ниобия увеличивается. Наименьшие концентрации ниобия свойственны сланцам и продуктам их выветривания, наибольшие - выветрелым



Фиг. 40. Кривые распределения ниобия, ванадия, циркония, бериллия и цинка

1 - в бокситах (по 72 спектральным анализам); 2 - в каолинизированных ультраосновных породах (по 107 спектральным анализам); 3 - в каолинизированных сланцах (по 58 спектральным анализам)

щелочным ультраосновным породам (до 0,8% Nb). В щелочных ультрабазитах основная масса ниобия входит в состав перовскита, при выветривании он вместе с титаном входит в псевдоморфный анатаз. Распределение ниобия в минералах и фракциях пород коры выветривания показано в таблицах 17, 18. Обращает на себя внимание высокое содержание ниобия (0,04%) в псевдоморфозах гётита по пириту в каолинизированных сланцах и в метаколлоидном землистом псиломелане (0,2%). Последний факт свидетельствует о миграции ниобия в растворах, откуда он сорбировался (или соосаждался?) псиломеланом.

Распределение ниобия в каолинизированных сланцах и щелочных ультраосновных породах и бокситах показано на фиг. 40.

Кривые распределения ниобия для бокситов и каолинизированных ультраосновных пород почти полностью совпадают, но в бокситах отсутствуют максимальные концентрации, свойственные ультраосновным породам. Каолинизированные сланцы содержат ниобия намного меньше. Эти графики показывают, таким образом, что основным источником ниобия были продукты выветривания щелочных ультраосновных пород.

Среднее содержание ниобия в бокситах котловинного месторождения, по данным спектральных анализов, составляет 0,086%, максимальное - 0,12%. Содержание пятиоксида ниобия, определенное хроматографическим путем, достигает в бокситах 0,26%.

Повышенными содержаниями ниобия характеризуются сходные коры выветривания и бокситы участка Чуктукон. Так, по данным 15 анализов, содержание ниобия колеблется от 0,07 до 0,8%.

Таким образом, бокситы месторождений котловинного и Чуктукон обладают самыми высокими из известных концентрациями ниобия. Гвинейские бокситы и латериты по сланцам, кимберлитам, долеритам и нефелиновым сиенитам по данным 35 анализов, сделанных Р.В.Кортман, содержат ниобия максимум 0,07% (эти цифры точно увязываются с данными химических анализов). По литературным данным (Gordon et al., 1958; Бенеславский, 1963; Потемкин, Спицын, 1965) ближе всего к чадобецким бокситам подходят бокситы Арканзаса. Больше 0,1% ниобия обнаружено в бокситах Китая (Пачаджанов, 1962).

Тантал, обладающий одинаковым ионным радиусом, зарядом и величиной pH гидролиза, является постоянным спутником ниобия. Имеются только 23 анализа пятиоксида тантала (данные Красноярского геологического управления). Содержание Ta_2O_5 колеблется от 0,0008 до 0,0023% при содержании пятиоксида ниобия 0,038-0,290%. Отноше-

ние второго к первому колеблется от 35 до 278. Среднее содержание Та в бокситах равно примерно 0,00045%, максимальное - 0,00278; среднее отношение содержания ниобия к содержанию тантала равно 6,2 (Пацаджанов, 1964а). Таким образом, бокситы месторождения северного выступа обладают повышенными концентрациями тантала.

Марганец в материнских породах Чадобецкого поднятия содержится в виде примесей в магнетите, титаномагнетите, оливине и меньше в других минералах, там, где Mn^{2+} замещает Fe^{2+} . Эта черта магматической геохимии марганца хорошо известна (Rankama, Sahama, 1950; Ферсман, 1959; Wolfenden, 1965). В гипергенном цикле миграции характерны легкие переходы и миграция ионов Mn, но наибольшее значение здесь принадлежит Mn^{4+} . MnO_2 или его гидроокись вследствие своей исключительно малой растворимости оказывается фактически самым устойчивым соединением в поверхностных зонах земной коры (Ферсман, 1959). Ион Mn^{4+} имеет радиус, равный 0,52 Å (Григорьев, 1966), и по значению ионного потенциала попадает в группу элементов-гидролизаторов.

Очевидно, эти свойства обусловили миграцию марганца в профиле выветривания. В низах зоны дезинтеграции марганец входит в состав гипергенного почковидного сидерита, а при окислении его образует смешанные железомарганцевые охры. В зоне гидролиза марганец образует почковидные и землистые выделения псиломелана. Основным источником марганца являются щелочные ультрабазиты, но псиломелан локализуется и в чистых каолиновых породах по сланцам, куда он попадает в процессе миграции из выветренных ультрабазитов. Псиломелан, особенно землистый, содержит высокие концентрации бериллия, скандия, ниобия, ванадия, титана, циркония, железа, лантана и иттрия, не говоря уже о кобальте, никеле, стронции и барии (см. табл. 17). Известно, что псиломелан представляет собой перекристаллизованные гели (Рамдор, 1962). Таким образом, богатый спектр элементов-гидролизаторов метаколлоидного псиломелана может свидетельствовать о миграции их в растворах.

В карстовых месторождениях бокситов характерны скопления псиломелана на поверхности известняков, где он образуется из марганца выветривающихся карбонатов.

На месторождениях обоих выступов поднятия марганец местами является одним из породообразующих элементов. В продуктах выветривания карбонатитов он формирует голландит и псиломелан. Очевидно, вблизи тел карбонатитов обогащены марганцем и бокситы. В корах выветривания содержание марганца достигает 20% и, вероятно, больше, а в бокситах оно в пределах 10%, изредка более.

Ванадий образует четыре окисла, в которых он имеет валентности 2, 3, 4 и 5 и характеризуется высокой подвижностью, связанной с его способностью быстро окисляться и восстанавливаться. Наиболее устойчив в гипергенных условиях V^{5+} . В магматических породах ванадий входит в состав титаномагнетитов и пироксенов. В латеритах ванадий накапливается вместе с железом и алюминием. В водах мигрирует в небольших количествах, но при образовании комплексных соединений ванадий способен перемещаться в значительных количествах и накапливаться в органических остатках (Rankama, 1950; Шербина, 1956, 1965; Sugawara et al., 1956; Ферсман, 1959; Рамдор, 1962; Бенеславский, 1963; Манская, Дроздова, 1964; Данчев и Шиловский, 1965; Теняков, 1965).

Распределение ванадия в горных породах Чадобецкого поднятия примерно повторяет распределение титана и ниобия. Ванадий концентрируется в титаномагнетитах из долеритов (до 0,6%) и щелочных ультраосновных пород (до 0,15%), а также в перовските (0,2%), псевдоморфозах гётита по оливину (0,04-0,2%) и пириту, в анатазе. Присутствие ванадия в инфильтрационном псиломелане свидетельствует о миграции ванадия в растворах. Содержание ванадия в красных и черных (болотных) бокситах примерно одинаково, так как минералы-концентраторы ванадия в черных бокситах остаются без изменения. Болотная глина содержит 0,1% V, древесные лигнитизированные сучки в ней - 0,05%.

Средние содержания ванадия в бокситах Пуни и Ибджибдека составляют 0,069 (максимумом 0,1%), а в бокситах Полпода и Горелого его максимальные содержания достигают 0,06%. В бокситах котловинного месторождения максимальное содержание ванадия - 0,2%, среднее - 0,076%. Как видно по кривым распределения ванадия для каолинизированных материнских пород и бокситов, содержание ванадия несколько меньше, чем в щелочных ультрабазитах (максимальное - 0,5%, среднее 0,101% V), и больше, чем в сланцах (среднее - 0,02%), как показано на фиг. 40.

В коре выветривания на участке Чуктукон содержание V - 0,2%, в боксите - 0,1%; оно нигде не опускается ниже 0,04%.

Таким образом, все бокситы концентрируют ванадий, но в бокситах на выступах поднятия его содержание понижается вследствие смешения продуктов выветривания пород. Тем не менее эти бокситы относятся к числу высокованадиевых: среднее содержание ванадия в бокситах не превышает 0,1% (Бенеславский, 1963).

Цирконий в геохимии дает четырехвалентный катион Zr^{4+} . Ионный радиус Zr^{4+} определяется размером 0,82 Å (Григорьев, 1966), 0,83 Å (Ферсан, 1959) или 0,87 Å (Дегенхардт, 1959), ионный потенциал при радиусе 0,82; равен 4,88; pH гидролиза около 2 (Ронов, Мигдисов, 1965). При выветривании цирконий сохраняется главным образом в цирконе, при седиментогенезе обогащает песчаники и дает богатые россыпи. Обычно циркон принято считать стабильным при выветривании минералом, а обнаруживаемые в глинистых минералах высокие концентрации циркония связывают с разрушением других минералов, в которых этот элемент входит в виде изоморфной примеси. В действительности при латеритном выветривании циркон и другие циркониевые минералы частично растворяются, и появляются вторичные, гипергенные, минералы циркония (Чухров, 1955; Дегенхардт, 1959; Тихоненков, Тихоненкова, 1964; Каганович, Потемкин, 1965). Цирконий накапливается в латеритах, бокситах и в зоне углей.

Среди карстовых бокситов Чадобецкого поднятия более обогащены цирконием породы Поллода и Горелого (среднее содержание около 0,06%), а бокситы Ибджибека и Пуни почти вдвое беднее их. Такие же соотношения существуют и среди материнских пород этих бокситов. В долеритах основная масса циркония входит в состав титаномагнетита и в меньшем количестве – в плагиоклазы и пироксены, а затем в монтмориллониты. В ходе выветривания долеритов цирконий сохраняется. В терригенных породах эвенкийской свиты содержится циркон.

В материнских породах бокситов котловинного месторождения основная масса циркония сосредоточена в минералах-концентраторах – цирконе и баделейте (щелочные ультрабазиты и кимберлиты), в цирконе (терригенные породы), в минералах-носителях – перовските и продуктах его замещения (до 0,6% Zr), в гранатах. В аксессуарном пирохлоре из карбонатитов содержание ZrO_2 составляет 2,1% (Багдасаров, Фролов, 1968). Двухсантиметровые обломки циркона из кимберлитовой трубки "Большая" содержат более 1% гафния (других определений этого спутника циркония нет). В ходе выветривания содержание циркония достигает 1% (среднее 0,07) в каолинизированных щелочных ультраосновных породах; 0,1% – в кимберлитах и до 0,06% – в сланцах и алевролитах. Бокситы (см. фиг. 40) содержат циркония в среднем (0,11%) больше, чем любые продукты выветривания, хотя и не достигают максимальных содержания.

Коры выветривания и бокситы Чуктукона содержат обычно сотые доли процента циркония.

Концентрация циркония в землистом псиломелане (0,06%), в болотных отложениях (0,15%) и в лигнитизированной древесине (0,01%) свидетельствует о миграции этого элемента в водных растворах.

Среднее содержание циркония в бокситах равно 0,2–0,3% (Бенеславский, 1963). Таким образом, бокситы котловинного месторождения являются довольно высокоциркониевыми породами как и бокситы Арканзаса (Gordon, Murata, 1952; Gordon et al., 1958). Больше количество циркония содержат продукты выветривания нефелиновых сиенитов (до 0,5%) и гранитов Гвинеи (0,8%), но в гвинейских латеритах по гранитам содержание циркония составляет 0,03%.

Бериллий относится к числу элементов-гидролизатов (радиус Be^{2+} равен 0,34) и по значению ионного потенциала 5,88 близок к алюминию 5,26 (Rankama, Sahama, 1950; Данчев, Лапинская, 1968), что предполагает близкие пути миграции этих элементов в гипергенных условиях. А.Е.Ферман (1959) отводил большую роль высокой поляризационной способности бериллия в процессе сорбции его глинами, а А.А.Беус (1960, 1964) указывал на устойчивость собственных минералов этого элемента и на возможность его миграции в обломочной форме. Предполагалось, что бокситы должны обогащаться бериллием параллельно с алюминием, но затем было показано (Gordon et al., 1958, Беус, 1960, 1964; Лавренчук, Михайлова, 1964), что накопление Be отстает от алюминия или вообще уменьшается. Миграция Be обнаружена в зоне окисления (Гинзбург, Шацкая, 1964).

В материнских породах котловинного месторождения Be концентрируется в титаномагнетите, перовските, в псевдоморфозах гетита по оливину и в псевдоморфозах гидрослюда и каолинита по флогопиту (см. табл. 17, 18). Повышенное содержание Be в

метаколлоидном инфильтрационном крадаллите свидетельствует о миграции элемента. Ве накапливается в каолинизированных породах, но в бокситах содержание его резко уменьшается не только по сравнению с щелочными ультрабазитами, но и с более бедными Ве выветрелыми терригенными породами протерозоя. Этот факт констатируется как в распределении Ве в бокситах, так и на кривых распределения этого элемента (см. фиг. 40). Бериллий выносятся из бокситов примерно так же, как цинк. Некоторое сходство в поведении Ве и Zn объясняется близостью их отдельных свойств; оба элемента находятся во второй группе таблицы Менделеева, их двухвалентные ионы очень близки по размерам (0,34 и 0,38 Å соответственно), оба элемента способны гидролизаться. По Е. Матиевичу (Matijevic, 1965), гидролиз бериллия включает образование большого числа полиядерных соединений с общей формулой: $Be_n(OH)_n^{n+}$. Число n до сих пор точно неизвестно. Большинство исследователей предполагает, что соединения ионов бериллия димерны, меньшинство - тетрамерны. Работы шведских исследователей показали, что они тримерны: $Be_3(OH)_3^{3+}$. Экспериментальными исследованиями зависимости критической коагуляционной концентрации от pH и растворимости соединений Ве установлено, что ди- и тримерные гидролизаты обладают наибольшей растворимостью в пределах значений pH от 5 до 6. Если эти выводы перенести на природный процесс, то станет понятной потеря бериллия при переходе от остаточной коры выветривания к осадочным бокситам (сказалось обилие дождевых вод с такой же концентрацией водородных ионов при промывании материала во время транспортировки).

Потеря бериллия бокситами подтверждается и на примере гвинейских месторождений. Так, выветрелые кимберлиты содержат Ве до 0,002%, латеритный боксит - 0,0005%, свежие филлиты - 0,0002-0,0003%, выветрелые филлиты - 0,002%, бокситы - 0,00015-0,0002%. Наиболее показательны в этом отношении выветрелые корки нефелиновых сиенитов и бокситов на них. В трех штуфах нефелиновых сиенитов прослеживаются следующие концентрации Ве: 1) свежий - $5 \cdot 10^{-4}\%$, выветрелый - $1 \cdot 10^{-4}\%$; 2) свежий - $8 \cdot 10^{-4}\%$, выветрелый - $2 \cdot 10^{-4}\%$; 3) свежий - $5 \cdot 10^{-4}\%$, выветрелый - меньше $1 \cdot 10^{-4}\%$. Во всех бокситах и латеритах содержание бериллия находится либо за пределами чувствительности метода анализа, либо достигает $1-2 \cdot 10^{-4}\%$.

Галлий накапливается в чадобецких бокситах, где его содержание везде примерно одинаково и равно 0,0017-0,0020%.

Спектральным анализом обнаружена поразительная бедность химического состава гиббсита даже галлием - спутником алюминия в гипергенных процессах (Ферман, 1959; Burton, et al., 1959; Борисенко, Сауков, 1960; Лавренчук, Теняков, 1963а; Вершковская, 1964; Chowdhury et al., 1965; Теняков, 1968). В то же время галлий сохраняется в метаколлоидных псевдоморфозах, заместивших минералы титана и железа (титаномагнетит и перовскит). Эти псевдоморфозы являются механической примесью в бокситах и наследуют галлий от материнских пород, что подтверждает установленное геохимическое родство галлия также с железом и титаном (Борисенко, Сауков, 1960; Лавренчук, Теняков, 1963б; Лавренчук, 1964, 1966; Лисицына, Глаголева, 1966).

Редкоземельные элементы в повышенном содержании свойственны только продуктам выветривания чадобецкого комплекса щелочных ультраосновных пород, особенно карбонатам. В спектре редких земель преобладают элементы лантановой и цериевой групп. Редкие земли концентрируются здесь в монаците, апатите, ильмените, перовските и при выветривании остаются в псевдоморфозах по этим минералам. Иная форма нахождения редких земель отмечается в коре выветривания карбонатитов: на южном выступе Чадобецкого поднятия они концентрируются в предполагаемых пирохлоре и паризите, а на северном выступе TR входят в состав гипогенного барита и образующегося из него гипергенного монацита. Для выветрелых карбонатитов обоих выступов характерно обратное соотношение содержаний редких земель и титана. Это дает повод для предположения о наличии на обоих выступах гипергенной монацитовой минерализации или возможного нахождения минералов свободных окислов и гидроокислов редких земель.

Эти соотношения Ti и TR наследуются от свежих пород и не зависят от гипергенной геохимии этих элементов. В бокситах эти элементы содержатся вместе. Совместное нахождение редкоземельных элементов и элементов-гидролизатов в бокситах объясняется их химическими свойствами. Как уже было показано, элементы-гидролизаты (ниобий, титан и др.) образуют малорастворимые осадки и поэтому слабо мигрируют в растворах. Редкие земли по радиусам ионов и по ионным потенциалам занимают

промежуточное положение между элементами-гидролизатами и щелочными землями. Радиусы редких земель изменяются от $1,22 \text{ \AA}$ у La^{3+} до $0,99 \text{ \AA}$ у Lu^{3+} (Семенов, 1964, Семенов, Холодов, 1966) или от 1,04 до 0,80 (Григорьев, 1966); pH начало их гидролиза лежит в пределах 7,8–6,3; при изменении pH редкие земли могут дифференцироваться и либо осаждаться либо переходить в раствор (Carron et al., 1958; Frondel, 1958; Frondel, Marvin, 1959; Семенов, Холодов, 1966; Ронов и др., 1967, 1968). Эти же авторы указывают, что бокситы и бокситоносные глины в большинстве случаев почти не накапливают редкие земли. Среднее содержание суммы редких земель в бокситах редко превышает 0,01% (Терентьева, 1959). Немногим больше содержится редких земель в арканзасских бокситах (Gordon et al., 1958). В некоторых бокситах котловинного месторождения и бокситопоявления Чуктукон содержание суммы редких земель превышает все известные концентрации для этого типа пород.

Интересно отметить, что в углистых болотных глинах и в остатках лигнитизированной древесины (котловинное месторождение) содержание лантана достигает соответственно 0,1 и 0,01%, иттрия – 0,2 и 0,05%, несмотря на то, что такая среда считается благоприятной для избирательного выноса редких земель (Балашов и др., 1964). В обеленных бокситах, испытавших воздействие восстановительной болотной среды, редкие земли также сохраняются. Характерной особенностью для спектра редких земель является обогащение бокситов и бокситовых глин гадолинием, тербием, иттрием, диспрозием, которые в корах выветривания содержатся в меньших количествах.

Кроме элементов-гидролизатов, для котловинного месторождения представляет интерес геохимическая роль бария и фосфора. Эти элементы образуют спорадические концентрации, составляющие в корах выветривания: BaO – до 24%, P_2O_5 – до 13% и возможно больше (а внизу коры выветривания – до 34,8%); в глинах: 5BaO – до 3,4%, P_2O_5 – до 11% и возможно больше; в бокситах: BaO – до 2,4%, P_2O_5 – до 15,5% (при содержании Al_2O_3 – 40,18 и SiO_2 – 3,76%). Хотя были попытки связать присутствие бария с бариевыми плагиоклазами (Сердюченко, Чайка, 1967), действительным и основным источником его высоких концентраций является имеющийся во всех породах крупнокристаллический барит. Появление барита в сводовых частях обоих куполов обусловлено гипогенной минерализацией, сопровождающей долгоживущие тектонически напряженные участки земной коры (Алехин, 1969). В процессе выветривания барит растворялся, барий переходил в раствор и большей частью выносился за пределы зон выветривания, а частично фиксировался в псиломеланах и фосфатах. При размыве латеритной коры выветривания и формировании бокситоносной толщи барий попадал в осадочные глины и бокситы в виде реликтовых зерен барита и гипергенных псиломелана и фосфатов.

Фосфор в материнских породах входил в состав апатита. При выветривании апатит растворялся, полностью или частично терял кальций, а фосфор мигрировал в нижние горизонты коры выветривания и, соединяясь с алюминием, барием, стронцием, редкими землями, образовывал фосфаты. В профилях кор выветривания верхние зоны отчетливо обеднены фосфором, в то же время в них известны и его спорадические концентрации. При размыве кор выветривания и формировании осадочных бокситов фосфор попадал в глины и бокситы, а местами концентрировался также в виде гипергенных фосфатов: монацита, горсейксита, вудхаузеита. В целом, бокситы обеднены фосфором еще более, чем материнские породы и их верхние зоны выветривания.

Изложенный фактический материал указывает на тесную связь бокситообразования с формированием и разрушением коры выветривания.

Когда и как происходили эти процессы?

Геологическая обстановка Чадобецкого поднятия позволяет установить, что наиболее молодыми из выветрившихся горных пород являются кимберлитовые брекчии. Вместе с ними выветривались и более древние магматические и осадочные горные породы: трапшы, щелочные ультраосновные породы, кембрийские и синийские отложения.

Т.Н.Спизарский (1964) выделяет четыре этапа в развитии Сибирской платформы. Тунгусская синеклиза образовалась на третьем этапе в интервал времени с намюрского века нижнего карбона до верхнего триаса. Для этого этапа, особенно для конца пермского периода и начала триасового, характерно проявление трапшового магматизма, закончившегося внедрением щелочных ультраосновных интрузий и образованием многочисленных трубок по зонам разломов. Обращает на себя внимание кучное расположение трубок, вероятно, связанных на глубине с массивами щелочных ультраосновных пород. Особенно показателен в этом отношении район Чадобецкого поднятия, где на небольшой площади зафиксировано свыше 40 трубок. В посленижнеюрское время происходят общее поднятие и денудация.

С этой схемой в общем согласуются фактические данные и выводы, полученные М.Н.Благовещенской (1959), Н.Н.Дашкевичем и др. (1962), Л.А.Полуниной (1966), В.А.Наумовым и др. (1966), В.Г.Семеновым и Ю.М.Шульгиным (1966). Исходя из этой схемы и из того, что самыми молодыми из выветрившихся пород являются кимберлиты, можно принять, что выветривание, приведшее в итоге к образованию бокситов, могло начаться в посленижнеюрское время.

Бокситы, вернее углистые глины, входящие в состав бокситоносных отложений, по спорово-пыльцевым анализам относятся к сенон-олигоценному возрасту (Аухадеева, Каштанов, 1964; Забиров, 1966). По мнению Р.А. Савельева (Куземкина, Богатырев, 1965), образование бокситов шло в два цикла: в начале альбского века и в дат-эоценовый век и занимало, таким образом, несколько больший промежуток времени.

В этих пределах заключено возможное время формирования коры выветривания. Считается, что наиболее благоприятными эпохами развития мощных кор химического выветривания и бокситообразования на территории Сибирской платформы являются апт (?) - альб или сенман и палеоген (Боголепов, 1961; Боголепов, Пельтек, 1961) и, кроме того, нижний мезозой и верхний неоген (Цехомский, Карстенс, 1967). Поскольку прогрессивное развитие коры выветривания в условиях воздымающейся страны неминуемо сопровождается частичным размывом продуктов коры выветривания и образованием из них соответствующих отложений, время формирования зоны конечного гидролиза алюмосиликатных пород (латеритов) соответствует времени отложения бокситов. Синхронность процессов формирования кор выветривания и их размыва с образованием осадочных формаций подчеркивается и в ряде других работ (Казаринов, 1958; Сигов, 1960; Нестеренко, Цибульчик, 1965). Не располагая большим количеством данных о возрасте бокситоносной толщи, можно предполагать лишь относительную последовательность формирования каждой из слагающих ее пород.

Итак, примерная схема образования коры выветривания и бокситоносной толщи в пределах Чадобецкого поднятия и Причадобецкого прогиба вырисовывается в следующем виде.

В посленижнеюрское время в условиях умеренного климата протекали процессы начальных стадий выветривания. Дезинтегрированные и слабовыветрелые породы подвер-

гались денудации, и продукты их разрушения выносились за пределы Чадобецкого поднятия. К верхнемеловой эпохе рельеф несколько выровнялся, и в условиях наступающего потепления стали формироваться мощные коры выветривания. Этому способствовали пластовая и столбчатая отдельность долеритов, трещины по контактам долеритов с терригенными отложениями верхнего кембрия, разнородность пород последних и трещины, возникшие еще при становлении Чадобецкого поднятия.

Известняки нижнего кембрия, расположенные ниже траптовых гряд, принимали весь водосток и карстовались. Особенно глубокий карст закладывался в местах тектонических нарушений, расположенных на Чадобецком поднятии по радиальным направлениям. Дно карстовых депрессий покрывалось мелко- и грубозернистыми и крупнообломочными продуктами размыва известняков, долеритов и терригенных пород эвенкийской свиты (базальный горизонт бокситоносной толщи). Остроугольная форма многих обломков свидетельствует о близости источника сноса материала. Выветренность некоторых таких обломков можно объяснить различно: либо они попали в депрессии непосредственно из прибортовых частей, либо обломки выветривались в депрессиях. Не исключено, что могло происходить и то и другое. Обилие обломков свежих и маршалитизированных известняков свидетельствует больше в пользу первого предположения. Наличие остроугольных выветрелых обломков долеритов говорит о выветривании их в депрессиях.

Наиболее благоприятная для выветривания обстановка существовала на выступах-ядрах Чадобецкого поднятия, особенно в их сводовых частях. Разнообразный петрографический состав магматических и осадочных пород, переслаивание их между собой, наличие многочисленных жил, даек, штоков, кимберлитовых трубок и наличие широкой системы трещин, возникших в тектонически самых напряженных участках поднятия, обусловили глубокое проникновение дождевых и грунтовых вод в глубь пород, а также их дезинтеграцию и выветривание. Частичный поверхностный смыв продуктов выветривания приводил к накоплению делювия в эрозийных депрессиях на склонах положительных форм рельефа и образованию труднорасчленяемого элювиально-делювиального покрова.

В условиях потепления климата на алюмосиликатных породах интенсивно протекали процессы выщелачивания, гидратации и гидролиза. Щелочи, в первую очередь натрий, уносились за пределы выветривающейся толщи горных пород. Щелочные земли, особенно кальций, спускаясь с грунтовыми водами, по мере нейтрализации и повышения щелочности растворов выпадали в зоне дезинтеграции в виде карбонатов.

Вблизи поверхности терригенные алюмосиликатные породы последовательно замещались гидрослюдяными и каолиновыми продуктами выветривания, а магматические породы — гидрохлорит-гидрослюдяными, нонтронит-монтмориллонитовыми и гётит-каолиновыми. Все эти породы обладают способностью сорбировать воду и становиться пластичными. Поэтому во время дождей они легко смывались со склонов, диспергировались и в виде суспензий, мелких обломков и галек сносились в депрессиях.

Поверхностный смыв обеспечивал накопление довольно однородного по степени выветренности материала. Так, широкое развитие на поверхности материнских пород каолинового горизонта выветривания привело к накоплению каолиновых глин, которые только в нижней части содержат заметную примесь продуктов разрушения гидрослюдяных, нонтронит-монтмориллонитовых и других пород, т.е. продуктов, ранее существовавших на поверхности зон выветривания.

При формировании каолиновых горизонтов коры выветривания интенсивно продолжалось начавшееся ранее окисление железосодержащих минералов с образованием гидроокислов железа. Оливин, пироксен и пирит замещались довольно прочными псевдоморфозами гётита. Из слюд, хлоритов и основной массы железо выделялось в виде тонкорассеянной вкрапленности. При размыве каолинизированных пород в первую очередь легко выносились тонкодисперсные каолиновые и гётитовые частички. Крупные, достаточно прочные псевдоморфозы гётита по оливину, пироксену, пириту, окисленные магнетит и титаномagnetит задерживались на склонах дольше и обогащали делювий. Часть железа переходила в раствор и могла мигрировать в верхней части коры выветривания и в делювии. В засушливое время эти растворы становились более концентрированными, и железо выделилось из них в виде натечных корок, пизолитов и бобовин. Растворялась и мигрировала также часть глинозема и кремнезема, о чем свидетельствуют прожилки каолинита.

При интенсивном выветривании в олигоцене (?) образующиеся каолинит-гиббситовые латериты также легко размывались и принимали участие в образовании каолинит-гиббситовых (бокситовых) глин. Очевидно, легкая размываемость этих пород связана со способностью глинистых минералов сорбировать воду и становиться пластичными.

При дальнейшем замещении гидросиликатов алюминия гиббситом формирующийся латерит в значительной степени теряет сорбционную способность и при высыхании на поверхности превращается в камень. Вероятно, при обнажении во время ливневых дождей латериты способны размываться и переотлагаться в виде рыхлых, а при увеличении содержания каолинита — в виде глинистых бокситов. Конечно, при образовании этих бокситов в них попадает часть "постороннего" материала: бобовины, пизолиты, обломки затвердевших пизолитовых бокситов (кирасы).

Особого внимания заслуживают процессы, происходившие на границе обнажившихся латеритов и атмосферы. Даже затвердевший латерит является довольно хрупкой порцией для ливневых дождей и масс делювия, непрерывно двигающихся по любому склону. На этой границе действуют самая высокая температура, самые чистые и реакционноспособные дождевые воды и различные органические вещества. Сочетание всех этих факторов приводит к интенсивной физической дезинтеграции пород, наиболее глубокому химическому разложению с выносом кремния и частичному образованию физическим и химическим путем коллоидных и истинных растворов элементов-гидролизатов. Последние способны мигрировать на незначительные расстояния в верхних горизонтах выветривания и выделяться в виде смешанных метаколлоидных и мономинеральных кристаллических фаз (например, гётита, гиббсита), хорошо очищающихся от других элементов-гидролизатов (галлия, ниобия, ванадия, циркония и др.). На поверхности обилие дисперсного гиббсита, гётита, анатаза и других минералов и коллоидов приводит к коагуляции всей массы с захватом крупных частиц (зерен кварца, псевдоморфоз по титаномагнетиту, ильмениту, магнетиту, перовскиту и т.д.) и образованию пизолитов. Сферические образования могут возникать и механически: путем "свертывания" тонкодисперсного материала при легком смачивании. Этот процесс легко доступен для наблюдения при начале дождя. При падении капли дождя на пыльную почву образуются сферолиты величиной до 1-1,5 см, которые тут же скатываются в ближайшие понижения. Такой процесс естествен и для образования части бокситовых бобовин и пизолитов. Довольно высокая температура в сухое время приводит к дегидратации пизолитов и образованию маловодных гидратов и даже безводных окислов. При этом фаза гидроокислов железа почти полностью переходит в маггемит, гематит, а фаза гидроокислов алюминия частично переходит в бёмит и корунд.

Механическое перемещение материала на склонах в сочетании с инфильтрацией сверху и сбоку растворов железа и алюминия приводит к формированию толщи обломочно-пизолитовых латеритов. Постоянный частичный размыв элювиально-делювиальных бокситов (кирасы) и латеритов, снос продуктов размыва к подножию холмов приводят к отложению пролювиальных бокситов, которые не будучи осадками постоянных водоемов, продолжали латеритизироваться. В них происходили интенсивные химические процессы, связанные с потерей некоторой части катионов и сорбционных анионов.

Особенно существенным был процесс дезинтеграции, растворения и выноса кварца и образования гиббситовых псевдоморфоз выполнения.

Существуют убедительные факты широкого развития химических, в том числе коллоидных, процессов в коре выветривания, латеритах, бокситах. Но не найдено веских доказательств широкого участия химических процессов в транспортировке бокситообразующих элементов из коры выветривания и латеритов в бокситы (имеется в виду перенос элементов-гидролизатов в истинных или коллоидных растворах). Более того, возможный перенос в растворах соединений бериллия привел к существенной потере бокситами этого элемента.

Минеральный и химический состав пород коры выветривания и бокситов, их палеогеографическая обстановка показывают, что в образовании осадочных бокситов принимали участие все без исключения породы, расположенные вблизи месторождений. Особенно разнообразный комплекс горных пород поставлял материал в бокситы месторождений северного выступа и бокситопроявления Чукуков. Здесь материнскими породами являются различные сланцы, алевролиты, песчаники (в том числе чисто кварцевые), комплекс щелочных ультраосновных пород от пикритовых порфиритов до карбонатитов и кимберлитов включительно, кимберлиты трубок взрыва.

Комплекс щелочных ультраосновных пород обеспечил осадочные бокситы в значительных концентрациях титаном, ниобием, цирконием, ванадием, местами марганцем, фосфором, барием и редкими землями. Так формировались бокситовые залежи на Чадобецком поднятии независимо от характера области накопления (карстовые или эрозионные депрессии). Отсутствие или слабая гравитационная дифференциация материала в бокситах, разобшенность обломков, бобовин, пизолитов, зерен рудных минералов тонкодисперсным цементом, более высокая степень дегидратации бокситов по сравнению с латеритами являются доказательствами того, что материал бокситов сносился временными водно-грязевыми потоками и отлагался в кратковременных водно-грязевых бассейнах. По мере высыхания бокситы подвергались выветриванию и дегидратации.

Таким образом, почти все коренные чадобецкие латериты были размыты и образовали осадочные бокситы, которые по существу также являются латеритными, и не только потому, что происходят из первичных элювиальных и вторичных обломочно-пизолитовых латеритов, но и потому, что они латеритизовались в бассейне своего окончательного накопления. Предположения о таком генезисе чадобецких бокситов наиболее близко сходятся с латеритно-осадочной гипотезой (Бушинский, 1966).

Наличие обломков латеритов по долеритам, сланцам и другим породам в современных делювиальных глинах вместе с обломками маловыветрелых и свежих пород свидетельствует о недавнем размыве латеритов, что подтверждается сохранностью их в коренном залегании.

Когда скоро представляется возможным продолжение латеритизации бокситового осадка, возникает вопрос, не являются ли обломки латеритов в бокситах новообразованиями в осадке? Не латеритизировались ли эти обломки свежих или слабыветрелых пород в бокситах? В принципе этого отрицать нельзя. В боксит мог попасть любой материал, и отсутствие слабыветрелого материала в чадобецких бокситах — еще одно доказательство продолжающихся процессов латеритизации в области бокситонакопления. Делювиальные процессы поставляли в бокситы преимущественно продукты разрушения пород верхних зон выветривания: каолиновых и гиббситовых. Остроугольная форма обломков латеритов свидетельствует о твердости первичного материала, а твердыми могли быть только дезинтегрированные породы и латериты (за исключением окремненных пород). Все промежуточные продукты выветривания производили при размыве тонкодиспергированный материал. И, наконец, веским доказательством переноса именно латеритов является обнаружение их обломков (остроугольных) вместе со свежими минералами в современных делювиальных глинах, где они никак не могли латеритизироваться.

Представляется, что в этом изложении показана огромная роль обломочного материала и химических процессов в бокситообразовании. Можно ли рассмотреть формирование бокситов с других позиций? В частности, не являются ли карстовые бокситы Чадобецкого поднятия образованиями типа терра-росса? Как отмечает Г.И.Бушинский (1966, стр. 15): "бокситы, известные в складчатых или геосинклинальных областях и залегающие на известняках или доломитах, почти нигде не имеют четкой связи с латеритами. Наименее ясным у таких бокситов является источник глинозема". Карбонатные породы нижнего кембрия Чадобецкого поднятия, служащие ложем для карстовых бокситоносных отложений, содержат не более 1% глинозема. Это гораздо больше, чем в известняках Уайт на о. Ямайке — $0,036 \pm 0,018\%$ (Келли, 1964), являющихся, как полагают некоторые авторы (Hartman, 1955; Hill, 1955; Clarke, 1966), основными материнскими породами для бокситов. Тем не менее карбонатные породы Чадобецкого поднятия не поставляли глинозем в бокситы или поставляли его в неуловимых количествах. Бокситоносные отложения в нижней своей части содержат многочисленные обломки свежих и маршалитизированных известняков. Кверху их количество быстро убывает, и в бокситовых породах не обнаруживается никаких следов карбонатных пород или их реликтов (исключение составляет прибортовая часть одной бокситовой залежи на месторождении Ибджибдек, где выступы свежих известняков внедряются сбоку в пласт бокситов). Все карстовые месторождения Чадобецкого поднятия сохраняют отчетливую связь с корой выветривания близлежащих алюмосиликатных пород — долеритов, терригенных отложений верхнего кембрия. Эта связь подтверждается не только присутствием обломков латеритов, псевдоморфоз гиббсита и каолинита по алюмосиликатам материнских пород, но и комплексом других, безглиноземных минералов и соответственно химических компонентов. Именно эти факты застав-

ляют наиболее пристально рассмотреть возможности образования чадобецких бокситов осадочным путем.

Бокситы Чадобецкого поднятия в изобилии содержат обломочный материал, и это обстоятельство не позволяет рассматривать их как химические осадки. Однако сторонники химического отложения бокситов приводят возражения против их обломочного происхождения. Так, А.Д.Архангельский (1937, стр. 407) писал: "Если бы действительно на поверхности континента была широко развита кора выветривания, то при ее размывании в море должны были бы в первую очередь сноситься массы каолинового материала, из которого в основном и состоит эта кора выветривания; как известно, скопления полуторных окислов в верхних горизонтах коры выветривания, там, где описываются типичные латеритные бокситы, имеют ничтожную мощность по сравнению с главной нижней каолиновой ее частью". Такое же возражение выдвигал А.Н.Волков (1958, 1959). В латеритной коре выветривания общая масса и мощность крепкой, каменистой железисто-глиноземной коры очень малы по сравнению с массой и мощностью нижележащих глинистых образований, гораздо более податливых к размыву. Нельзя реально представить себе такой избирательный размыв и перенос только одних сравнительно крепких железисто-глиноземных пород без одновременного размыва и переноса более слабых глинистых образований. Такое избирательное перетолжение немислимо не только по физическим законам, оно противоречит всем наблюдениям над происходящими в природе аллювиально-делювиальными процессами (Волков, 1959).

Эти возражения справедливы, если рассматривать процесс образования кор выветривания (и латеритов), их размыв и отложение бокситов как прерывистый, разделенный во времени. Справедливы они также при условии, если в размыве коры выветривания большое место занимают аллювиальные процессы.

Геологический материал по чадобецким месторождениям показывает, что кора выветривания развивалась в течение большого промежутка времени, когда на поверхности формировались различные ее зоны, синхронный частичный размыв которых породил осадки определенного состава. Бокситы произошли не из ограниченного пласта латеритов, существовавшего в данный момент, а из развивающейся, "живущей" толщи, которая накапливалась, частично размывалась и продолжала формироваться до тех пор, пока позволяли климат, рельеф и другие факторы. В районе месторождений преобладали делювиальные процессы, обеспечивавшие плоскостной смыв продуктов выветривания, следовательно, сносились продукты верхних горизонтов выветривания. Эти процессы нивелировали рельеф. Вскрытие же нижних горизонтов коры выветривания, вообще говоря, возможно лишь при аллювиальных процессах, направленных на глубокое расчленение рельефа (Шанцер, 1966). На Чадобецком поднятии роль аллювиальных процессов в формировании бокситовых залежей заметно не проявилась. Широкое вскрытие делювиальными процессами тех или иных латеритных пород, которое было возможно, если учесть изменяющуюся скорость корообразования и размыва, приводило к отложению различных типов бокситовых пород: обломочных, пизолитовых, бобовых, рыхлых, глинистых бокситов и бокситовых глин.

Различное толкование природы бобовин в бокситах по-разному позволяет объяснять и условия отложения бокситового осадка. "Если бы такие крупные и тяжелые частицы, как железисто-алюминиевые бобовины, приносились на место их теперешнего залегания механически, водою, то они должны были ассоциироваться с песками и галечниками. Между тем вмещающими бокситы породами являются в подавляющем большинстве случаев тонкие глины, состоящие в основе из мельчайших и чрезвычайно легких частичек каолинита ..." (Архангельский, 1937, стр. 477). Действительно, на Чадобецком поднятии бокситы также ассоциируются с каолиновыми глинами, а некоторые бокситы можно рассматривать как "галечники". Эту ассоциацию следует объяснить физическими свойствами пород коры выветривания, каждая из которых породила соответствующую осадочную толщу: так, латериты поставили грубообломочный материал, а тонкодисперсные каолиновые и гетит-каолиновые породы - тонкие глины такого же состава. Довольно четкое разобнение этих пород еще раз показывает, что в переносе материала преобладающую роль играли делювиальные процессы.

Очень важно признание того факта, что при механическом переносе даже в виде суспензий производная порода должна быть близкой по минеральному составу к материнской породе (Архангельский, 1937; Яншин, 1937). Бокситы всех месторождений

Чадобецкого поднятия являются хорошим примером такой связи. Бокситы наследуют и минеральный состав исходных пород, и их химические особенности. Причем индикатором такой связи служат как отдельные элементы: Al, Fe, Ti, Si (в форме кварца), Nb, Zr, Mn, TR, Ba, P и другие, так и их комплекс.

Минеральный и химический состав чадобецких бокситов позволяет предполагать преимущественно механический перенос бокситового материала; маловероятна гипотеза о миграции химических элементов в форме органоминеральных комплексных соединений, как это предполагает А.И. Кривцов (1962, 1967) для других месторождений.

Таким образом, совокупность ряда фактов свидетельствует о механической природе бокситового осадка чадобецких месторождений, подвергавшегося глубоким химическим изменениям в процессе последующего выветривания.

Глава VIII. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ БОКСИТОВ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Выявление закономерностей размещения бокситовых месторождений юго-западной части Сибирской платформы базируется на результатах изучения месторождений как названной территории, так и сопредельного Енисейского края. На Енисейском крае бокситы были открыты и изучены гораздо раньше, и это обстоятельство несомненно оказало влияние на последующие поиски бокситов на прилегающих к нему площадях. Выявление закономерностей размещения бокситов тесно связано и с мировыми достижениями в этой области.

В настоящее время считается наиболее важным приуроченность самых молодых бокситовых месторождений мира к современному тропическому поясу с жарким климатом, в котором засушливые и дождливые сезоны периодически сменяют друг друга (Роу, 1964). В условиях жаркого климата на поверхности литосферы возникает своеобразный парагенетический комплекс гипергенных горных пород (формация латеритной коры выветривания). Вне современных тропиков аналогичные образования встречаются в более древних отложениях, свидетельствующих о существовании на данной территории соответствующих климатических условий и эпох бокситообразования. Таким образом, как следствие климатического фактора вытекает фактор приуроченности бокситоносных отложений к стратиграфическим перерывам и к осадочным породам определенного возраста. На территории Сибирской платформы и Енисейского края выделено несколько эпох бокситообразования, причем эпоха верхнего мела - палеогена, когда формировались чадобецкие и другие известные месторождения бокситов, представляет наибольший практический интерес (Горещкий, 1958; Боголепов, 1961; Боголепов, Пельтек, 1961; Благовещенская, 1967; Лесгафт, 1967; Пасова, Спирин, 1967, 1970; Пельтек, 1967, 1969; Родян и др., 1967; Цехомский, Карстенс, 1967; Бгатов, 1969; Казаринов, Бгатов и др., 1969; Кусов, 1969б; Бгатов, Казаринов, 1970; Бельговский, Головенко и др., 1970; Шибистов, 1970, и др.).

Бокситовые месторождения современных тропиков приурочены к довольно узким прибрежно-морским зонам. На территории, примыкающей с запада к Сибирской платформе, в меловое время существовало море (Благовещенская, 1967). С близостью этого моря, вероятно, связаны известные многочисленные месторождения и рудопроявления бокситов, сосредоточенные в основном на Енисейском крае и в Приангарье. На этот фактор размещения бокситов обращается особое внимание (Бгатов, 1969; Бгатов, Казаринов, 1970; Пельтек, 1971).

Вторым важнейшим фактором размещения бокситоносных отложений является приуроченность их к определенным типам горных пород, а именно к высокоглиноземным горным породам, содержащим алюминий в количествах, превышающих кларковые. Содержание других элементов - калия, натрия, магния, кальция и кремния - не играет существенной роли. Известно множество примеров образования бокситов на породах как с высоким содержанием калия (более 9% K_2O), так и с низким (0,06-1% K_2O), при колебании содержания кремнезема от 73 до 35%. Содержания других элементов колеблются также в широких пределах. Генезис материнских пород не имеет значения: латериты и бокситы образуются на любых магматических, метаморфических, вулканогенно-осадочных и осадочных породах. Важную роль в образовании бокситов играют тектурно-структурные особенности материнских алюмосиликатных пород, особенно кварцсодержащих (Никитина, Слукин, 1971).

В пределах территорий, переживших эпохи благоприятного климатического режима и включающих участки высокоглиноземных пород, бокситы приурочены, как правило, к определенным структурно-тектоническим зонам (Сапожников, 1971б). Чадобецкое поднятие является примером куполовидной структуры, в пределах которой бокситы приурочены к тектонически нарушенным участкам, оказавшим влияние на развитие мощных кор выветривания и локализацию месторождений. Следует, однако, отметить, что месторож-

дения сводовых частей поднятия имеют четкую связь в развитии кор выветривания и локализации бокситов, а на месторождениях периферических частей поднятия — только последнее. Другие месторождения Приангарья и Енисейского края также приурочены к положительным тектоническим структурам различного порядка.

С позиции решающего значения структурно-тектонического фактора в размещении бокситов становится более понятной и приуроченность осадочных месторождений к областям развития карбонатных и алюмосиликатных пород. Многие авторы в качестве важнейшего фактора размещения бокситов выдвигают литологический фактор, выражающийся в приуроченности бокситов к карбонатным породам. Однако возникновение в карбонатных породах карстовых депрессий, служащих часто ложем бокситоносных отложений, обусловлено в первую очередь структурно-тектонической обстановкой. Но в этих же условиях возникают депрессии тектонического и эрозивно-тектонического происхождения и в алюмосиликатных породах. Таким образом, литологический фактор является следствием структурно-тектонического и имеет второстепенное значение.

Четвертым фактором закономерностей размещения является геоморфологический, вернее палеогеоморфологический, фактор, выражающийся в приуроченности латеритных бокситов к положительным формам рельефа, а осадочных — преимущественно к отрицательным формам и к сочленяющим их элементам (склонам). В пределах каждой данной территории бокситы заключены в пределах определенных абсолютных отметок. Так, на Чадобецком поднятии латеритные бокситы находятся на высоте ~240 м, а осадочные — ниже этой отметки и до глубины ~160 м. Месторождения Енисейского края располагаются на значительно больших высотах (Кусов, 1969б; Пельтек, 1969, 1971). Различие в гипсометрическом положении бокситов связано с особенностями каждого отдельного региона.

Следует отметить, что геоморфологический фактор, как и литологический, является следствием влияния структурно-тектонического фактора и контролируется им.

Таким образом, основными факторами размещения месторождений бокситов в юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского края представляется весьма перспективной в отношении поисков новых месторождений бокситов. Наличие на этой территории многочисленных, уже известных месторождений бокситов свидетельствует о благоприятных климатических условиях в мел-палеогеновое время. Здесь широко развиты высокоглиноземные породы: различные по минеральному составу метаморфические сланцы, алевролиты, амфиболиты, нефелиновые сиениты, долериты, туфы и др. Сложное строение фундамента юго-западной части платформы и Енисейского края и расчлененность их рельефа позволяют выделить множество участков, благоприятных в структурно-тектоническом и геоморфологическом отношении. Большинство геологов — авторов названных выше работ, проводивших здесь специальные исследования, высоко оценивают перспективность этой территории. Геологи, занимавшиеся локальными прогнозами, убедительно аргументируют выделение для постановки поисковых работ конкретных площадей как вблизи открытых месторождений, так и за их пределами (Пельтек, 1967, 1971; Гузаев, 1969; Кусов, 1969а, б; Шибинов, 1970, и др.). Важное значение при оценке перспективности Сибирской платформы имеет изучение новейших тектонических структур и влияния неотектонических движений на сохранность бокситовых месторождений (Табакцкий, 1967; Шибинов, 1970), а также влияние древних оледенений (Пельтек, 1971).

В связи с выявленными закономерностями размещения бокситовых месторождений намечается ряд поисковых признаков.

Широкое распространение бокситовой гальки в аллювий сибирских рек позволяет использовать ее в качестве эффективного поискового признака. Теперь, оглядываясь назад, можно констатировать, что бокситы Чадобецкого поднятия могли бы быть открыты сразу после находки в 1955 г. М.Н. Благовещенской и И.А. Патяевой бокситовой гальки в аллювии р. Чадобец у дер. Яркино. Осмотр аллювия рек Чадобец, Пу-

ни и Терины на общем протяжении около 200 км, предпринятый автором, показал, что бокситовая галька встречается на любом пляже этих рек от дер. Яркино вплоть до месторождений Верхне-Теринское и Пуна. Вблизи месторождений отмечается высокое содержание гальки, а над месторождениями она находится в поверхностных отложениях и в корнях упавших деревьев. Этим признаком пользуются многие геологи. Естественно, не всякий источник бокситовой гальки является месторождением. Часто им оказываются реликты богатых месторождений и рудопроявлений.

Опыт изучения чадобецких и других бокситов показывает, что в определении источника бокситовой гальки можно получить существенную информацию при изучении полированных и прозрачных шлифов этих галек, а также их вещественного состава. В шлифах часто видны обломки латеритов, сохранивших реликты материнских пород, что является прямым указанием на потенциальное местонахождение возможного перспективного участка. Такие обломки в изобилии встречаются в месторождениях: котловинном (латериты по сланцам, алевролитам, пикритовым порфиритам и другим), Пуна, Ибджибдек, Верхне-Теринское (латериты по долеритам). Если латериты встречаются не в каждом прозрачном шлифе, то почти в каждом полированном шлифе видны характерные зерна титаномагнетита (в бокситах, связанных с траппами и туфами), рутила (в бокситах, связанных с терригенными породами), реликты перовскита и ильменита (в бокситах, связанных со щелочными ультрабаазитами и кимберлитами). Из основных и ультраосновных магматических пород в бокситы попадают также многочисленные псевдоморфозы минералов железа по оливину и пироксену.

Реликты латеритов и (или) их отдельных минералов служат надежным указанием приуроченности коренных залежей любых бокситов к полям развития соответствующих материнских пород. Вероятно, такие индикаторы можно установить и для других бокситов, связанных с нефелиновыми сиенитами (псевдоморфозы по сфену), крупнозернистыми терригенными породами (кварц), амфиболитами (псевдоморфозы по амфиболам) и т.д. Спектральный анализ бокситовой гальки может выявить присутствие какого-либо характерного элемента, свойственного определенной породе.

Одними из наиболее действенных методов поисков являются геофизические (магнито- и электроразведка), так как бокситы обладают рядом характерных магнитных и электрических свойств (Гузаев, 1969; Кусов, 1969 а). Обнадеживающие результаты получены также при изучении соотношений между некоторыми химическими элементами, выносимыми и накапливающимися в процессе бокситообразования. Более глубокое изучение физических свойств бокситов и окружающих их пород позволит, вероятно, выявить и другие свойства и использовать их в разработке новых геофизических методов.

Четкое выделение прибрежно-морской зоны и островных поднятий мезо-кайнозойского времени поможет локализовать районы поисков бокситов (Бгатов, 1969; Бгатов, Казаринов, 1970; Пельтек, 1971).

Локализация районов поисков осуществима благодаря знанию гипсометрических отметок известных месторождений (Кусов, 1969 а; Пельтек, 1971), применению карт вершинных поверхностей (Шибистов и др., 1969), учета сохранности от денудации и новейших тектонических движений (Табакский, 1967).

Бокситовая галька, как уже указывалось, перемещается с речным аллювием от месторождений на сотни километров. Однако этот процесс сопровождается разрушением месторождений. В период формирования месторождений транспортировка бокситового материала от места своего возникновения — латеритной коры выветривания до области аккумуляции осуществлялась в пределах нескольких сотен метров или первых километров. Поэтому близость аллюмосиликатных пород — один из важнейших поисковых признаков бокситовых залежей.

Важным признаком близости потенциально вероятного месторождения является наличие кор выветривания. Это могут быть и ее "корни", сложенные породами нижних зон (гидрослюдяные, монтмориллонитовые) и более выветрелые, каолинизированные породы. Обычно древние коры выветривания бывают размыты, но вблизи сибирских месторождений они все же сохранились в той или иной степени. Особенно важное значение имеет наличие остатков латеритной зоны коры выветривания или обломков латеритов в продуктах переотложения, так как они служат самым надежным показателем существования эпохи бокситообразования. Зона латеритов может представлять отдельное месторождение, в том числе и в ископаемых корах выветривания. В СССР таким примером являются месторождения латеритных бокситов и железистых руд Курской магнитной аномалии. Что касается Сибирской платформы и Енисейского края, то со-

стояние изученности их бокситоносности еще не позволяет однозначно утверждать или отрицать возможность сохранности чисто латеритных месторождений. Пример котловинного месторождения Чадобецкого поднятия уже дает основание надеяться на возможность открытия новых комплексных месторождений и латеритных и осадочных. Развитие мощных латеритных кор выветривания можно ожидать на междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, на Енисейском кряже и прилегающих территориях Сибирской платформы, т.е. там, где имеются положительные тектонические структуры и зоны тектонических нарушений домелового возраста, к которым приурочены положительные формы рельефа.

В поисках кор выветривания под небольшим слоем покровных отложений некоторую помощь оказывают данные сейсморазведки. Прямым признаком наличия латеритных кор выветривания являются обломки латеритов, рассеянных в делювии и корнях упавших деревьев. ореол рассеяния обломков латеритов на северном выступе Чадобецкого поднятия достигает 800 м.

Обнаружение латеритных бокситов сдерживается рядом объективных причин. Латериты в Сибири являются пока экзотическими породами, и в этом смысле судьба их изучения сходна с историей открытия кимберлитов на Сибирской платформе. Аналогия проявляется и в некоторых общих ошибках, связанных с терминологией. Известно, что неправильное определение генетического типа некоторых обломочных пород и отнесение их к кимберлитам привели к напрасным материальным затратам (Рожков, Францессон, 1969). На ошибки в отнесении многих осадочных бокситов к латеритам указывал еще А.Д. Архангельский (1937). Эти ошибки допускаются и сейчас. Пример разведки чадобецких месторождений показывает, как мало мы знаем латериты. В течение нескольких лет геологи, прибывая на котловинное месторождение, сразу ступали на коренные латериты, но не замечали их. Этот недосмотр обусловлен, вероятно, сходством латериты, образованных по сланцам, с кавернозными кремненными сланцами. Отсюда напрашивается вывод, что и в других местах Сибирской платформы латериты могли остаться вне поля зрения геологов-поисковиков.

С латеритами современных тропиков геологов знакомят Г.В. Писемский, Б.М. Михайлов, В.М. Якушев, В.А. Теняков, демонстрируя свои коллекции и публикуя результаты их изучения. Ускоренно растет с каждым годом количество находок обломков латеритов в различных пунктах Сибири, а также коренных рудопроявлений на Урале, Тимане и др. Параллельно с этим ряд осадочных месторождений вновь относится к латеритному типу. Поэтому вопросы терминологии, вопросы правильного определения генетического типа месторождения по-прежнему являются актуальными: за ними стоят правильные направления поисковых и разведочных работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Чадобецкое поднятие и прилегающая к нему территория являются интереснейшими геологическими объектами, изучение которых не только дает новый материал, но также дополняет и подтверждает ряд известных положений в теории образования кор выветривания и бокситов.

1. На примере Чадобецкого поднятия ярко проявилась зависимость в формировании коры выветривания (по типам) и ее мощностей от тектонической обстановки. В изученном районе широко развита площадная кора выветривания мощностью до нескольких десятков метров; в тектонически напряженных участках (сводах куполов) она носит характер трещинно-площадной коры, неправильной в плане и воронкообразной в разрезе, достигающей местами глубины 427 м. На монолитных кимберлитовых трубках, в частности, сформировалась кора выветривания мощностью около 80 м.

2. Здесь сохранились коренные латериты, развитые по различным горным породам, т.е. на очень неоднородном субстрате. Теснейшая пространственная ассоциация сланцев, алевролитов, песчаников, щелочных ультрабазитов, кимберлитов, карбонатитов позволяет выявить зависимость состава латеритов от материнских пород в исключительно близких условиях выветривания. На высокоглиноземных кварц-мусковит-полевошпатовых сланцах и алевролитах образуются гиббситовые латеритные бокситы; высокое содержание кремнезема не играет в этих условиях первостепенной роли, так как его поведение зависит от текстурно-структурных особенностей исходных пород: из тонкозернистых сланцев он выносится полностью, но частично сохраняется в грубозернистых песчаниках. Малоглиноземные щелочные ультрабазиты и трубчатые кимберлиты переходят в высокотитановые гиббсит-гётитовые латериты, а карбонатиты — в железомарганцевые охры, обогащенные минералами редких и редкоземельных элементов. Все эти коренные латериты принимали участие в образовании осадочных бокситовых руд котловинного месторождения. По обломкам латеритизированных долеритов установлено, что чадобецкие долериты превращались в гётит-гиббситовые латеритные бокситы среднего качества. Таким образом, качество латеритных бокситов зависит от содержания алюминия и железа в исходных породах.

3. Сравнительное изучение коры выветривания и коррелятных бокситоносных отложений, чьи разрезы имеют сходное строение и образуют одну систему, а также исторический подход к эволюции гипергенных процессов позволяют наиболее достоверно решить сложные вопросы о характере "эмбриональных" кор выветривания и порядке формирования их зон. Устанавливается, что на поверхности поднятия прежде всего формировались зоны дезинтеграции и выщелачивания, денудация пород которых привела к отложению базального слоя обломочных, существенно глинистых пород гидрослюдяного и монтмориллонитового состава. Позже, в условиях потепления климата, первые зоны постепенно распространялись на глубину, а на поверхности развивалась зона каолинизации; синхронная денудация приводила к отложению каолинов. Далее, в условиях наступления тропического климата эти зоны последовательно захватывали все более глубокие горизонты материнских пород, а на поверхности постепенно формировались латериты, переотложение которых привело к образованию осадочных бокситов. Перемежаемость в разрезе каолинов и бокситов свидетельствует о колебании более и менее оптимальных условий эпохи бокситообразования.

4. Такие особенности осадочных бокситов, как отсутствие слоистости, их минеральный и гранулометрический состав, наличие латеритных обломков говорят об образовании большей их части из механически переотложенных коренных латеритов. В то же время присутствие в бокситах кварца и каолинита, замещенных гиббситом, выполненные пор, каверны и прожилки друзами гиббсита и гётита, общая дегидратация руд и

появление безводных окислов, а также вынос бериллия и цинка свидетельствуют о значительности химических процессов, участвующих в формировании и этих бокситов.

5. Осадочные бокситы, залегающие на карбонатных породах в карстовых депрессиях и на алумосиликатных породах в эрозионных котловинах, принципиально не отличаются друг от друга. Установленные различия обусловлены только составом материнских пород, служивших источником сноса. Таким образом, литологический состав подстилающих отложений не влияет на состав и качество осадочных бокситов.

6. Латеритные и осадочные бокситы сохраняются при условии захоронения их более поздними отложениями. В связи с этим и другими обстоятельствами на Сибирской платформе перспективными площадями для поисков бокситов являются участки развития мел-палеогеновых отложений, особенно в местах ее сочленения с Енисейским краем и Западно-Сибирской плитой. Здесь могут быть обнаружены крупные месторождения собственно латеритных бокситов (латеритной зоны кор выветривания), о чем свидетельствует значительная мощность сохранившихся чадобецких латеритов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аладышкин А.С. Новые данные по минеральному сырью Красноярского края. — Материалы по геол. и полезным ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Алехин С.Н. Особенности миграции бария в подземных водах Западного Копет-Дага. — Изв. АН Турк.ССР, серия физ.-техн.,хим. и геол. наук, 1969, № 1.
- Амосов М.А., Слукин А.Д. Химический состав бокситовых пород Чадобецкого поднятия и его генетическое значение. — Труды СНИИГТИМС и Красноярск. геол. упр., 1967, вып. 58.
- Архангельский А.Д. Типы бокситов СССР и их генезис. — В кн.: Труды конференции по генезису руд железа и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Аухадеева Л.Л., Каштанов М.С. О возрасте бокситоносных отложений центральной части Чадобецкого поднятия. — В кн.: Итоговая научная конференция Казанского государственного университета имени Ульянова-Ленина за 1963 г. Изд-во Казанск. ун-та, 1964.
- Багдасаров Ю.А., Фролов А.А. О редкометалльных карбонатах Чадобецкого поднятия. — Докл. АН СССР, серия геол., 1968, т. 178, № 1.
- Балашов Ю.А., Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Туранская Н.В. Влияние климатических и фациальных условий на разделение редкоземельных элементов в осадочном процессе. — Геохимия, 1964, № 10.
- Бгатов В.И. Некоторые аспекты образования бокситов. — Сов. геол., 1969, № 6.
- Бгатов В.И., Казаринов В.П. Проблема латеритных бокситов Сибири. — Геол. и геофиз., 1970, № 7.
- Бельговский Г.Л., Головенок В.К., Дубинский А.Я., Ерошевская Р.И., Кириков Д.А., Котлуков В.А., Михайлов Б.М., Тазихин Н.Н., Цехомский А.М., Шульц С.С., Щеглов А.Д. Перспективы поисков бокситов на территории СССР. — Сов. геол., 1970, № 10.
- Бенеславский С.И. Минералогия осадочных бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бенеславский С.И. Минералогия бокситов. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Березий А.Е. Элементы-примеси в бокситах котловинного типа Чадобецкого поднятия. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1969.
- Березий А.Е. Распределение титана в бокситах юго-западной части Сибирской платформы. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 7. Красноярск, 1970.
- Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Беус А.А. Бериллий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. Геохимия редких элементов. М., "Наука", 1964.
- Благовещенская М.Н. Чадобецкое куполовидное поднятие. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 8.
- Благовещенская М.Н. Некоторые черты геологического и геоморфологического строения Чадобецкого поднятия и его бокситоносность. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. 112.
- Бобров Е.Т. Древняя кора выветривания в районе восточной окраины Енисейского кряжа. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, № 3.
- Бобров Е.Т. Связь коры выветривания на трапах с бокситообразованием. — В сб. Кора выветривания, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Бобров Е.Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М., "Наука", 1968.
- Боголепов К.В. К вопросу об условиях образования и парагенезисах пород бокситоносных формаций Сибири. — Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Боголепов К.В., Пельтек Е.И. О некоторых ошибках в характеристике бокситоносных отложений Приенисейской части Сибири. — Геол. и геофиз., 1961, № 5.
- Борисенок Л.А., Сауков А.А. Геохимический цикл галлия. — В кн.: Геохимические циклы. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., "Наука", 1964.
- Бриндли Г.В. Каолиновые минералы. — В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., ИЛ, 1955.
- 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. Теория А.Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958а.

- Бушинский Г.И. О генетических типах бокситов. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бушинский Г.И. Титан в осадочном процессе. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Бушинский Г.И. О некоторых вопросах геологии бокситов. - В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. М., "Наука", 1964.
- Бушинский Г.И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955-1965 гг.). - В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука", 1966.
- Бушинский Г.И. Геология бокситов. М., "Недра", 1971.
- Веденева Н.Е., Викулова М.Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии. М., Госгеолгиздат, 1952.
- Вершковская О.В. Галлий. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М., "Наука", 1964.
- Викулова М.Ф. Термический анализ. - В кн.: Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Виноградов А.П. О причинах высокого содержания титана в бокситах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
- Витовская И.В. Минеральный состав и поведение микроэлементов в зоне гипергенеза Акачагыла и Кызыл-Эспе. - Труды ИГЕМ, 1962, вып. 75.
- Вишняков С.Г. История глиноземных минералов в бокситовых породах. - Докл. АН СССР, новая серия, 1953, т. 88, № 3.
- Волков А.Н. Бокситы Казахстана и их генезис. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Волков А.Н. Условия образования бокситов. - Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, серия геол., 1959, вып. 2.
- Волостных Г.Т. О температуре основного эндотермического эффекта каолинита. - Зап. Всес. минер. об-ва, вторая серия, 1965, часть 94, вып. 4.
- Гаррелс Р. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. М., ИЛ, 1962.
- Гинзбург И.И. Основные вопросы образования кор выветривания и их значение при поисках минеральных месторождений. - Геол. рудных м-ний, 1961, № 5.
- Гинзбург И.И., Витовская И.В. Разъединение кварца в глинах гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. - В сб.: Кора выветривания, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Гинзбург И.И., Кац А.А., Корин И.З., Попков В.Ф., Савельев И.И., Трубина К.Н. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 1. Типы и морфология древней коры выветривания. - Труды Ин-та геол. наук, 1946, вып. 90.
- Гинзбург И.И., Наджакова Г.Э., Никитина А.П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы. - В сб. Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинзбург А.И., Шацкая В.Т. Некоторые данные о миграции бериллия в зоне гипергенеза флюорит-бериллиевого месторождения. - Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 5.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. К вопросу о минералогическом составе нижнемеловых бокситов СССР. - Докл. АН СССР, новая серия, 1953, т. 89, № 4.
- Гладковский А.К., Шарова А.К. Закономерности состава и формирования бокситовых месторождений на Урале и в Тургайской равнине. - Тр. Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1962, т. 1, вып. 58.
- Гладковский А.К., Шаров А.К., Храмцов В.Н. Закономерности состава, происхождения и изменения мезо-кайнозойских месторождений бокситов азиатской части СССР. - Труды Ин-та геол. УФАН СССР, 1964, вып. 64.
- Гладковский А.К., Ушатинский И.Н. О минеральном составе главнейших бокситовых месторождений мира, происхождении и изменении глиноземных минералов и бокситов. - Труды Ин-та геол. УФАН СССР, 1964, вып. 64.
- Гольберт А.В. Ливановские месторождения бокситов приуральской части Западно-Сибирской низменности и их генезис. - Труды СНИИГТИМС, 1960, вып. 6.
- Гольберт А.В. Бокситы Ливановских месторождений приуральской части Западно-Сибирской низменности. - Труды СНИИГТИМС, 1960, вып. 6.
- Горецкий Ю.К. Некоторые черты генезиса и основные закономерности размещения бокситовых месторождений. - Сов. геол., 1947, № 14-15.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения бокситовых месторождений и условия их образования. - В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Горецкий Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. - Труды ВИМС, новая серия, 1960, вып. 5.
- Горощенко Я.Г. Химия ниобия и тантала. Киев, "Наукова думка", 1965.
- Григорьев В.Н. Характер соотношения двуокиси титана и глинозема в породах некоторых бокситовых месторождений СССР. - Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Григорьев Д.П. Основы конституции минералов. М., "Недра", 1966.
- Грим Р.Е. Минералогия глин. М., ИЛ, 1959.

- Гузаев А.А. Перспективы бокситоносности центральной части Енисейского края. — Труды СНИИГТИМС, 1969, вып. 88.
- Данилов В.В., Данилова А.М. Покровные отложения района г. Конакри и их основные инженерно-геологические свойства. Изв. высш. учебн. завед. Геол. и развед., 1969, № 9.
- Данчев В.И., Лапинская Т.А. Некоторые вопросы геохимии бериллия в осадочных породах. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., "Наука", 1968.
- Данчев В.И., Шиловский П.П. Ванадий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Недра", 1965.
- Дашкевич Н.Н., Стародубцев Г.С., Германов Е.К. О кимберлитовых трубках и структуре Чадобецкого поднятия. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Дашкевич Н.Н., Мусатов Д.И., Яскевич В.И., Фейгин Е.Б., Шерман М.Л. Основные этапы развития и глубинное строение западной части Сибирской платформы. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1969.
- Дегенхардт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., "Мир", 1966.
- Дмитриев Ю.И. Основные и ультраосновные комплексы Чадобецкого поднятия как исходные породы для образования бокситов. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1964 г. М., "Наука", 1965.
- Дмитриев Ю.И. Особенности петрогенезиса траппов при различных условиях внедрения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
- Додатко А.Д. К вопросу о парагенезе титана и алюминия в коре выветривания ультрабазитов Среднего Приднепровья. — Литол. и полезн. ископ., 1964, № 3.
- Дурасова Н.А. Некоторые вопросы геохимии олова. — Геохимия, 1967, № 7.
- Еськова Е.М. Ниобий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 1. Геохимия редких элементов. М., "Наука", 1964.
- Забиров Ю.А. Новые данные по геологическому строению Чадобецкого поднятия. — В кн.: Четвертая Красноярская краевая геологическая конференция, тезисы докладов. Красноярск, 1966.
- Забиров Ю.А. Полезные ископаемые Чадобецкого поднятия, связанные с древними корами выветривания. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 7. Красноярск, 1970.
- Забиров Ю.А., Стреляев В.И. О геологическом строении Чадобецкого поднятия по результатам крупномасштабного картирования. — Труды Томск. ун-та, 1969, т. 203.
- Зайцев Н.С. О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Зайцев Н.С., Ляхович В.В. Ультраосновные жильные породы Чадобецкого поднятия. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 2.
- Каганович С.Я., Потемкин К.В. Цирконий и гафний. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Недра", 1965.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Казаринов В.П., Бгатов В.Н., Будников В.И., Дивина Т.А., Жабин В.В., Казанский Ю.П., Матухин Р.Г., Родин Р.С. Континентальные перерывы и коры выветривания Сибирской платформы. — Труды СНИИГТИМС, 1969, вып. 88.
- Каштанов М.С. Кора выветривания на кимберлитах Сибирской платформы как источник глинозема при бокситообразовании. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, т. 168, № 3.
- Каштанов М.С. Латеритная кора выветривания на сланцах семеновской свиты во внутренних районах Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1967 а, № 5, (89).
- Каштанов М.С. Об элювиальных бокситах на диатремах Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, серия геол., 1967 б, т. 174, № 2.
- Каштанов М.С. Новый тип месторождений бокситов в Сибири. — Докл. АН СССР, серия геол., 1971, т. 199, № 1.
- Каштанов М.С., Степаненко А.Г. Древняя кора выветривания на глинистых сланцах семеновской свиты протерозоя Чадобецкого поднятия. — В кн.: Итоговая научная конференция Казанского университета за 1963 г. Казань, 1964.
- Келлер В.Д. Основы химического выветривания. — В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Келлер Э.К. О ледении каолинита при нагревании. — В кн.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Келли В.К. Некоторые данные о генезисе Ямайских бокситов. — В сб.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., "Мир", 1964.
- Кириченко Г.И. Поздний докембрий. — В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Козлов И.Т. К геологии и петрографии кимберлитов Гвинеи. — Сов. геол., 1966, № 6.
- Коломенский Н.В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Конта И., Кужварт М. Латеритные и бокситовые породы на территории Чехословакии. — В сб.: Кора выветривания, вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Красильникова Н.А. Фосфориты Красноярского края. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1962.

- Краускопф К.В. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. - В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Кривцов А.И. Генезис месторождений мезозойских бокситов Урала и Северного Казахстана. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 55.
- Кривцов А.И. Некоторые вопросы теории образования бокситов. - В кн.: Геология Тургайского прогиба и Приаралья. М., "Недра", 1967.
- Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, т. 1, 2. Л., "Недра", 1968-1969.
- Крючков А.С., Попов В.В. Основные итоги геолого-разведочных работ на цветные и редкие металлы за семилетие и задачи в текущей пятилетке. - Разведка и охрана недр, 1966, № 12.
- Куземкина Е.Н. Состав и особенности строения бобовин мезозойских бокситов Кустанайской области. - Геол. рудн. м-ний, 1960, № 3.
- Куземкина Е.Н., Богатырев Б.А. Семинар по генезису бокситов. - Геол. рудн. м-ний, 1965, т. VII, № 5.
- Кусов И.К. Методика поисков и разведки месторождений бокситов в районах Приангарья. - Труды СНИИГГИМС, 1969а, вып. 88.
- Кусов И.К. О бокситоносности Иркинеевского выступа Енисейского кряжа. - Труды СНИИГГИМС, 1969б, вып. 88.
- Лавренчук В.Н. Галлий в бокситах. - В кн.: Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, v. 1. Zagreb, 1-3 octobre 1963. Academie Yougoslave des Sciences et des arts. Zagreb, 1964.
- Лавренчук В.Н. Некоторые вопросы геохимии галлия в бокситах. - В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука", 1966.
- Лавренчук В.Н., Михайлова Е.К. Бериллий в бокситах. - Геохимия, 1964, № 7.
- Лавренчук В.Н., Теняков В.А. О балансе галлия в бокситах. - Докл. АН СССР, 1963а, т. 151, № 6.
- Лавренчук В.Н., Теняков В.А. О среднем содержании галлия в глинах. - Докл. АН СССР, 1963б, т. 151, № 2.
- Левченко С.В. Бокситы. - В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых СССР. М., "Наука", 1967.
- Лепинь Л.К., Байваде А.Я. Влияние pH на скорость окисления железа в растворах солей (KCl) в зависимости от температуры. - Физ. химия, 1966, XI, № 1.
- Лепинь Л.К., Локенбах А. О роли первичной защитной пленки в процессе окисления металлов в водных растворах. - Докл. АН СССР, 1963, т. 148, № 1.
- Лесгафт А.В. Бокситоносные отложения восточной части Енисейского кряжа. - Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 58.
- Лисицина Н.А. О коре выветривания осадочных пород девона и карбона в Северо-Западном Казахстане. - Докл. АН СССР, новая серия, 1956а, т. 105, № 5.
- Лисицина Н.А. О замещении кварца гиббситом. - Докл. АН СССР, новая серия, 1956б, т. 109, № 5.
- Лисицина Н.А. Некоторые особенности накопления континентальных бокситов Казахстана. - Докл. АН СССР, новая серия, 1956в, т. 111, № 2.
- Лисицина Н.А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. - Докл. АН СССР, 1957, т. 114, № 4.
- Лисицина Н.А. О гиббситоносной коре выветривания батумского побережья Кавказа. - В сб.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Лисицина Н.А. Особенности распределения и формы нахождения титана в коре выветривания основных пород. - Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Лисицина Н.А., Глаголева М.А. Некоторые данные о геохимии галлия в коре выветривания основных пород. - В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука", 1966.
- Лисицина Н.А., Пастухова М.В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. - Труды ГИН АН СССР, 1963а, вып. 25.
- Лисицина Н.А., Пастухова М.В. Соотношение двуокиси титана и глинозема в платформенных бокситах. - Литол. и полезн. ископ., 1963б, № 2.
- Лисицина Н.А., Пастухова М.В. О роли вторичных процессов в формировании платформенных бокситов. - Труды ГИН АН СССР. М., 1964а, вып. 103.
- Лисицина Н.А., Пастухова М.В. К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. - В кн.: Латериты. М., "Недра", 1964б.
- Ложникова О.Н., Яковлева С.Я. Рентгенометрический справочник-определитель минералов, содержащих редкоземельные элементы. М., ГИРЕДМЕТ, 1961.
- Лурье М.Л., Полунина Л.А. Ультрасосновые породы Чадобецкого поднятия. - В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Мах-Юан Д.М.К. Монтмориллонитовые минералы. - В кн.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., "Мир", 1965.
- Маявкин С.Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР. - В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Манская С.М., Дроздова Т.В. Геохимия органического вещества. М., "Наука", 1964.

- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. — Геохимия, 1960, № 2.
- Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. — В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Михайлов Б.М. Некоторые вопросы геохимии древней коры выветривания. — В кн.: Исследование и использование глин. Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Михайлов Б.М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах Либерийского штата. — Докл. АН СССР, 1964, т. 157, № 4.
- Михайлов Б.М. Бокситы западных районов Либерийского штата. — В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука", 1966.
- Михайлов Б.М., Куликова Г.В. Фациальные типы кор выветривания на кимберлитах Западной Африки. — В сб.: Кора выветривания, вып. 11. М., Изд-во АН СССР, 1970.
- Михеев В.Н. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Наумов В.А., Пермяков С.А., Тарасевич С.И. Новые данные об абсолютном возрасте трапсов юго-восточной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, серия геол., 1966, т. 166, № 4-6.
- Нестеренко Г.В., Цибульчик В.М. Титаноносность мезозойских и третичных отложений юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, СО АН СССР, 1965.
- Никитин К.К. Древняя кора выветривания Бурьктальского массива ультраосновных пород. — Труды ИГЕМ, 1962, вып. 69.
- Никитин К.К. Классификация типов кор выветривания. — В кн.: Никеленосные коры выветривания Урала. М., "Наука", 1970.
- Никитин К.К., Глазковский А.А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М., "Недра", 1970.
- Никитин К.К., Витовская И.В., Никитина А.П., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д. Геохимическая зональность коры выветривания. Международный геохимический конгресс, тезисы докладов, т. II. М., "Наука", 1971.
- Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М., "Наука", 1971.
- Никитина А.П., Слукин А.Д. Латеритная кора выветривания как источник глинозема при образовании платформенных бокситовых месторождений. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971.
- Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. — В сб.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
- Оффман П.Е. О строении Центральной части Сибирской платформы. — Изд-во АН СССР, серия геол., 1956, № 11.
- Пасова Ф.Г., Спиринов С.Л. Геологические предпосылки поисков залежей бокситов в юго-западной части Сибирской платформы. — Труды СНИИГТИМС, 1967, вып. 58.
- Пасова Ф.Г., Спиринов С.Л. Мезо-кайнозойские бокситоносные отложения и коры выветривания на Сибирской платформе. — Сов. геол., 1970, № 7.
- Пастухова М.В. К вопросу о распределении TiO_2 в платформенных бокситах Тургайского прогиба. — Литол. и полезн. ископ., 1965, № 4.
- Пачаджанов Д.Н. Ниобий в бокситах. — Геохимия, 1962, № 2.
- Пачаджанов Д.Н. Геохимическая связь Ta, Nb, Ti в бокситах. — Геохимия, 1964а, № 9.
- Пачаджанов Д.Н. Основная черта геохимии элементов-гидролизатов в осадочном процессе и ее возможное объяснение. — Геохимия, 1964б, № 12.
- Пельтек Е.И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения. — Труды СНИИГТИМС, 1967, вып. 58.
- Пельтек Е.И. Особенности размещения месторождений бокситов в юго-западной части Сибирской платформы и Енисейском кряже. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1969.
- Пельтек Е.И. Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971.
- Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М., "Недра", 1967.
- Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., "Недра", 1966.
- Половинкина Ю.И., Викулова М.Ф., Разумовская Е.Э., Анисеева Н.Ф., Соловьева Е.В., Комарова А.Е. Структуры горных пород, т. II. Осадочные породы. Л.-М., Госгеолгиздат, 1948.
- Полунина Л.А. Новые данные об ультраосновных породах Чадобецкого поднятия. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40.
- Полунина Л.А. Чадобецкий комплекс ультраосновных пород. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., "Недра", 1966.
- Полынов Б.Б. Кора выветривания. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Потемкин К.В., Спидин А.Н. Тантал и ниобий. — В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1965.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962.

- Ратехин Е.А. О ходе изменения ильменитов в гипергенных условиях. - Минер. сб. Львовск. ун-та, 1966, вып. 1, № 20.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., "Недра", 1970.
- Родин Р.С., Гилькин В.Н., Гелецян Г.Г. Латерит-боксит на Сибирской платформе. - Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 58.
- Рожков И.С., Мельник Ю.М., Харьков А.Д. Древняя кора выветривания кимберлитов труб-ки им. XXIII съезда КПСС (Якутия). - Докл. АН СССР, серия геол., 1969, т. 188, № 5.
- Рожков И.С., Францессон Е.В. Терминология и классификация кимберлитовых пород. - Сов. геол., 1969, № 11.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. - Геохимия, 1965, № 2.
- Ронов А.Б., Балашов Ю.А., Мигдисов А.А. Геохимия редкоземельных элементов в осадочном цикле. - Геохимия, 1967, № 1.
- Рудник В.А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и поро-дообразованию. Л., "Недра", 1966.
- Сантос-Ньюго Л. Геология железорудных месторождений Филиппин. - В кн.: Железорудные месторождения мира, т. 1. М., ИЛ, 1955.
- Сапожников Д.Г. Типы платформенных бокситов СССР, их особенности и условия образо-вания. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971а.
- Сапожников Д.Г. О закономерностях размещения бокситов в платформенных областях. - В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., "Наука", 1971б.
- Сапожников Д.Г., Никитина А.П., Слукин А.Д. О связи бокситов с корой выветривания. - В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. 1. М., "Наука", 1969.
- Семенов Е.И. Лантаноиды. - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторож-дений редких элементов, т. 1. Геохимия редких элементов. М., "Наука", 1964.
- Семенов Е.И., Холодов В.Н. Редкие земли. - В кн.: Металлы в осадочных толщах. М., "Наука", 1966.
- Семенов Б.Г., Шульгин Ю.М. Строение платформенного чехла района среднего Приан-гарья по данным гравиразведки. - В кн.: Четвертая красноярская краевая геологическая конференция, тезисы докладов. Красноярск, 1966.
- Сердюченко Д.П., Чайка В.М. Геохимическая история фосфора и бария при формировании карбонатитоподобных пород и древних кор выветривания Чадобецкого поднятия. - Докл. АН СССР, серия геол., 1967, т. 177, № 4.
- Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород. - Сов. геол., 1960, № 3.
- Сиротин В.И. О соотношении титана и алюминия в глиноземной коре выветривания Белгород-ского района КМА. - Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
- Скляр Р.Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального под-нятия. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 3. Красноярск, 1962.
- Слукин А.Д. Кора выветривания ультраосновных пород и сланцев одного из районов Сибири и связанные с ними бокситы. - В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1964 г. М., "Наука", 1965.
- Слукин А.Д. Кора выветривания и связанные с ними бокситы Чадобецкого поднятия. - В сб.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ за 1965 г. М., "Наука", 1966а.
- Слукин А.Д. Кора выветривания щелочных ультраосновных пород и отложений сланцевой сви-ты докембрия одного из районов Сибири. - В сб.: Кора выветривания, вып. 8. М., "Наука", 1966б.
- Слукин А.Д. Древние коры выветривания и связанные с ними месторождения бокситов в од-ном из районов Сибирской платформы. - В кн.: Генезис бокситов. М., "Наука", 1966в.
- Слукин А.Д. Латериты Чадобецкого поднятия и их участие в бокситообразовании. - Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 58.
- Слукин А.Д. Крупные кристаллы каолинита из коры выветривания щелочных ультраосновных пород Чадобецкого поднятия. - В сб.: Кора выветривания, вып. 10. М., "Наука", 1968а.
- Слукин А.Д. Состав и свойства крупных кристаллов каолинита из коры выветривания Чадобецкого поднятия. - В кн.: Каолиновые месторождения и их генезис. (Междунар. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геологов). М., "Наука", 1968б.
- Слукин А.Д. Кора выветривания доперитов и бокситы Чадобецкого поднятия. - В сб.: Кора выветривания, вып. 11. М., "Наука", 1970.
- Слукин А.Д. Кора выветривания и типы бокситов Чадобецкого поднятия. - В кн.: Платф-орменные бокситы СССР. М., "Наука", 1971а.
- Слукин А.Д. К минералогии и геохимии алюминия, железа и марганца в бокситах некоторых месторождений Сибири. Тезисы докладов к семинару "Литолого-фациальный анализ осадоч-ных рудоносных формаций (Al-Fe-Mn)". Л., ВСЕГЕИ, 1971б.
- Слукин А.Д. Новые данные о латеритах Чадобецкого поднятия. Авторефераты работ сотруд-ников ИГЕМ за 1970 г. М., 1971в.

- Слукин А.Д. Коренные латеритные бокситы — первая находка на Сибирской платформе. — Геол. рудн. м-ний, 1971 г., т. XIII, № 2.
- Слукин А.Д., Новиков В.М. Латеритные бокситы Сибирской платформы и Южного Урала. Тезисы докладов конференции "Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых". Ташкент, 1971.
- Спижарский Т.Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ, М., "Наука", 1964.
- Старицкий Ю.Г. Полезные ископаемые чехла платформы. — В кн.: Минерагеня Сибирской платформы, М., "Недра", 1970.
- Страхов Н.М. О значении титанового модуля для познания генезиса бокситов. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Стреляев В.И., Забиров Ю.А. Закономерности размещения и условия формирования бокситоносных отложений Чадобецкого поднятия на Сибирской платформе. — Сов. геол., 1969, № 3.
- Табацкий И.М. Новейшие тектонические структуры и некоторые вопросы бокситоносности юго-западной части Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 66.
- Теняков В.А. К геохимии ванадия в бокситах. — Геохимия, 1965, № 6.
- Теняков В.А. Распространенность Ga в бокситах (в связи с расчетом новой величины среднего содержания). — Докл. АН СССР, серия геол., 1968, т. 181, № 4.
- Терентьева К.Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. — В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Терентьева К.Ф. Редкие элементы в бокситах. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Тихоненков И.П., Тихоненкова Р.П. Цирконий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. I. Геохимия редких элементов, М., "Наука", 1964.
- Трубина К.Н. Бокситоносные отложения Подмосковского бассейна. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Трубина К.Н. Парагенезис титана и алюминия в корях выветривания и продуктах их перетложения. — Литол. и полезн. ископ., 1963, № 2.
- Туробова В.В. К вопросу о концентрации титана в верхних горизонтах коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Побужья. — В кн.: Рудоносность Русской платформы, М., "Наука", 1965.
- Ферсман А.Е. Избранные труды, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Франк-Каменецкий В.А. Природа структурных примесей в минералах. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.
- Фридланд В.И. О латеритах Северного Вьетнама. — В кн.: Кора выветривания, вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. — В кн.: Происхождение бокситов, М., ИЛ, 1959.
- Хоментовский А.С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1945, т. XX (5-6).
- Хорошева Д.П. О соотношении двуокиси титана и глинозема в коре выветривания основных пород среднего Приднепровья. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 4.
- Цзетков А.И., Вальяшихина Е.П., Пилоян Г.О. Дифференциальный термический анализ карбонатных минералов, М., "Наука", 1964.
- Цехомский А.М., Карстенс Д.И. Основные эпохи развития кор выветривания в мезо-кайнозойе на Сибирской платформе и их геологические особенности. — Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 66.
- Цибульчик В.М., Нестеренко Г.В. Изменение ильменита, магнетита и титаномагнетита в гипергенных условиях. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1965.
- Цыкин Р.А. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Красноярского края. — В кн.: Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967.
- Цыкин Р.А. Экзогенное минеральное сырье Красноярского края. Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 7. Красноярск, 1970.
- Черкасов Г.Н. Состав, структура и генезис бокситов Западно-Убаганского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса месторождений полезных ископаемых Западной Сибири. Новосибирск, 1966.
- Черкасов Ю.А. О применении "фокального экранирования" при измерениях показателей преломления иммерсионным методом. — В кн.: Современные методы минералогического исследования горных пород, М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Чубугина В.Л. О щелочно-ультраосновных породах Чадобецкого поднятия и их взаимосвязи. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 4. Красноярск, 1964.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре, М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Рудницкая Е.С., Ермилова Л.П. О природе и генезисе галлаузитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.
- Шандер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований, М., "Наука", 1966.
- Шибистов Б.В. К вопросу бокситоносности междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. — Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 7. Красноярск, 1970.

- Шибистов Б.В., Шибистова Н.Р., Пряникова Н.Д. Применение карт вершинных платформ при прогнозировании поисков бокситов на сочленении Енисейского кряжа и Сибирской платформы. - Труды СНИИГГИМС, 1969, вып. 88.
- Шербина В.В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза. - Геохимия, 1956, № 5.
- Шербина В.В. Основные черты геохимии ванадия. - Известия на геологический институт "Страшимир Димитров". 1965, кн. XIV.
- Юркин В.И., Крюков А.В. Основные черты строения и состава кимберлитовых трубок Чадобецкого поднятия. - Материалы по геол. и полезн. ископ. Красноярского края, вып. 6. Красноярск, 1969.
- Яншин А.Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. - В кн.: Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Тодорова Т. Червеобразен каолинит от изветрителната кора край с. Славанак, Хасковско. - Изв. на Геол. ин-т, серия стратигр. и литол., 1969, XVIII.

- Bardossy G.I., Bardossy S.L. Contributions to the geochemistry of titanium. - Acta geol. Acad. scient. hung., 1954, t. 2, fasc. 3-4.
- Bardosky G.I. The geochemistry of Hungarian bauxites. Pt 1-4. Acta Acad. sci. hung., 1958, t. 5, fasc. 1-4.
- Bardossy Gy. The relation of the kaolinitic clay deposits of the Bakony Mountains to the deposits of bauxite. - Acta geol., 1962, t. VI, fasc. 3-4.
- Bonifas M. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. - Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 1959, N 17.
- Brindley G.W., Robinson K. Structure of kaolinite. - Mineral. Mag., 1946, 27.
- Burto J.D., Culkin F., Riley J.P. The abundance of gallium and germanium in terrestrial materials. - Geochim. et cosmochim. acta, 1959, v. 16.
- Carron M.K., Naeser C.R., Rose H.L., Hildebrand F.A. Fractional precipitation of rare earths with phosphoric acid. - Bull. Geol. Surv. America, 1958, N 1036-N.
- Chowdhury A.N., Chakraborty S.C., Bose B.B. Geochemistry of gallium in bauxite from India. - Econ. Geol., 1965, v. 60.
- Clarke O.M. The formation of bauxite on karst topography in Eufaula district, Alabama and Jamaica, West Indies. - Econ. Geol. 1966, v. 61, N 5.
- Correns D.W. Einführung in die Mineralogie. Berlin, 1949.
- Cuthbert F.L., Rowland R.A. Differential thermal analysis of some carbonate minerals. - Amer. Mineralogist, 1947, v. 32, N 3-4.
- Ervin H.G.J., Osborn E. The system $Al_2O_3-H_2O$. J. Geol., 1951, 59, 4.
- Fairbairn P.E., Robertson R.H.S. Stages in the tropical weathering of kimerlite. - Clay Minerals, 1966, 6, N 4.
- Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. London, 1932.
- Frederikson A. The genetic significance of mineralogy. - In "Problem of clay and laterite genesis", N.Y., 1952.
- Frondel C. Systematic mineralogy of uranium and thorium. - Bull. Geol. Surv. America, 1958, N 1064.
- Frondel C., Marvin U.B. Cerianite CeO_2 from Pocos de Caldas, Brazil. - Amer. Mineralogist, 1959, N 7/8.
- Gordon M., jr., Murata K.L. Minor elements in Arkansas bauxite. - Econ. Geol., 1952, v. 47, 169.
- Gordon M., Jr., Tracey J.L., jr. Origin of the Arkansas bauxite deposits. - In "Problem of clay and laterite genesis" N.Y., 1952.
- Gordon M., jr., Tracey J.L., jr., Ellis M.W. Geology of the Arkansas Bauxite Region. - Geol. Surv. Profess. Paper, 1958, N 299.
- Gruner J.W. Structure of kaolinite. - Z. Kristallogr., 1932, 83.
- Harden G., Bateson J.H. A geochemical approach to the problems of bauxite genesis in British Guiana. - Econ. Geol., 1963, v. 58, N 8.
- Hartman J.A. Origin of heavy minerals in Jamaican bauxite. - Econ. Geol., 1955, v. 50, N 7.
- Hartman J.A. The titanium mineralogy of certain bauxites and their parent materials. - Econ. Geol., 1959, v. 54, N 8.
- Hartman J.A. Titanium mineralogy of certain bauxites and their parent materials. - Econ. Geol., 1960, v. 55, N 6.
- Hill V.G. The mineralogy and genesis of the bauxite deposits of Jamaica, B.W.I. - Amer. Mineralogist, 1955, 40.
- Katsura T. a. oth. Titanomagnetite and titanomagnetite in a Hawaiian soil. - J. Sediment. Petrol., 1962, v. 32, N 2.
- Keller W.D., Pickett E.E., Reesman A.L. Elevated dehydroxylation temperature of the Keokuk geode kaolinite - a possible reference mineral. - Proch. Internat. Clay Conf. Jerusalem, 1966, v. 1.
- Kennedy G. Phase relations in system $Al_2O_3 - H_2O$ at high temperatures and pressures. - Amer. J. Sci., 1959, 257, 8.

- Kerr P.F., Hamilton P.K., Pill R.J., Wheeler C.V., Lewis D.R., Burkhard W., Reno D., Taylor G.L., Mielenz R.C., King M.E., Schielez N.C. Analytical data on reference clay materials. - Prelim. Rept, 1950, N 7.
- Konta I., Borovec Z. Schwerminerale in Rohkaolin von Sedlez (Zettlitz) in Böhmen. - *Keram. Z.*, 1966, Bd. 18, 9.
- Koritnič S. Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor (mit besonderer Berücksichtigung der Sedimente). - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1951, 1.
- Korting S. Zur Geochemie des Fluors in den Sedimenten. - *Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen*, 1963, 10.
- Kornfeld J.A. Statistical relationships of minor constituents of some montronites. - In: *Clays and clay minerals*", W.D.C., 1958.
- Köster H.M. Beiträge zur Kenntnis indischer Laterite. - *Betr. Mineral. und Petrol.*, 1955, N 5.
- Köster H.M. A contribution to the knowledge of Indian laterites. - *Rec. Geol. Surv. India*, 1964, v. 93, pt. 2.
- Magistad O.C. The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth. - *Soil Sci.*, 1925, v. 20, N 3.
- Matijević E. Detection of metal ion hydrolysis by coagulation. VI. Beryllium. - *J. Colloid Sci.*, 1965, 20, N 4.
- Matsusaka Y., Sherman G.D., Swindale L.D. Nature of magnetic minerals in Hawaiian soils. - *Soil Sci.*, 1965, v. 100, N 3.
- Millot G., Bonifas M. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de lateritisation et de bauxitisation. - *Bull. Serv. Carte géol. Alsace et Lorraine*, 1955, 8.
- Murty Y.C.K. Bauxite deposits of Kalahandi district, Orissa. - *Indian Minerals*, 1963, v. 17, N 3.
- Nagasawa K. Kaolinite from the Mikana mine, Niigata prefecture. - *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1953, 1, 9.
- Overstreet E.F. Geology of the southeastern bauxite deposits. - *Geol. Surv. Bull.*, 1964, N 1199-A.
- Overstreet W.C. The geologic occurrence of monazite. - *Geol. Surv. Profess. Proc.*, 530, 1967.
- Pedro G. An experimental study of the geochemical weathering of crystalline rocks by water. - *Clay Minerals Bull.*, 1961, v. 4, N 26.
- Percival F.G. The lateritic iron deposits of Conakry. - *Bull. Inst. Mining and Metallurgy*, 1965, N 702.
- Rankama K., Sahama Th. G. *Geochemistry*. Univ. Chicago Press, 1950.
- Rose H.J. jr., Blade L.V., Malcolm R. Earthy monazite of Magnet Cove Arkansas. - *Amer. Mineralogist*, 1958, v. 43, N 9-10.
- Ross C.S., Kerr P.F. The kaolin minerals. - *Profess Paper U.S. Geol. Surv.*, 1931, N 165-B.
- Rowe R.B. Niobium (columbium) deposits of Canada. - *Geol. Surv. Canada. - Econ. Geol.*, 1958, serie N 18. Ottawa.
- Roy B.C. Report of the Fourth Session of the Unesco's International Advisory Committee for Humid Tropics Research. - *Indian Minerals*, 1964, v. 18, N 1.
- Schellmann W., von. Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin. - *Geol. Jahrb.*, 1964, Bd. 81.
- Schellmann W., von. Die Bildung von Roterde und Bauxitknollen im Vogelberg. - *Neues Jahrb. Mineral.*, 1966, H. 11.
- Schellmann W., von. Die lateritische Verwitterung eines marinen Tons in Südost-Kalimantan. - *Geol. Jahrb.*, 1967, 84.
- Sherman G.D. The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crust. - *Pacific Sci.*, 1950, 4.
- Sugawara K., Naito H., Yamada S. Geochemistry of vanadium in natural waters. - *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 1956, v. 4, N 1.
- Temple A.K. Alteration of ilmenite. - *Econ. geol.*, 1966, v. 61.
- Valeton I. Laterite und ihre Lagerstätten. - *Fortschr. Mineral.*, 1967a, 44, 1.
- Valeton I. Ein Lateritprofil auf klastischen Sedimenten des Mittelmiozäns von Neyveli (Madrasstate-Indien). - *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1967b, v.14, N 3.
- Weser H., Milligan W. The constitution of inorganic gels. - *Advanc. in Colloid Sciences*, N. Y., 1942.
- Wolfenden E.B. Geochemical behaviour of trace element during bauxite formation in Sarawak, Malaysia. - *Geochim. et cosmochim. acta*, 1965, v. 29, N 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ	5
Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ	9
Осадочные породы	9
Туфогенные и магматические породы	11
Тектоника	12
Рельеф района	13
Глава III. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ	15
Латеритная кора выветривания терригенных пород	19
Латеритная кора выветривания щелочных ультраосновных пород (включая кимберлиты и карбонатиты)	26
Кора выветривания долеритов	41
Кора выветривания известняков	49
Глава IV. БОКСИТОВЫЕ ПОРОДЫ	51
Котловинное месторождение	51
Карстовые месторождения	70
Глава V. ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ	75
Минералы алюминия	75
Минералы железа	84
Минералы титана	86
Прочие минералы	86
Глава VI. ГЕОХИМИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ	88
Общие сведения о химических процессах в бокситах	88
Геохимия отдельных элементов	89
Глава VII. О ГЕНЕЗИСЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТОВ	105
Глава VIII. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ БОКСИТОВ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	111
Заключение	115
Литература	117

Анатолий Данилович С л у к и н

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И БОКСИТЫ ЧАДОБЕЦКОГО
ПОДНЯТИЯ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных
месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
АН СССР

Редактор В.М.Израилов
Редактор издательства Н.М. Митяшова
Художник С.А. Смирнова
Художественный редактор В.Н. Тикун
Технические редакторы Л.М. Сурикова, В.И. Дьяконова

Подписано к печати 18/УП-73 г. Формат 70 x 108 1/16
Бумага № 1. Усл.печ.л. 11,2. Уч.-изд.л. 12,36
Т-11344. Тираж 850 экз. Тип.зак.485. Цена 1р.24к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

ОПЕЧАТКИ

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
41	8 св.	серые	серые
56	3 сн.	размещения	замещения
78	10 сн.	810°	610°
92	1 сн.	долеритов	выветрелых долеритов
100	2 св.	2	3
100	3 св.	3	2

Зак. 483

1 р. 24 к.

832



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»