

И. Валетон

БОКСИТЫ

Издательство
«Мир»

BAUXITES

by

IDA VALETON

Professor of Mineralogy and
Petrography, Geological-Palaeontological
Institute, University of Hamburg

ELSEVIER PUBLISHING COMPANY,
AMSTERDAM • LONDON • NEW YORK
1972

И. ВАЛЕТОН

553.492

БОКСИТЫ

198

Перевод с английского

С. С. ЧЕКИНА

Под редакцией и с предисловием

д-ра геол.-мин. наук В. П. ПЕТРОВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
МОСКВА, 1974



Автор — один из ведущих зарубежных специалистов в области изучения бокситов и бокситовых месторождений. Им обобщены результаты личных исследований (в минералогическом, геохимическом, генетическом аспектах) важнейших бокситовых залежей Франции, Греции, Суринама, Гвианы, Индии, а также крупнейших бокситовых месторождений Ямайки, Гвинеи, Австралии, знакомых нам по отрывочным публикациям. Поэтому книга представляет собой весьма ценную для советских исследователей новейшую сводную работу. Советским геологам особенно интересно познакомиться с месторождениями латеритного типа, широко распространенными во многих странах, но пока не обнаруженными в СССР.

*Редакция литературы
по вопросам геологических наук*

В $\frac{20803-132}{041(01)-74}$

© Перевод на русский язык, «Мир», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

Боксит — одно из интереснейших и важнейших полезных ископаемых; это совершенно необычное по составу природное образование, генезис которого во многом не ясен. Поиски месторождений бокситов усиленно ведутся во многих странах.

В Советском Союзе также проводятся большие работы по поискам и изучению бокситов, осложненные, однако, тем, что на территории СССР отсутствует важнейший тип бокситовых руд — руд так называемого латеритного типа. Руды латеритного типа располагаются почти всегда на дневной поверхности или очень близко к ней, поэтому их легко разрабатывать. Кроме того, они чаще всего сложены гиббситом — минералом, легко реагирующим с растворами, применяемыми для извлечения глинозема, поэтому алюминий, получаемый из таких руд, оказывается самым дешевым.

Отсутствие залежей молодых латеритных бокситов заставляет советских геологов обращать главное внимание на поиск и изучение бокситов другого рода, более сложных по условиям своего залегания. Трудность поисков усугубляется еще тем, что в существующих теориях генезиса бокситов латеритным бокситам отводится совершенно особая роль. Например, предполагается, что латеритный боксит является чуть ли не единственной формой первичных ассоциаций минералов водного глинозема; во всех же остальных бокситовых породах эти минералы якобы встречаются только во вторичном залегании, будучи переотложены чисто механически из латеритных месторождений. В связи с этим большой интерес для советских специалистов приобретает перевод книги И. Валетон на русский язык.

За рубежом эта книга завоевала большую популярность. Впервые она вышла несколько лет назад на немецком языке и встретила настолько благожелательный прием у специалистов, что очень скоро потребовалось новое ее издание. Второе издание, с которого сделан русский перевод, было выпущено на английском языке и значительно дополнено, что, безусловно, способствовало его улучшению. Советскому читателю будет особенно интересен детальный обзор большинства зарубежных месторождений бокситов, в том числе и латеритных.

Основным недостатком книги, как об этом говорит и сама И. Валетон, является слабое знакомство автора с представлениями, изложенными в советской литературе. Для нашего читателя это, впрочем, не столь важно. На русском языке недавно опубликована весьма содержательная сводка Г. И. Бушинского;

существуют также оригинальная монография Ю. К. Горецкого и ряд других интересных работ, перечень которых дан в приложении к настоящему предисловию.

Оценивая книгу И. Валетон, мы должны прежде всего отметить разное отношение автора к фактическому материалу и к гипотезам генезиса месторождений. Если фактический материал автор излагает очень объективно, приводит точные описания геологических соотношений и состава пород, то в отношении гипотез автор весьма субъективен. Ряд спорных положений автор неоднократно повторяет как доказанные истины, без какого-либо анализа и указания на их спорность. В тех случаях, когда фактические данные отсутствуют или их недостаточно, автор основывает свои выводы на широких гипотетических предположениях.

Весьма ценным в данной книге является обзор месторождений латеритных бокситов тропического пояса. Первое, что следует здесь отметить, это повсеместный их несомненно древний возраст. Как известно, ранее все тропические латериты в соответствии с идеями Фокса, широко вошедшими в советскую литературу, считали молодыми образованиями, связанными с современным климатом и современным рельефом. Эта точка зрения поддерживалась в нашей литературе даже в самые последние годы (Б. М. Михайлов, Ю. Ю. Бугельский). И. Валетон обоснованно говорит о древности всех тропических латеритов Америки, Африки, Австралии и Океании, приписывая современный возраст только бокситам Гавайских островов.

К сожалению, автор не учитывает важнейшей особенности любой элювиальной толщи, в том числе и тропических латеритов, — ее реакционной природы. Как и во всякой реакционной колонке, зоны различного состава образуются в элювиальных толщах одновременно и растут одна за счет другой при полном сохранении постоянства отношений мощностей. Обязательным условием при этом является сохранение постоянства условий реакции. В свете этого положения, несомненно, ошибочны некоторые высказывания автора книги о самостоятельном образовании той или иной зоны. Например, неверно, что «стадия бокситизации завершилась только на тех участках, которые длительное время находились на поверхности». Бокситизация, если это элювиальный процесс, является непременным членом реакционной колонки, и зона бокситов, безусловно, должна присутствовать в элювиальной толще вне зависимости от времени ее образования, но мощность зоны будет тем меньше, чем меньше мощность всей элювиальной толщи и чем короче период ее формирования. Ни о каком «завершении» процесса говорить нельзя, ибо реакционная колонка будет расти до тех пор, пока сохраняются реагирующие компоненты, в данном случае материнская порода, и факторы, обуславливающие выветривание.

Следующее наше замечание относится к самой природе минеральных преобразований в процессе выветривания. И. Валетон, как впрочем и ряд других специалистов, считает, что эти преобразования происходят в результате «выщелачивания» сначала щелочей, а затем кремнекислоты и других компонентов первичных минералов. Конечно, такой взгляд совершенно необоснован, так как в зоне выветривания растворы реагируют с определенными минералами в определенных условиях рН, Eh и t° . И если данный минерал, например калиевый полевой шпат, устойчив в этих условиях, а плагиоклаз неустойчив и переходит в каолинит, то и в выветривающейся породе выветриваться будет только плагиоклаз, а из нее в растворы будут «выщелачиваться» лишь натрий и калий, входившие в плагиоклаз, и одновременно та часть кремнекислоты, которая оказывается в плагиоклазе избыточной при переходе его в каолинит. Та же часть калия и натрия, которая входила в ортоклаз, выщелачиваться не будет до тех пор, пока сохранятся условия рН, Eh и t° .

В свете сказанного следует рассматривать и влияние дренажа на характер выветривания. Автор ни минуты не сомневается, что различия в большинстве минеральных преобразований зависят от интенсивности дренажа; однако данное положение не доказано.

Очень важным моментом для понимания генезиса латеритных бокситов является суждение о природе бокситовых брекчий, иногда залегающих в верхах латеритной толщи. Автор считает, что эта брекчия является псевдобрекчией, т. е. она представляла собой первоначально сплошной горизонт боксита, впоследствии подвергшийся ресилицификации с образованием каолинита по трещинам. Оставшиеся угловатые реликты боксита и создают впечатление, что это брекчия. Процесс этот вполне возможен, и, вероятно, в природе существуют подобные псевдобрекчии. Однако гораздо чаще в таких условиях встречаются настоящие брекчии, о чем автор не упоминает.

Последний спорный вопрос, который нам хотелось бы осветить, относится к положению бокситового горизонта в латеритной толще. Автор совершенно не касается этой проблемы, молчаливо принимая классические представления Фокса о формировании боксита в самом верху толщи выветривания. Вместе с тем в литературе указываются случаи образования бокситового горизонта в самых низах коры выветривания. С точки зрения геохимии совершенно очевидна невозможность образования двух бокситовых горизонтов. Однако пока отсутствует какое-либо общепринятое объяснение такого положения. Автор настоящего предисловия считает, что собственно элювиальным является только нижний бокситовый горизонт, тогда как верхний представляет осадочную породу, образовавшуюся в значительной мере в результате перемыва и переотложения нижнего горизонта. Конечно, этот вопрос требует дальнейших исследований.

Много неясностей существует в настоящее время в понимании природы карстовых бокситов. Представление о бокситах, как об остаточной терра-росса, господствовавшее несколько десятилетий назад, видимо, отвергнуто большинством специалистов, но И. Валетон неоднократно ссылается на это представление. Вероятно, следует отказаться и от положения о «бокситизации» внутрикарстового материала в результате выветривания. Автор книги указывает на наличие в бокситах терра-росса слюды и полевых шпатов, сохранение которых при выветривании маловероятно.

Выше были отмечены лишь основные спорные моменты, связанные с геологией и петрографией бокситов. На ряд подобных проблем указывает и автор. Это, а также большое количество фактического материала делают предлагаемую книгу ценным пособием для геологов, исследующих бокситовые месторождения, процессы выветривания и осадкообразование вообще. Можно не сомневаться, что книга И. Валетон будет с интересом встречена читателем и во многом поможет изучению уже известных бокситовых месторождений и открытию новых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бенеславский С. И.*, Минералогия бокситов, Госгеолтехиздат, М., 1963.
Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока, Тр. СНИИГИМС, вып. 148, Новосибирск, 1972.
Бокситы, их минералогия и генезис, Изд-во АН СССР, М., 1958.
Бушинский Г. И. Геология бокситов, изд-во «Недра», М., 1971.
Вопросы геологии и минералогии бокситов, изд-во «Мир», М., 1964.
Генезис бокситов, Сборник, изд-во «Наука», М., 1966.
Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений, Тр. ВИМС, вып. 5 нов. серии, М., 1960.
Коннов А. П. Геология и генезис бокситов Средней Азии, изд-во «Недра», 1972.
Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение, части I и II, изд-во «Недра», 1968, 1969.
Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока, Тр. СНИИГИМС, вып. 66, Новосибирск, 1967.
Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания, изд-во «Недра», М., 1967.
Платформенные бокситы СССР, Сборник, изд-во «Наука», М., 1971.
Проблемы бокситов Сибири, Тр. СНИИГИМС, вып. 58, Новосибирск, 1967.
Происхождение бокситов, Сборник, ИЛ, М., 1959.

В. Петров

Глава 1.

ВВЕДЕНИЕ

В книге проведен обзор современных представлений о минералогии, геохимии, геологии и генезисе бокситовых месторождений и рассмотрены вопросы их дальнейшего изучения. Горным инженерам и геологам-разведчикам эта книга поможет лучше разобраться в генетических особенностях и условиях залегания бокситовых месторождений различных типов.

В течение последних 10—15 лет автору представилась возможность изучать различные месторождения бокситов как непосредственно в поле, так и в лаборатории. Кроме того, в книге обобщены многочисленные литературные данные. Переписка автора со специалистами-бокситчиками всего мира способствовала установлению взаимопонимания в многообразных теоретических вопросах и расшифровке сложной генетической истории бокситов.

Автор выражает глубокую признательность д-ру Х. Геберту, который перевел эту книгу на английский язык (первоначальная рукопись на немецком языке была закончена в 1968 г. По этой причине ссылки даны только на те работы, которые опубликованы не позднее 1968 г.).

Определение терминов боксит, глинозем и алюминий. Термин *боксит* предложен Бертье [29] для осадочных пород с высоким содержанием глинозема, которые встречались в окрестностях Ле-Бо в Альпинах (Буш-дю-Рон) во Франции. Либрих [145] впервые применил этот термин к покровным латеритным продуктам выветривания, обогащенным гиббситом, залегающим на базальтах в Фогельсберге, Германия. Поэтому термин *боксит* используется для обозначения продуктов выветривания, богатых глиноземом и бедных щелочами, щелочными землями и кремнеземом.

Термин *бокситовая руда* применяется для определения бокситов, которые имеют промышленное значение в настоящее время или будут иметь в ближайшем будущем. Такая руда содержит не менее 45—50% Al_2O_3 , не более 20% Fe_2O_3 и 3—5% связанного кремнезема.

В этой книге рассматриваются лишь такие рудные месторождения, которые образовались непосредственно в результате латеритного выветривания или переотложения продуктов латеритного выветривания. Алунитовые сланцы и руды алюминия неосадочного генезиса, такие, как криолиты или породы, богатые полевыми шпатами и фельдшпатоидами и имеющие небольшую практическую ценность, здесь не описаны.

Бокситовые месторождения формируются в результате процессов выветривания или почвообразования, которые ведут к накоплению алюминия. В связи с этим заслуживают внимания процессы образования красноземов и латеритизации. Для более детального ознакомления читатель может обратиться к соответствующим работам по тропическим почвам. При выветривании, кроме алюминия, промышленные рудные залежи могут образовывать некоторые другие элементы — железо, марганец и никель. Сводка по таким месторождениям была опубликована автором ранее [256].

Сведения по геологии и минералогии бокситовых месторождений приводятся в работах Фишера [84], Смит-Брейсвелла [232], С. И. Бенеславского [28], Бардошши [21], Г. И. Бушинского [44] и Паттерсона [183]. Термин *глинозем* относится к чистой Al_2O_3 , которая содержит 52,9% Al и 47,1% O. Химический состав технического глинозема приведен в работе Паттерсона [183].

Историю названия *алюминий* Гинзберг [90] раскрывает следующим образом. Уже Геродот называл квасцы (alau), или алунит $KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$, глиноземом (alumen). В 1754 г. Марграф указал, что глина и алунит (alau) содержат одни и те же катионы. Лавуазье в 1782 г. предположил, что глинозем представляет собой окисел металла с таким сильным сродством к кислороду, что он не может быть восстановлен до металлического состояния с помощью углерода или какого-либо другого восстановителя. Де-Морво (De Morveau, 1786) назвал этот гипотетический металл «alumine» (в английском языке — alumina). В 1808 г. Дэви, пытавшийся получить этот металл путем электролиза, назвал его алюминием (aluminium). В 1824 г. Эрстед получил алюминий «безводного» Al_2Cl_3 с помощью калиевой амальгамы. Велер, продолживший опыты Эрстеда [177], в 1821 г. выделил этот новый металл в виде тонкой фольги.

Около 1854 г. Сент-Клер Девиль впервые получил большое количество алюминия восстановлением Al_2O_3 натрием на химическом заводе близ Парижа. Почти в то же время Бунзен [45] и Сент-Клер Девиль [207] выделили алюминий с помощью электролиза. Фон Сименс [262] впервые построил плавильную печь с угольными электродами и угольными тиглями. Только после изобретения электрогенераторов (динамо) в 1866 г. Эро во Франции и независимо от него Холл в Америке разработали процесс промышленного получения алюминия путем электролиза (процесс Холла — Эро).

Первые алюминиевые печи, работающие на основе электролиза, начали выдавать продукцию в 1888—1889 гг. в Питсбурге (Англия) и Нейхаузене (Швейцария). Технология алюминиевого производства намеренно опущена в этой книге с тем, чтобы не выходить за рамки описания рудных месторождений. Для более детального ознакомления с технологией отсылаем чита-

теля к работам Ньюсама и др. [172], Гинзберга [90], Смит-Брей-свелла [232] и трудам Загребского симпозиума по бокситам (Symposium sur les Bauxites, 1963).

Глава 2.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Применение бокситов. Для получения алюминия используют свыше 90% мировой добычи бокситов (исключая СССР и Китай); остальная часть потребляется абразивной, химической и огнеупорной промышленностями.

В зависимости от минерального состава бокситов (гиббситовый, бёмитовый, диаспоровый) применяются различные процессы извлечения алюминия. Наиболее широко распространен байеровский процесс.

Алюминий используется в виде чистого металла или сплавов: Al—Cu—Mg, Al—Cu—Ni, Al—Cu (5% Cu), Al—Mg—Si, Al—Mg (7% Mg), Al—Mn (2% Mn).

Распространение бокситовых месторождений. В истории развития Земли бокситы были приурочены к тем районам, где тропическое выветривание обуславливало накопление гидроокислов и гидратированных окислов алюминия.

Бокситы можно классифицировать тремя способами (фиг. 6):

по *генетическим признакам*:

- 1) бокситы на изверженных и метаморфических породах;
- 2) бокситы на осадочных образованиях:
 - а) на карбонатных породах;
 - б) на обломочных отложениях;

по *геологическому возрасту*:

- 1) палеозойские бокситы;
- 2) мезозойские бокситы;
- 3) кайнозойские бокситы;

по *минеральному составу*:

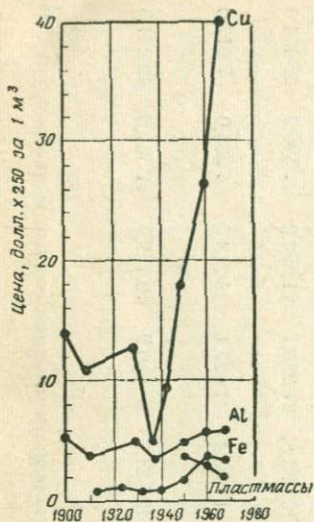
- 1) гиббситовые бокситы;
- 2) бёмитовые бокситы;
- 3) диаспоровые бокситы.

Добыча бокситов. Промышленная значимость бокситового месторождения определяется качеством руды, условиями залегания, запасами, технологией добычи и транспортными условиями.

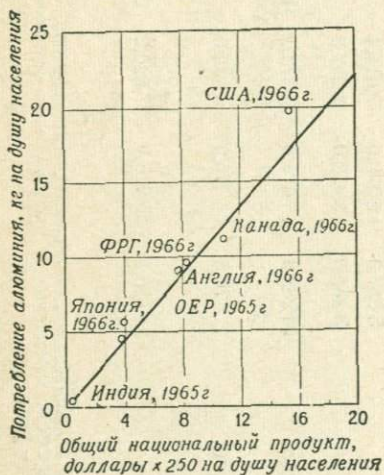
Мировая добыча бокситов показана в табл. 1. В последнее время добыча бокситов резко возрастает в связи с увеличившимся потреблением алюминия в различных целях. Мировое производство алюминия уже превысило общую продукцию свинца, цинка и олова. Как явствует из фиг. 1, цены на

	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	1964 г.	1965 г.	1966 г.	1967 г.	1968 г.	1969 г.
Австрия	26,0	18,0	17,0	17,8	3,7	—	—	—	—	—
Франция	2 067,3	2 224,9	2 194,3	2 028,9	2 432,7	2 663,8	2 810,6	2 812,6	2 712,9	2 772,7
ФРГ и ГДР	3,8	4,2	4,7	4,3	4,2	3,9	3,7	2,3	3,3	3,2
Греция	883,7	1 108,0	1 321,0	1 281,1	1 063,1	1 274,0	1 529,0	1 658,9	1 836,1	1 940,0
Венгрия	1 190,0	1 366,0	1 473,0	1 362,0	1 488,0	1 478,0	1 429,3	1 649,4	1 959,0	1 936,0
Италия	315,5	327,2	309,4	269,7	236,1	244,4	253,7	241,4	216,2	228,0
Румыния	88,0	69,0	31,0	10,0	6,6	108,0	206,0	460,0	595,0	600,0
Испания	2,6	5,6	6,0	11,8	6,8	4,2	4,0	2,4	2,9	2,3
Югославия	1 025,0	1 232,0	1 332,0	1 285,0	1 293,0	1 574,0	1 887,0	2 131,0	2 072,0	2 128,0
<i>Европа²</i>	5 601,9	6 354,9	6 688,4	6 270,6	6 534,2	7 350,3	8 123,3	8 958,0	9 397,4	9 610,2
Китай	350,0	350,0	400,0	400,0	400,0	400,0	400,0	400,0	400,0	400,0
Индия	387,4	475,9	573,0	565,1	591,0	705,7	749,8	788,5	936,3	1 012,5
Индонезия	395,7	419,9	461,2	493,1	647,8	688,3	701,5	920,2	879,3	927,0
Малайзия	459,2	416,5	355,0	451,2	471,3	856,7	955,5	899,6	798,7	1 073,0
Пакистан	0,6	1,4	—	—	—	—	—	—	—	—
Саравак	289,4	257,5	229,1	157,7	160,6	137,3	—	—	—	—
Турция	—	—	—	—	4,5	10,3	32,3	21,0	20,0	20,0
<i>Азия</i>	1 882,3	1 921,2	2 018,3	2 067,1	2 275,2	2 798,3	2 839,1	3 029,3	3 034,3	3 432,5
Гвинея	1 378,0	1 766,7	1 659,8	1 664,0	1 433,0	1 600,0	1 608,7	1 639,2	2 117,6	2 500,0
Гана	193,8	203,9	243,3	314,4	250,4	319,3	322,9	351,0	284,7	270,0
Мозамбик	4,8	4,7	6,2	6,6	6,3	5,7	5,9	5,9	3,3	3,3
Родезия	—	—	0,5	1,8	2,5	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0
Сьерра-Леоне	—	—	—	30,4	130,5	207,3	275,2	334,5	470,3	442,3
<i>Африка</i>	1 576,6	1 975,3	1 909,8	2 017,2	1 822,7	2 134,3	2 214,7	2 332,6	2 877,9	3 217,6
США	2 030,1	1 247,7	1 391,0	1 549,5	1 626,7	1 680,5	1 824,8	1 680,5	1 691,7	1 824,8
Бразилия	120,8	111,4	190,7	169,6	131,7	188,0	249,9	302,9	313,0	320,0
Доминиканская республика	688,6	750,5	675,4	723,5	813,5	893,0	818,4	1 092,0	1 008,0	1 102,8
Гайана	2 510,8	2 411,7	2 762,6	2 163,2	2 517,4	2 918,7	3 357,7	3 381,4	3 721,8	4 306,4
Гаити	346,5	267,2	441,6	384,0	437,2	382,6	361,4	375,8	477,4	776,0
Ямайка	5 837,0	6 770,0	7 615,4	7 013,9	7 936,5	8 651,0	9 061,5	9 395,6	8 525,0	10 498,0
Суринам	3 455,0	3 453,0	3 297,0	3 438,0	3 993,0	4 360,0	5 563,0	5 466,0	5 660,0	6 236,0
<i>Америка</i>	14 988,8	15 011,5	16 373,7	15 441,7	17 456,0	19 073,8	21 236,7	21 694,2	21 396,9	25 064,0
<i>Австралия</i>	70,5	16,2	30,0	359,9	796,5	1 186,4	1 827,1	4 243,6	4 955,0	7 917,0
Всего	24 120,1	25 279,1	27 020,2	26 156,5	29 994,6	32 543,1	36 240,9	40 257,7	41 661,5	49 241,3

¹ По данным «Metallgesellschaft», Франкфурт-на-Майне, 1970.² Данные по СССР, приводимые И. Валетон, здесь опущены, так как советские специалисты могут пользоваться значительно более точными сведениями.—Прим. ред.

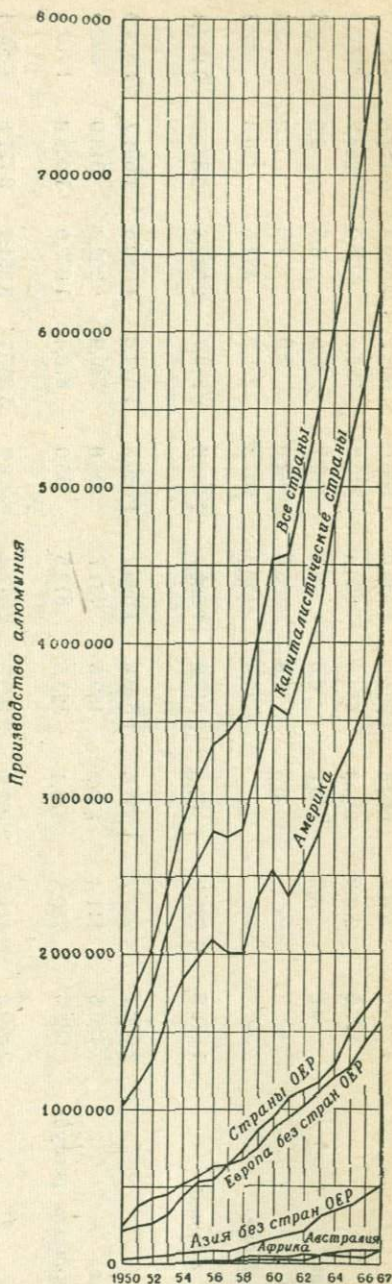


Фиг. 1. Стоимость алюминия, меди, стали и пластмасс [33].

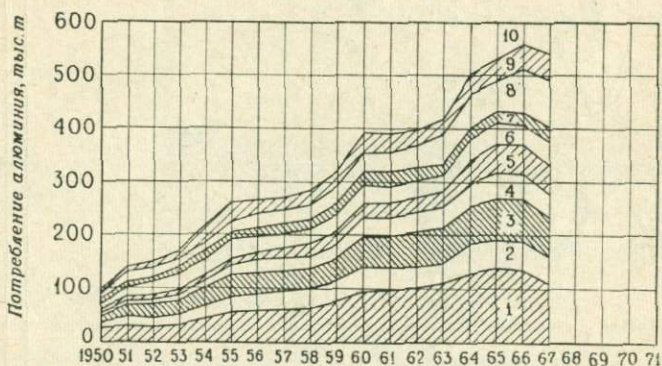


Фиг. 3. Связь между потреблением алюминия и общим национальным продуктом на душу населения.

ОЕР — страны общеевропейского рынка [33].



Фиг. 2. Рост производства алюминия (тонны) в разных странах [77].



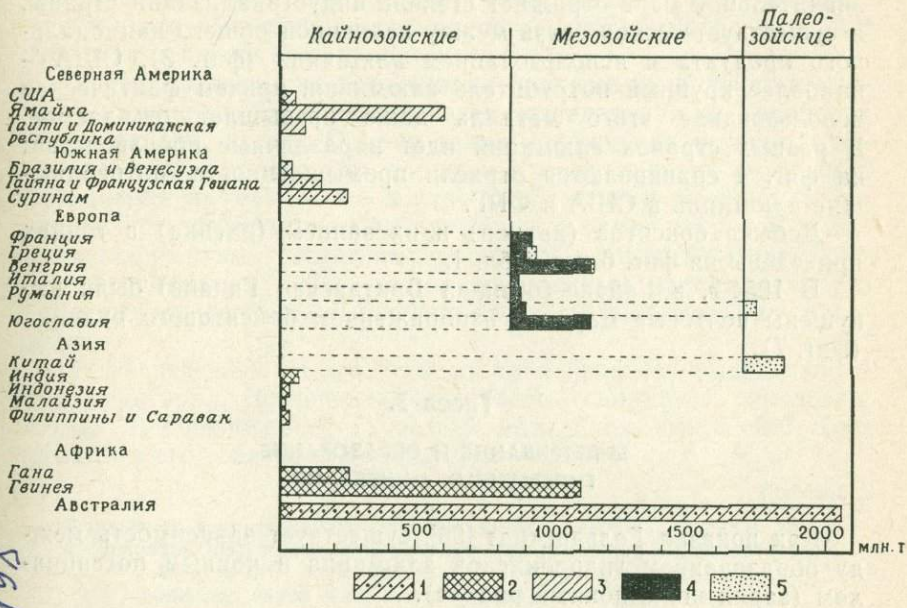
Фиг. 4. Потребление алюминия в США (вверху) и ФРГ (внизу) [77].

1 — транспортная промышленность; 2 — техника; 3 — электротехника; 4 — упаковочные материалы; 5 — строительные конструкции; 6 — бытовые изделия; 7 — сталелитейная промышленность и алюминиевый порошок; 8 — экспорт; 9 — прочие отрасли; 10 — общее потребление.

алюминий весьма устойчивые по сравнению с медью. Поэтому алюминий с успехом заменяет медь, несмотря на то что электропроводность меди выше, чем алюминия.

Послевоенные полихлорвиниловые комбинированные пластмассы иногда используются вместо алюминия. Они стоят дешевле, но их прочность на разрыв составляет всего 20—10% соответствующего показателя алюминия. По этой причине пластмассы во многих случаях не могут заменить алюминий. Алюминий удовлетворяет самым различным требованиям промышленности. Преимущества алюминия перед другими металлами — его низкий удельный вес, высокая электро- и теплопроводность и высокая устойчивость к коррозии.

Интересно сравнить производство алюминия с ростом его импорта в США. Импорт и потребление алюминия резко возрастают по мере промышленного развития страны.



Фиг. 6. Мировые запасы бокситов (оценка).

Наибольшее практическое значение имеют месторождения эоценового возраста (Горное бюро, Вашингтон, 1965).

- 1 — гиббситовые бокситы на изверженных и метаморфических породах; 2 — гиббситовые бокситы на обломочных осадочных отложениях; 3 — карстовые гиббситовые бокситы; 4 — карстовые бёмитовые бокситы; 5 — карстовые диаспоровые бокситы.



Фиг. 7. Гвианская марка 1954 г., посвященная добыче бокситов.



Мировое производство алюминия возросло с 1,5 млн. т в 1950 г. до 8 млн. т в 1967 г. (фиг. 2). Потребление алюминия в значительной мере отражает степень индустриализации страны, и существует тесная связь между величиной общего национального продукта и использованием алюминия (фиг. 3). США — наиболее крупный потребитель алюминия, причем фактическое использование этого металла даже превышает ожидаемое. В разных странах алюминий идет в различные производства; на фиг. 4 сравниваются отрасли промышленности, потребляющие алюминий в США и ФРГ.

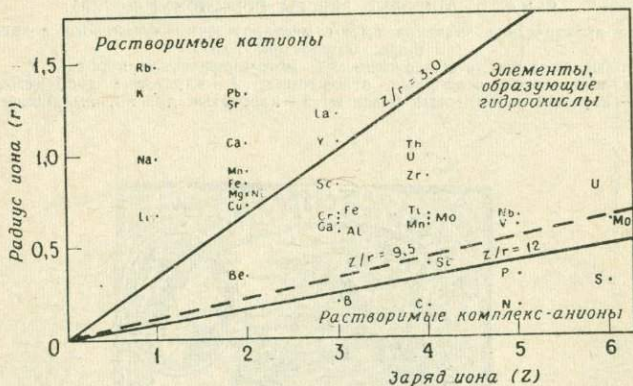
Добыча бокситов (карьер) и их запасы (оценка) в тоннах приведены на фиг. 6 и в табл. 1.

В 1954 г. в Гайане (бывшая Британская Гвиана) были выпущены почтовые марки с изображением бокситового рудника (фиг. 7).

Глава 3.

ВЫВЕТРИВАНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ ГИПЕРГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Как показал Гольдшмидт [96], существует зависимость между образованием гидроокислов алюминия и ионным потенциалом (заряд иона, ионный радиус).



Фиг. 8. Связь между величиной ионного потенциала и элементами, образующими гидроокислы [96].

При растворении в процессе выветривания некоторые элементы-примеси, такие, как Be^{2+} , Ni^{2+} , Sc^{3+} , Cr^{3+} , Th^{4+} , U^{4+} , Zr^{4+} , Mn^{4+} , Mo^{4+} , Nb^{5+} , V^{5+} , U^{6+} , могут накапливаться вместе с главными элементами — Fe^{3+} , Al^{3+} и Ti^{4+} (фиг. 8).

Разложение минералов при процессах выветривания. Существующие теории по разложению первичных минералов и об-

разованию гипергенных все еще имеют умозрительный характер. По этой причине и вследствие громадного роста числа публикаций, которые часто противоречивы, здесь мы ограничились отдельными выборочными данными и гипотезами. Существуют два пути решения этой проблемы:

1. Наблюдения над природными процессами. К лучшим примерам таких наблюдений относятся исследования на Гавайских островах (см. ниже). Однако такие наблюдения останутся незавершенными, поскольку, вероятнее всего, никогда не удастся установить прямую связь между разложением первичных минералов и образованием гипергенных, с одной стороны, и физико-химическими свойствами раствора — с другой. Выветривание представляет собой настолько сложный процесс, что его невозможно полностью воспроизвести в лабораторных условиях.

2. Экспериментальные исследования процесса выветривания в лаборатории. Исследования каркасных силикатов, образовавшихся при разложении суспензий минералов, выполнены Корренсом и его соавторами (табл. 2).

Таблица 2

Данные по искусственному выветриванию калиевого полевого шпата в суспензии [59], показывающие, что максимальное количество K_2O , Al_2O_3 и SiO_2 переходит в раствор при различных рН, размерах зерен и скоростях поступления растворителя

рН	3	3	6,6	5,5—6,85—8,3	11
Температура, °С	20	20	20	20	20
Размер зерен, мкм	< 1	3—6 (размешивание)	< 1	Шаровая мельница	< 1
см ³ /сут.	70	~74	32	—	32
K_2O , мг/л	7,7	11,5	12,3	41,6	14,8
Al_2O_3 , мг/л	5,6	7	1,1	1	6,5
SiO_2 , мг/л	10	6,5	7	2	15,8
Растворитель, мг/л	9,1	1,82	1,85	4,5	5,2

рН 3 (раствор серной кислоты); рН 6,6 (дважды дистиллированная вода); рН 11 (раствор аммиака).

Каркасные силикаты. Корренс и Энгельгардт [59] впервые показали, что растворимость некоторых ионов зависит от рН. Экспериментальные исследования по разложению калиевых полевых шпатов свидетельствуют о том, что разложение было минимальным при рН около 7. Скорость растворения в течение начальных стадий резко возрастает, но затем, начиная от некоторой точки, становится постоянной. Вследствие относительно высокой растворимости калия образуется остаточный аморфный слой толщиной 300 Å, богатый Si и Al. Диффузия приводит к постоянному удалению калия. Из этого остаточного

слоя постоянной толщины Si и Al могут переходить в ионный раствор.

Отношение $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в остаточном слое зависит от величины рН растворов, оно наибольшее при нейтральных растворах.

Подобные же эксперименты были проведены Корренсом и его соавторами над плагиоклазами, фельдшпатоидами, амфиболами и оливином. Корренс [58] показал, что те же закономерности имеют место при растворении всех каркасных силикатов. Во всех случаях на минеральных зернах образовывались остаточные слои. Толщина и химический состав этих остаточных слоев контролировались растворимостью элементов при условиях опытов.

Волла [274] провел опыты по выветриванию полевого шпата, изучая реакции водных растворов с суспензией полевых шпатов (подтвердив результаты Корренса и Энгельгардта [59]) и диффузию водных растворов в твердую фазу раздробленного полевого шпата (100 г/л). В этом эксперименте реакционная поверхность между твердой фазой и раствором была очень большой и остаточные слои не формировались. В табл. 3 приведены данные по растворимости Al_2O_3 и SiO_2 , полученные обоими методами.

Таблица 3

Концентрации кремнезема и глинозема (мг/л) в растворе, равновесном с полевым шпатом (100 г/л) [274]

рН	Суспензия		Просачивающаяся вода		Средние величины	
	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3
4	87,8	139	—	—	87,8	139
5	48,9	28,6	39,8	22,2	44,3	25,4
8	17,9	—	17,9	0,65	17,9	0,65
9	15,5	—	16,3	(0,10)	15,9	(0,10)
10	22,5	1,6	—	—	22,5	1,6
H_2O (рН конечное 6,8)	—	—	33,1	0,45	33,1	0,45

Концентрации Al_2O_3 и SiO_2 в растворе после диффузии в равновесии с полевым шпатом приведены в табл. 4. Кремнезем значительно более растворим, чем глинозем (алюминий).

В почвах, в химических осадках из растворов отношение Al/Si контролируется как рН, так и скоростью удаления кремнезема из раствора [274]. В экспериментальных исследованиях Педро [185] анализировал реликтовые минералы, растворы и новообразованные минералы.

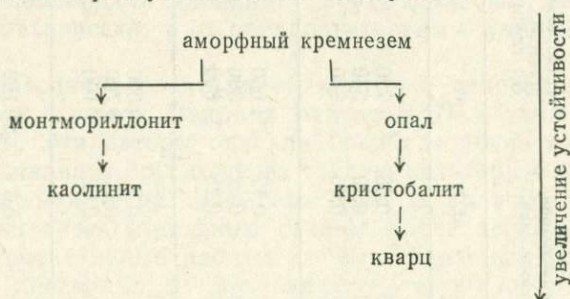
Слоистые силикаты. Разложение глинистых минералов представляет особый интерес в связи с образованием бокситов, за-

Таблица 4

Концентрации SiO_2 и Al_2O_3 в растворе,
равновесном с полевым шпатом
при различных pH [274]

pH	SiO_2 мм/л	Al_2O_3 мм/л
4	1,46	1,35
5	0,74	0,25
H_2O (6,8)	0,55	0,004
8	0,30	0,006
9	0,26	0,0009
10	0,37	0,016

легающих на глинистых породах. Многие авторы изучали выветривание слоистых силикатов. Вей и Зайферт [269] установили следующий ряд устойчивости минералов:



Хейдеман [115] провел серию опытов по растворению каолинита, огнеупорной глины, иллита и монтмориллонита при 20°C и различных pH (3, 6, 10), которые расширили представления о возможных путях преобразования глинистых минералов при выветривании.

Эти исследования состояли из двух серий опытов:

1. Суспензия из 1 г глины в 150 мл раствора размешивалась непрерывно в фильтровальной установке, сделанной из пластмассы. Через 7 дней 100 мл раствора отфильтровывались и остаток 50 мл разбавлялся до 150 мл. Эта операция повторялась в течение 20 недель.

2. Суспензии встряхивались в пластмассовых бутылках в течение 1 и 9 месяцев при температуре 20°C . Данные по растворению глинистых минералов приведены в табл. 5.

Каолинит Н-7 растворяется при pH 3 и pH 10 стехиометрически, однако при pH 3 общее количество растворенных веществ значительно выше, чем при pH 10. При pH около 7 разложение минералов приводит к остаточному обогащению алюминием.

Данные экспериментального выветривания глинистых минералов [115]

Глинистые минералы (фракция 2 мкм)	рН	После 20-недельной фильтрации				После 9-месячного встряхивания			
		концентрация в растворе, млн. ⁻¹		растворенный материал, γ/г глины		концентрация в растворе, млн. ⁻¹		растворенный материал, γ/г глины	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃
Каолинит Н-7 45 м ² /г * Si : Al = 1 : 1 **	3	0,62	0,58	1 720	1 520	6,6	4,7	990	710
	6	0,32	< 0,02	950	< 20	0,8	< 0,02	120	< 3
	10	0,50	0,46	980	940	0,65	0,70	100	105
Огнеупорная глина FC 105 м ² /г * Si : Al = 1 : 1 **	3	0,60	0,17	1 650	420	4,3	1,8	650	270
	6	0,08	< 0,02	390	< 20	1,2	< 0,02	180	< 5
	10	0,40	0,25	800	570	1,0	0,45	150	70
Монтмориллонит MU 720 м ² /г * Si : (Al + Fe + Mg) = 2 : 1 **	3	5,0	0,3	19 000	500	28,06	1,1	4 300	170
	6	1,1	< 0,02	5 700	< 25	7,6	~ 0,03	1 150	~ 5
	10	3,0	< 0,02	7 100	< 25	8,0	0,15	1 200	20
Монтмориллонит MP 880 м ² /г * Si : (Al + Fe + Mg) = 2 : 1 **	3	7,5	0,3	29 100	520	41,4	1,7	6 210	250
	6	1,1	< 0,02	7 500	< 25	~ 7,0	~ 0,03	1 050	~ 5
	10	1,9	< 0,02	5 100	< 25	2,9	0,2	440	30

* Удельная поверхность.

** Отношение атомных количеств.

Хейдеман предполагает, что огнеупорная глина также растворяется стехиометрически в пределах рН 3—10. Он считает, что низкая концентрация Al обусловлена низкой растворимостью Al при нейтральных значениях рН [195] и отражает адсорбцию алюминия на поверхности глинистых минералов [192]. Порошок огнеупорной глины (FC) растворяется слабее, чем каолинит, несмотря на ее большую удельную поверхность. Это объясняется различиями в кинетике реакции.

В кислой среде монтмориллониты MU и MP достигают рН 3 только после нескольких недель. В конечном растворе после 20 недель отношение Si/Al равно приблизительно 15 после фильтрации, но оно достигает 25 после 9-месячного встряхивания. При кислых, нейтральных и щелочных условиях кремнезем имеет относительно высокую растворимость, а в остаточной твердой фазе увеличивается концентрация алюминия. Накопление большого количества кремнезема в фильтрате указывает на быстрое разрушение структуры монтмориллонита. В противоположность каолиниту монтмориллонит растворяется не стехиометрически, а с предпочтительным удалением кремнезема.

Преобразование слоистых силикатов в гидроокислы экспериментально изучали Педро и Беррье [187], а также Педро и Битар [188]. Эти авторы описали преобразование каолинита в бёмит и оливина в брусит через стадию антигорита как результат разрушения тетраэдрического слоя и полной структурной перестройки через аморфную стадию после десилицификации.

Экспериментальные работы по выветриванию, выполненные в течение последних 30 лет, свидетельствуют о том, что как каркасные силикаты, так и слоистые силикаты преобразуются в гели через стадию ионных растворов. Одни минералы группы слоистых силикатов при определенных условиях могут переходить в другие без нарушения структуры (деградация и агрегация по Милло и др. [163]).

Искусственное выветривание минералов с помощью органических кислот. Д. Г. Сапожников [209] отмечает, что в последние годы И. И. Гинзбург, Р. С. Яшина и другие исследователи из ИГЕМ АН СССР занимались изучением процессов воздействия различных органических кислот на минералы. Эти исследователи использовали лимонную, винную, яблочную, янтарную и масляную кислоты и первичный амид аспарагиновой кислоты и сравнивали полученные результаты с результатами разложения серной кислотой.

Этими авторами проводились опыты по растворению нефелина, хлорита и каолинита. Концентрация кислот изменялась от 0,1 до 0,001 н. при комнатной температуре. Один грамм раздробленного минерала помещался в стакан, содержащий 100 мл раствора кислоты, и размешивался в течение 30 мин. Затем эта смесь отстаивалась 24 ч, и раствор отделялся от осадка

фильтрованием или центрифугированием. Эти опыты показали, что все три минерала частично разлагаются даже в растворах с наименьшей концентрацией, о чем можно судить по данным табл. 6.

Таблица 6

Общее количество растворенного вещества (в мг на 1 г минерала)
(по И. И. Гинзбургу и др. [209])

Кислоты	0,05 н.			0,001 н.		
	нефелин	хлорит	каолинит ¹	нефелин	хлорит	каолинит ¹
Лимонная	304,45	3,96	3,95	2,78	2,32	4,41
Яблочная	273,43	5,31	6,10	4,71	1,38	4,80
Винная	281,0	3,65	5,57	6,26	1,77	4,34
Аспарагиновая	102,84	4,94	6,95	4,15	1,08	4,26
Масляная	64,95	2,85	4,88	1,22	1,65	4,36
Янтарная	73,27	3,12	5,27	3,56	1,41	4,10
Серная	203,17	6,49	5,80	4,24	2,57	4,19

¹ В каолините содержалось немного СаО.

Все прореагировавшие растворы, даже очень слабо концентрированные, содержали заметные количества алюминия. В опытах с 0,05 н. растворами выщелачивались значительные количества алюминия (табл. 7).

Таблица 7

Количество Al_2O_3 (мг/л), перешедшее в раствор из 1 г минерала
после обработки 0,05 н. органическими кислотами
(по И. И. Гинзбургу и др. [209])

Кислоты	Нефелин		Хлорит		Каолинит	
	Al_2O_3	pH экстракта	Al_2O_3	pH экстракта	Al_2O_3	pH экстракта
Лимонная	7,62	6,78	0,50	3,22	0,25	3,50
Яблочная	9,43	6,00	0,30	3,12	0,15	3,50
Винная	10,70	4,25	0,17	3,12	0,09	3,02
Аспарагиновая	1,50	5,82	0,11	3,52	0,02	3,92
Масляная	0,70	4,22	0,08	3,86	0,01	3,90
Янтарная	0,80	4,25	0,07	3,52	0,02	3,88
Серная	3,40	4,20	0,41	2,47	0,30	2,52

Для того чтобы определить растворимость алюминия в фульвокислотах, Н. В. Сапрыкина [209] провела экспериментальные исследования в кавказских субтропиках, где известна латеритная кора выветривания. Алюминий не переходил в раствор при воздействии фульвокислот не только на свежие, но и на гиббситизированные породы. Напротив, значительная часть

алюминия, присутствовавшая в виде примеси в фульвокислоте, адсорбировалась породой (табл. 8).

Таблица 8

Содержание Al_2O_3 в растворах фульвокислот после 24-часовой фильтрации через почву или породы [209]

Порода	рН после фильтрации	Содержание Al_2O_3 (мг/л)		Экстракция (-) или адсорбция (+) Al_2O_3
		в растворе исходных кислот	в растворе после фильтрации	
Красноземная почва	5,0	7,54	11,22	3,68 (-)
Гидрагиллитизированная порода	3,68	7,54	0,92	6,62 (+)
Порфирит	6,93	7,54	5,70	1,84 (+)
Сухарная глина	3,50	7,54	28,70	21,16 (-)
Боксит	6,00	7,54	9,94	2,40 (-)

Однако фильтрация фульвокислот через краснозем, флинтклей (сахарную глину) и боксит привела к заметному извлечению алюминия, причем наибольшее количество алюминия было извлечено из сахарной глины. Алюминий извлекался из пород, богатых глиноземом, например из сахарной глины, в том случае, если раздробленная порода оставалась в растворе фульвокислот в течение длительного периода (30 сут табл. 9). Однако за этот же период алюминий не извлекался из порфирита и бокситового гравия. Более того, вся первоначальная примесь Al_2O_3 в фульвокислоте в количестве 7,54 мг/л полностью адсорбировалась на породе.

Таблица 9

Содержание Al_2O_3 в растворе фульвокислот после 30-суточной обработки пород [209]

Порода	Вес, г	Объем фульвокислоты, мл	рН после обработки	Содержание Al_2O_3 , мг/л		Экстракция (-) или адсорбция (+)
				в растворе исходных кислот	в экстракте	
Порфирит	10	150	7,3	7,54	0,00	7,54 (+)
Сухарная глина	10	150	4,4	7,54	40,99	33,45 (-)
Бокситовый гравий	10	150	5,0	7,54	0,00	7,54 (+)

Устойчивость минералов к процессам выветривания. Были проведены многочисленные работы по определению степени устойчивости силикатов к процессам выветривания. Поскольку в экспериментальных условиях устойчивость минерала зависит не только от его типа (структурных связей) и условий

выветривания, но и от таких факторов, как размер зерен, наличие и состав включений, величина поверхности минерала, реагирующей с раствором (пористость, проницаемость), то нельзя предложить какую-либо общую методику определения устойчивости минерала к процессам выветривания.

Педро [185] графически показал, что скорости растворения каркасных силикатов в гранитах и базальтах при одинаковых условиях опыта различны (фиг. 9). К факторам, контролирующим скорость разложения, по-видимому, относятся размер зерен, большая устойчивость к выветриванию минералов, слагающих гранит, по сравнению с минералами, слагающими базальт, и более высокая концентрация Si в растворе, реагирующем с гранитом.

Голдич [93] на основании изучения профилей выветривания на габброидных и гранитных породах в США предложил следующий ряд устойчивости минералов:

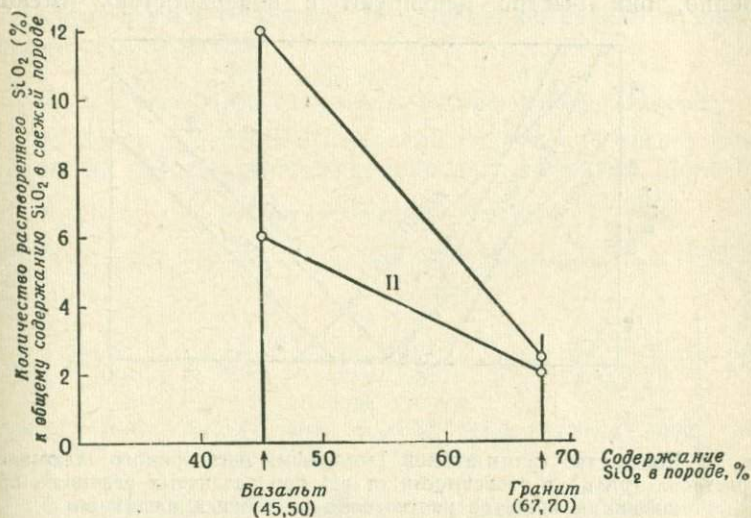


Реликтовые минералы. На основании данных экспериментальных исследований и полевых наблюдений в настоящее время известно, что минералы могут быть устойчивыми или неустойчивыми по отношению к преобладающим условиям выветривания. Теоретически нет таких минералов, которые были бы способны вообще противостоять процессам тропического выветривания.

К относительно устойчивым минералам относятся, например, кварц, магнетит, ильменит, хромит, золото, платина, циркон, рутил, турмалин. Такие реликтовые минералы представляют интерес в тех случаях, когда их содержание достаточно высокое для того, чтобы могли образоваться остаточные рудные залежи (элювиальные россыпи, хромит, золото, платина, циркон, рутил), и когда они указывают на источник поступления осадочного материала (карнотит в карстовых бокситах Унтерлауса, Австрия).

Химические реакции в водных растворах и образование гипергенных минералов. В бокситах обычно встречаются такие новообразованные гипергенные минералы, как гидроокислы, гидратированные окислы и окислы Al, Fe и Ti, хотя могут также образовываться слоистые силикаты и кварц.

Освобождение Al, Fe и Ti из минерала или породы контролируется характером связей в кристаллической решетке разрушающихся минералов, растворимостью вторичных минеральных фаз, величиной pH и Eh раствора, зарядом элементов, например Fe, температурой и концентрацией реагирующего раствора и наличием в этом растворе других ионов.



Фиг. 9. Растворимость кремнезема (вес.%) базальтов и гранитов в зависимости от состава растворителя.

I — вода, содержащая CO₂, pH 4; II — дистиллированная вода, pH 7. В обоих случаях из базальта в раствор переходит больше кремнезема, чем из гранита.

Очевидно, процесс растворения и осаждения гелей или кристаллов очень сложен.

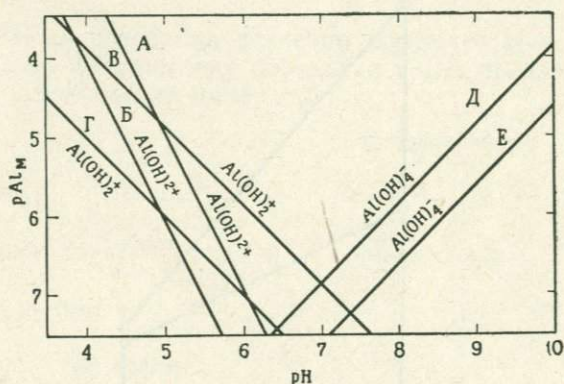
Система Al₂O₃ — H₂O. Хабер [104] впервые установил в этой системе α- и γ-модификации. В настоящее время выделяют

- | | |
|-------------------|--|
| 1) α-модификации: | Al(OH) ₃ — байерит |
| | AlOOH — диаспор |
| | Al ₂ O ₃ — корунд |
| 2) γ-модификации: | Al(OH) ₃ — гиббсит (гидраргиллит) |
| | AlOOH — бёмит |
| | Al ₂ O ₃ |

В водном растворе Al может находиться в виде ионов, в молекулярно-диспергированной форме и в полимеризованной форме.

В чистой воде алюминий обладает амфотерными свойствами [269]. В работах Раупаха [194, 195] по исследованию простых систем гидроокись алюминия — вода при pH 3,5—10, которые представляют интерес для почвообразования, было показано, что алюминий присутствует в виде $AlOH^{2+}$, $Al(OH)_2^+$ и $Al(OH)_4^-$ или, возможно, в виде полимеров $Al_2(OH)_2^{4+}$, $Al_4(OH)_{10}^{2+}$, $Al_6(OH)_{15}^{3+}$, $Al_4(OH)_8^{4+}$.

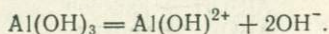
С поверхностной фазы многих обменников, например $Al(OH)_3$, почвы и кремнезема, в раствор поступают не ионы Al^{3+} , а ионы $AlOH^{2+}$. Если в растворе образуются ионы Al^{3+} , что происходит медленно, они быстро реагируют с поверхностью, имеющей



Фиг. 10. Количество грамм-атомов (логарифм) растворимого алюминия в 1 л раствора (pAl_M) в зависимости от pH при различных реакциях, протекающих в процессе растворения гидроокиси алюминия.

Показаны разновидности ионов; кривые А и В — для поверхностных фаз аморфной гидроокиси, В и Г — корунда, Д — байерита и Е — гиббсита.

двухвалентный положительный заряд в точке реакции и высвобождающей H_3O^+ . Эти данные были получены при растворении гидроокиси алюминия в 0,01 M растворе сернокислого калия (фиг. 10). На этой фигуре угол наклона линии (в том случае, если имеется только один вид алюминиевых ионов) отражает количество водородных или гидроксильных ионов, участвующих в реакции обмена с ионами алюминия, например линия равновесия реакции

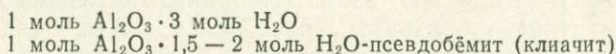


Для химически осажденной гидроокиси алюминия это количество ионов равно 2. Эти данные характеризуют чистые водные системы; линии А и В отражают данные для свежесажженной гидроокиси алюминия, линии В и Г — для корунда, Д — для байерита и Е — для гиббсита. Свободные энергии этих фаз соответствовали свободным энергиям устойчивых фаз примерно

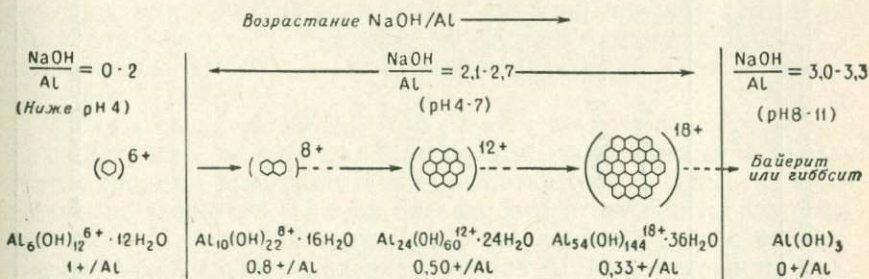
после 400-часового периода реакции. Нахождение даже более нерастворимых соединений гидроокиси алюминия, пребывающих в равновесном состоянии, вполне возможно слева от линий *Б* и *Г*, но не на щелочной стороне, где линия *Е* принадлежит гиббситу — наиболее растворимой фазе. Раупах [195] приводит свободные энергии и константы реакций, рассчитанные для 25°C (табл. 10).

Соединения со свободной энергией байерита и гиббсита, по-видимому, являются наиболее устойчивыми фазами в щелочных условиях, а гидратированный корунд и аморфная гидроокись алюминия — в кислых.

Аморфная стадия. В природе встречаются две разновидности алюмогеля:



Ба Хэ-су и Бейтс [181] провели следующий эксперимент, основанный на осаждении гидроокислов алюминия (фиг. 11).



Фиг. 11. Предполагаемая эволюция гидроокислов алюминия [181].

Из растворов сернокислого и хлористого алюминия путем изменения молярного отношения $\text{NaOH}/\text{Al}^{3+}$ можно получить разнообразные кристаллические и рентгеноаморфные разновидности гидроокисла алюминия. При величине этого отношения 3 или 3,3 в течение нескольких часов образуется кристаллический $\text{Al}(\text{OH})_3$ в виде байерита, нордстрандита, гиббсита или смеси различных образований. При отношении 2,75 или ниже никаких осадков $\text{Al}(\text{OH})_3$ не образуется, и продукты остаются рентгеноаморфными даже после 6-месячного старения. В этих аморфных осадках, как показывают результаты химического анализа, присутствуют основные соли сернокислого или хлористого алюминия. При отношениях 0—2,1 состав новообразованных продуктов сохраняется постоянным и примерно соответствует $\text{Al}(\text{OH})_{2,2}\text{X}_{0,8}$. При отношениях 2,1—2,75 образуется непрерывная серия основных солей, причем состав осадков изменяется от $\text{Al}(\text{OH})_{2,2}\text{X}_{0,8}$ до $\text{Al}(\text{OH})_{2,75}\text{X}_{0,25}$.

Для объяснения образования в одних случаях рентгеноаморфных, а в других случаях кристаллических продуктов была

Свободные энергии и константы равновесия для соединений Al^I

Твердые фазы	ΔF°	K_{s0}	K_{s1}	K_{s2}	K_{s4}
$Al(OH)_3$ (аморфная)	271,9	(-32,34)	-23,31	-14,04	(-10,77)
Al_2O_3 (корунд)	273,4 ²	(-33,45)	-24,41	-15,14	(-11,88)
$Al_2O_3 \cdot H_2O$ (бёмит)	274,2 ^{2,3}				(-12,45)
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ (байерит)	276,1 ^{2,3}				-13,84
$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$ (гиббсит)	277,1 ^{2,3}				-14,57
<i>Ионы (в водн. раств).</i>					
Al^{3+}	115,0				
$AlOH^{2+}$	164,9				
$Al(OH)_2^+$	215,1				
$Al(OH)_4^-$	313,9 ³				

$$^1 K_{s0} = \log[(Al^{3+})(OH^-)^3]; K_{s1} = \log[(AlOH^{2+})(OH^-)^2].$$

$$K_{s2} = \log[(Al(OH)_2^+)(OH^-)].$$

$$K_{s4} = \log[(Al(OH)_4^-)(H^+)].$$

Предполагаемые величины выделены курсивом, а расчетные, не совпадающие с имеющимися результатами, заключены в скобки.

² В пересчете на формулу $Al(OH)_3$.

³ Соответствуют экспериментальным данным Раупаха [195].

предложена следующая гипотеза. Если NaOH добавляется в раствор алюминиевой соли, то первоначально образуются ионы $Al(OH)_2^+$, которые полимеризуются с образованием устойчивых шестичленных колец из $Al_6(OH)_{12}^{6+}$ или более сложных образований из таких колец (двойные или тройные кольца из $Al_{10}(OH)_{22}^{8+}$ и $Al_{13}(OH)_{30}^{9+}$ с молекулами H_2O на поверхности). При величине $NaOH/Al = 2$ Al^{3+} полностью участвует в строении основных колец, избыточные OH^- полимеризуют эти кольца, давая непрерывную серию различных разновидностей. При $NaOH/Al = 2,75$ и менее эти положительно заряженные полимеры гидроокиси алюминия отталкиваются один от другого до тех пор, пока они не связываются вместе анионами с образованием основных алюминиевых солей. Последние обычно рентгеноаморфны из-за их высокой степени гидратации. При $NaOH/Al = 3$ суммарный положительный заряд, приходящийся на алюминий, нейтрализуется, и вследствие этого силы отталкивания как среди полимеров, так и гидратированных соединений становятся ничтожно малыми. По этой причине полимеры собираются вместе, и в течение нескольких часов или дней кристаллизуется $Al(OH)_3$ в зависимости от условий роста кристаллов (фиг. 11).

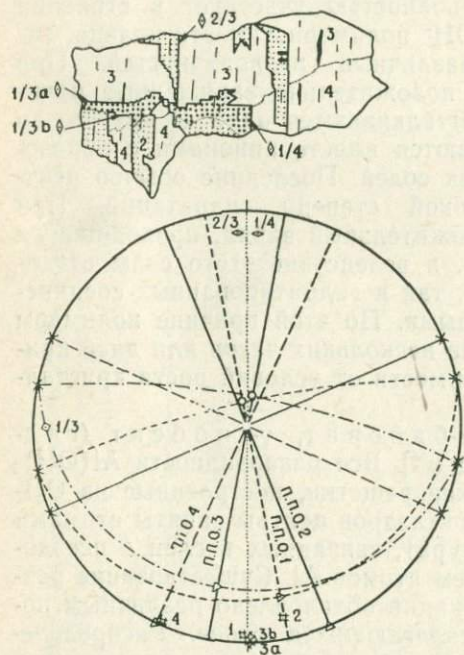
Тригидрат $Al(OH)_3$ [α -байерит, γ -гиббсит (гидраргиллит), нордстрандит]. Все разновидности $Al(OH)_3$ имеют сходные кристаллические решетки, построенные из OH -октаэдров (только в $2/3$ этих октаэдров центры заняты атомами Al — диоктаэдрическая структура), связанных в слои с псевдогексагональным распределением атомов Al . Существование различных полиморфных модификаций обусловлено различным положением последовательно налагающихся слоев. Распределение атомов в структуре байерита очень близко к гексагональной плотнейшей упаковке, что обуславливает его большую плотность по сравнению с гиббситом, у которого слои смещены вдоль оси a так, что ионы OH соседних слоев примыкают один к другому.

Заалфельд [204] описал моноклинную и триклинную разновидности гиббсита, которые различаются по характеру наложения слоев вдоль оси c .

Гинзберг и др. [91] доказали, что байерит — наиболее устойчивая фаза в среде, свободной от щелочей.

Обычно в присутствии щелочей формируется гиббситовая кристаллическая решетка. Щелочи участвуют в строении этой решетки, присутствуя в количестве 0,1—1,0%. Вероятно, они занимают вакантные октаэдрические положения. Следовательно, гиббсит представляет собой не чистую $Al(OH)_3$, а некую модификацию этого соединения, стабилизированную щелочами. Однако Хаушилд [112] сумел синтезировать гиббсит в бесщелочной среде с помощью этаноламина,

Веферс [265] получил в присутствии калия удлиненные псевдогексагональные призматические кристаллы гиббсита, тогда как в натриевом растворе образовывались таблитчатые, часто сдвойникованные кристаллы. Кроме того, крупные природные кристаллы гиббсита в бокситах Индии [258] имеют признаки спирального роста и двойникования в плоскостях (001) и (010) (фиг. 12).



Фиг. 12. Стереогрaмма четырех индивидуальных кристаллов гиббсита с различной степенью триклинности.

Кристаллы 2-3 и 1-4 сдвойникованы по (001), а кристаллы 1-3 — по (010). Отмечается вращение кристаллов 1 и 3 по отношению к кристаллам 2 и 4 соответственно по спиральной оси (001) [257].

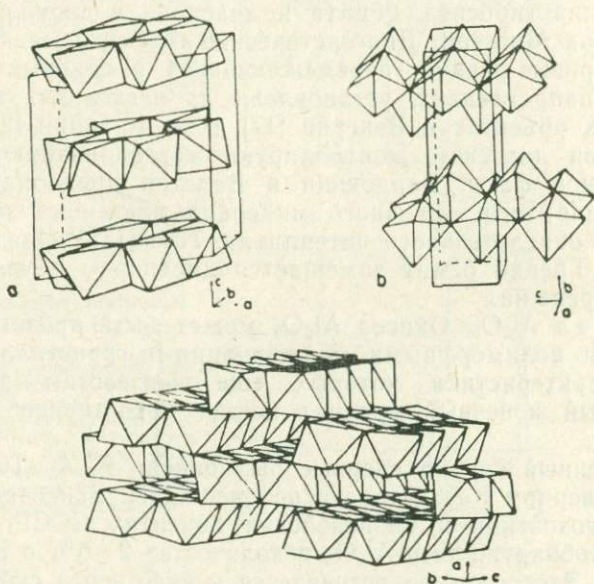
В природных условиях тригидрат наиболее часто представлен гиббситом (гидраргиллитом). Он кристаллизуется как из гелей (через стадию раствора), иногда в виде псевдоморфоз, так и непосредственно из раствора с образованием крупных кристаллов в трещинах и пустотах пород.

Гиббсит — главный минерал почти всех латеритных бокситов и многих третичных карстовых бокситов (Ямайка, Гаити, южная Европа). Нордстрандит [264, 111, 206] и байерит [98] также встречаются среди гипергенных новообразований. В белых бокситах из Карева моста близ Никсича (Черногория) Карсулин [122] обнаружил моноклинную гидроксид алюминия с формулой $2\text{Al}_2(\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ (см. табл. 11), которую он назвал «тучанитом» (tucanite).

Моногидраты, AlOOH (α -диаспор, γ -бёмит). О структурных соотношениях гиббсита, бёмита и диаспора можно судить по данным, приведенным на фиг. 13. Виар и др. [276] экспериментально изучили переход альбита в бёмит. Они на-

блюдали разъединение альбита на плоскости (001) при воздействии на него водой под давлением CO_2 в автоклаве. Растворенный алюминий сразу же осаждался в виде ориентированных волокон бёмита, которые замещались таблитчатыми кристаллами в течение нескольких часов.

В природных условиях бёмит и диаспор — широко распространенные минералы. Бёмит, который термодинамически неустойчив, встречается гораздо чаще диаспора. Бёмит наблюдается в бокситах различных месторождений:



Фиг. 13. Кристаллические структуры гиббсита [160], бёмита и диаспора [80].

а) Пизолитовые высококачественные бокситовые руды многих латеритов богаты бёмитом. Местами бёмит даже представляет собой главный минерал алюминия.

б) Бёмит может быть также преобладающим минералом в карстовых бокситах, покрывающих породы от палеозойского до третичного возраста. В большинстве случаев он образует субмикроскопические кристаллы как в основной массе, так и в оолитах и пизолитах.

Лаппаран [62] описал кристаллы бёмита, сросшиеся по граням (001) и (110), в бокситах Арьежа. Вследствие предпочтительного роста в направлении плоскости (001) грани (110) пересекались под углами 60° . Распространены двойники по плоскости (001).

В природных условиях диаспор образуется как в результате перекристаллизации гиббсита и бёмита, так и из растворов в виде крупных кристаллов в трещинах и пустотах. В боль-

шинстве случаев кристаллы диаспора значительно крупнее, чем бёмита (до 100 мкм). Они образуют псевдоморфозы или хорошо образованные кристаллы с гранями (001), (100) и (101).

Лаппаран [62] приводит примеры двойникования по (031). Прежнее представление о том, что образование диаспора возможно лишь при повышенных температуре и давлении, оказалось ошибочным. Аллен [5] впервые отметил диаспор в глинах Миссури (пенсильванского возраста), не имеющих каких-либо признаков метаморфизма. В 1952 г. этот же автор описал соотношения гиббсита, бёмита и диаспора в диаспорсодержащих глинах Миссури. Диагенетические гиббситовые, бёмитовые и диаспоровые фации, перемежающиеся в боковых и вертикальном направлениях, установлены на нескольких тщательно изученных объектах в Венгрии [17] и во Франции [253].

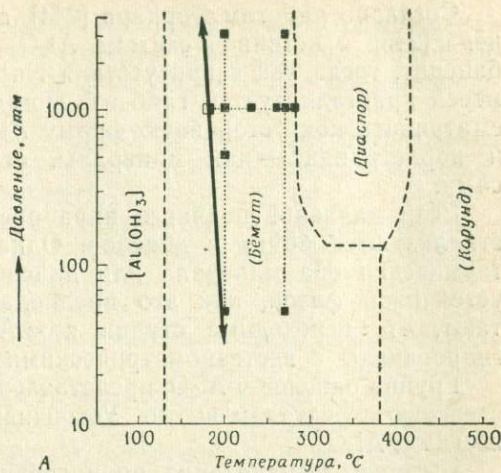
Условия диагенеза контролируют «стабилизацию» каждой минеральной фазы. Бардоши и Валетон предполагают, что образование того или иного минерала алюминия зависит от величины окислительного потенциала. Ниа [173] показал, что в бокситах Греции бёмит замещается диаспором с увеличением степени дренажа.

Окисел Al_2O_3 . Окисел Al_2O_3 может быть представлен несколькими полиморфными модификациями, кристаллографические характеристики которых еще неизвестны полностью. Устойчивый конечный продукт всегда представлен $\alpha-Al_2O_3$ — корундом.

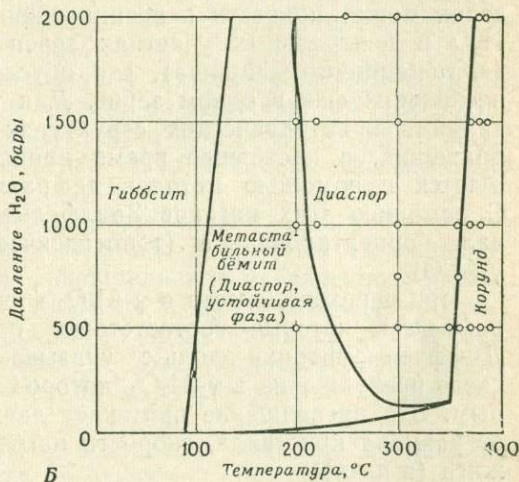
Аутигенный корунд впервые был описан К. Ф. Терентьевой [241] в северном Казахстане и позднее С. И. Бенеславским [27, 28] в мезозойских и кайнозойских бокситах СССР. Замбо и Тот [277] обнаружили $\alpha-Al_2O_3$ в количестве 2—6% в венгерских бокситах. Этот минерал встречается в виде зерен субмикроскопического размера в черных прочных конкрециях.

Регидратация Al_2O_3 . В многочисленных экспериментальных работах (ссылки приведены в [172]) показано, что $\alpha-Al_2O_3$ легко регидратируется с образованием γ -моногидрата (бёмита) при 100 °С. Дальнейшая регидратация ведет к образованию α - или γ -тригидрата алюминия. В некоторых случаях перестройка начиналась после поглощения воды. Эксперименты при более высоких температурах и атмосферном давлении или в вакууме свидетельствуют о том, что регидратация протекает значительно труднее. Природная регидратация бокситов описана С. И. Бенеславским [28].

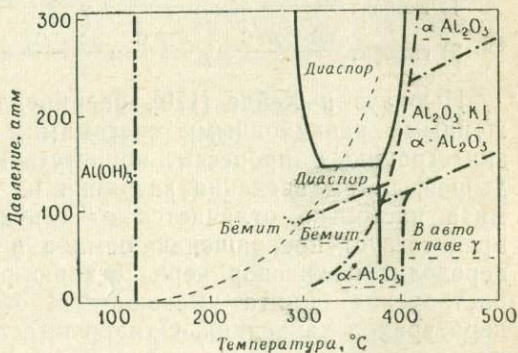
Соотношение минеральных фаз в системе $Al_2O_3 - H_2O$. До сих пор нет экспериментально обоснованного объяснения условий минералообразования в системе $Al_2O_3 - H_2O$. По этой причине существует несколько диаграмм фазовых равновесий (фиг. 14), например диаграммы Эрвина и Осборна [78], Кеннеди [128], Торкара [244], а также Торкара и Кришнера [245] и Ньюхауза и Хейде [170].



А



Б



Фиг. 14. Фазовые диаграммы системы $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$.

А—по Эрвину и Осборну [78], с добавлением поля устойчивости диаспора (по результатам опытов с внесением диаспоровых зародышей [170]); Б—по Кеннеди [128]; поле устойчивости бёмита отсутствует; В—по Торкару и Кришнеру [245], с новыми метастабильными фазами «переходных глиноземов»: $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ и $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ (получена в автоклаве).

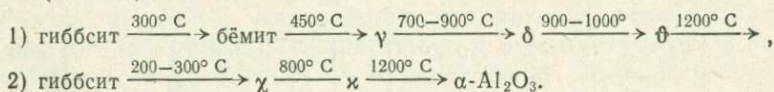
Согласно работам Торкара [244], а также Торкара и Кришнера [245], в истинной системе $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{H}_2\text{O}$ образуется только байерит, тогда как в присутствии Na^+ и некоторых других примесей кристаллизуется гиббсит. Поэтому байерит следует рассматривать как устойчивую форму $\text{Al}(\text{OH})_3$, тогда как гиббсит и нордстрандит — как минералы, стабилизирующиеся примесями.

Если давление водяного пара превышает 100 атм, то кристаллизуются бёмит и диаспор. Однако неясно, устойчивы ли термически оба минерала или диаспор является единственной устойчивой фазой, как это предполагает Кеннеди [128]. Считают, что переходные стадии к $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ представляют собой гидроокислы с нестехиометрическими количествами групп OH .

Группа окислов $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ представлена продуктами с различной степенью кристалличности. Устойчивый конечный продукт — всегда $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$.

Быстрая дегидратация приповерхностных участков крупных зерен может привести к возникновению избыточного давления H_2O в центральных участках зерен вследствие их изоляции («Krustentheorie» Фриша), что обуславливает кристаллизацию нескольких фаз в одном зерне. Для того чтобы изучить изменения в кристаллических структурах во время фазовых превращений, в настоящее время процессы дегидратации исследуются с помощью методов дифракции электронов [41, 147]. С помощью этих методов Заалфельд и Меротра [205] наблюдали ориентированное (топотаксическое) замещение бёмита $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$.

При переходе бёмита в $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ фиксируются дополнительные рефлексы, которые соответствуют обратной решетке бёмита. Диффузные штрихи вдоль c^+ указывают на начало топотаксического превращения в $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$, которое часто бывает псевдоморфным. Это превращение протекает двумя путями в зависимости от размера кристалла, скорости нагревания и температуры обжига (в печи):



Ньюхауз и Хейде [170], оперировавшие с сильно заторможенными реакционными системами, пытались исключить дезинтеграцию и процессы, препятствующие образованию зародышей, путем введения затравки из диаспора. Структура бёмита настолько отличается от структуры диаспора, что она препятствует превращению бёмита в диаспор. Поэтому бёмит переходит в диаспор через стадию раствора, вследствие чего растворение бёмита уменьшается, особенно при низких температурах и давлениях. Однако имеется истинная равновесная кривая двух устойчивых фаз в системе диаспор — корунд из-

за хорошей псевдотрехмерной топотаксии. Это превращение может совершаться при очень низких температурах. Бёмит переходит в корунд через раствор и промежуточную диаспоровую фазу.

Система $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. В бокситах встречаются слоистые силикаты, представленные минералами групп каолинита, монтмориллонита и хлорита.

Кремнезем. Кремнезем растворяется наиболее быстро и легко в условиях тропического климата, и поэтому его поведение заслуживает особого внимания.

В водной среде кремнезем может:

а) полимеризоваться с образованием коллоидального кремнезема;

б) образовывать отдельные молекулы $Si(OH)_4$;

в) присутствовать в виде ионов.

Растворимость мономерного кремнезема в ненасыщенных растворах контролируется типом связей в кристаллических решетках, величиной рН, температурой, присутствием других ионов и концентрацией раствора.

При определенных температурах, например при $22^\circ C$, растворимость $Si(OH)_4$ сильно зависит от величины рН [138, 139]. При рН менее 9 растворяется около 120 млн^{-1} Si на 1 л, и только при рН более 9 резко увеличивается диссоциация $Si(OH)_4$ (фиг. 15).

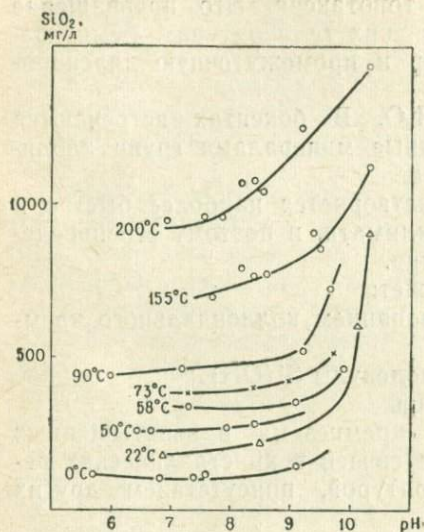
Растворимость кремнезема также сильно зависит от температуры, что было отмечено Окамото и др. [178]. Повышение температуры от 0 до $73^\circ C$ обуславливает увеличение растворимости $Si(OH)_4$ в 4 раза. Окамото и др. показали, что растворимость кремнезема зависит от присутствия других ионов. Растворимость коллоидального и молекулярно-диспергированного кремнезема уменьшается по мере увеличения концентрации Al^{3+} (фиг. 16, 17).

Соли, например NaCl, увеличивают степень адсорбции кремнезема на гидроокислах алюминия.

Согласно Хардеру [108], адсорбция кремнезема на гидроокислах алюминия также зависит от концентрации раствора и от зрелости и степени окристаллизованности гелей гидроокислов алюминия.

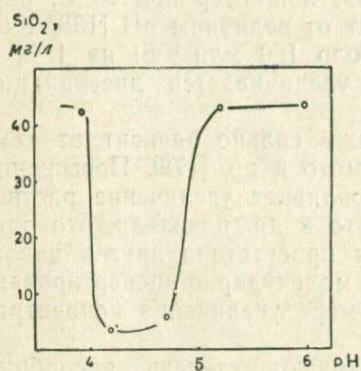
Разбавление раствора при сохранении отношения Al/Si приводит к резкому уменьшению степени адсорбции кремнезема, тогда как избыточный алюминий осаждает кремнезем в больших количествах. Высокодисперсные гидроокислы алюминия сильно адсорбируют кремнезем, тогда как созревшие и хорошо окристаллизованные гели очень слабо адсорбируют его [274]. Повышение температуры приводит к уменьшению адсорбции кремнезема.

Гидроокислы железа ведут себя почти так же, как и гидроокислы алюминия. Для переноса и миграции кремнезема



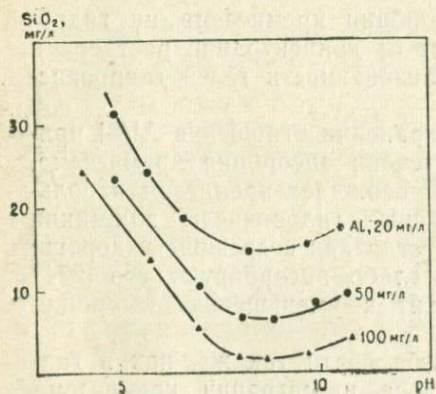
Фиг. 15. Растворимость аморфного кремнезема в зависимости от температуры и pH.

При повышении температуры возрастает растворимость кремнезема [178].



Фиг. 16. Влияние ионов Al на уменьшение растворимости кремнезема.

$\text{SiO}_2 = 45$ мг/л; Al = 1 мг/л [178].



Фиг. 17. Изменение растворимости молекулярного диспергированного кремнезема в зависимости от концентрации Al, $\text{SiO}_2 = 35$ мг/л [178].

благоприятны щелочные условия, высокая температура и разбавленные растворы.

Слоистые силикаты. В бокситовых отложениях могут присутствовать слоистые силикаты, представленные реликтовыми минералами, десилицифицированными трехслойными минералами и новообразованными минералами, возникшими путем ресилицификации, т. е. в результате реакции растворенного кремнезема с аморфными гидроокислами алюминия.

Реликтовые глинистые минералы. Как было показано ранее, минералы группы каолинита оказываются более устойчивыми, чем трехслойные минералы. Поэтому при латеритном выветривании двухслойные минералы относительно накапливаются.

Десилицификация глинистых минералов. Бейтс [25] описал замещение галлуазита гелем глинозема и переход последнего в гиббсит в выветрелых андезитах на Гавайских островах. Примеры такой же десилицификации приводит Келлер [125]. Превращение монтмориллонита в почвах в 14-Å минералы впервые описал Браун [42] и позднее Тамура [239] и Соуни [210], а впоследствии многие другие авторы. Они предполагают, что в этом случае в структурных промежутках формируются более или менее полные гидраргиллитовые слои («хлоритизация монтмориллонита»).

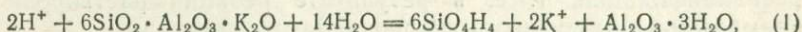
Альтшулер и др. [9] описали выветривание монтмориллонита в каолиновых отложениях Флориды. На основании данных рентгеновского и электронно-микроскопического исследований эти авторы предполагают, что первоначально обменные катионы октаэдрического слоя монтмориллонита выщелачиваются грунтовыми слабокислыми водами (рН6,5—5,0). Этот процесс сменяется медленным разрушением тетраэдров, что приводит к превращению монтмориллонита в смешаннослойный монтмориллонит-каолинит (1:1).

Эта концепция образования смешаннослойных минералов, дающих 14-Å рефлексы в результате разложения монтмориллонита путем селективной дезинтеграции тетраэдрических слоев, по-видимому, более приемлема, чем модель «хлоритизации» в результате построения слоев гидроокиси алюминия. Процессы разложения и превращения глинистых минералов в деталях остаются все еще невыясненными.

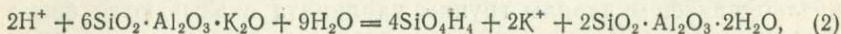
Образование гипергенных глинистых минералов. Образование глинистых минералов при реакции кремнезема и аморфных гидроокислов алюминия контролируется величиной отношения Al/Si в соответствующих гелях. Чем быстрее удаляются растворенные вещества, тем меньше остается кремнезема для реакции с гидроокислами алюминия. В связи с этим существует тесная связь между скоростью дренажа и характером новообразованных глинистых минералов. Согласно Волла [274], растворимость аморфных гидроокислов алюминия

в 10 000 раз больше растворимости гиббсита. Следовательно, при реакции кремнезема с аморфными гидроокислами кремнезема должны образовываться глинистые минералы. По мере уменьшения выноса кремнезема будут образовываться следующие минералы:

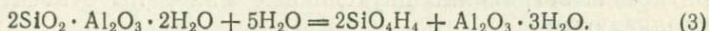
полевой шпат $\xrightarrow{\hspace{10em}}$ гиббсит



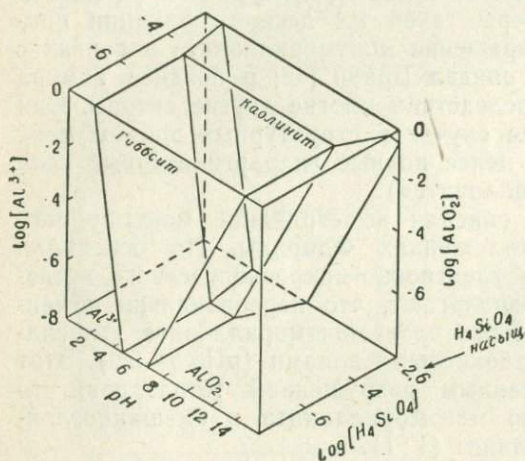
полевой шпат $\xrightarrow{\hspace{10em}}$ каолинит



каолинит $\xrightarrow{\hspace{10em}}$ гиббсит



Эта реакция обратима и контролируется величиной концентраций H_4SiO_4 . Гаррелс и Крайст [89] рассчитали равновесные



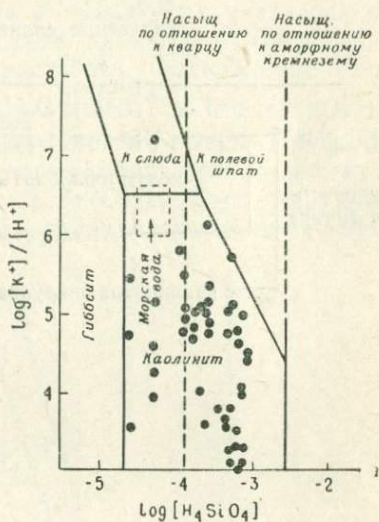
Фиг. 18. Поле устойчивости гиббсита и каолинита в зависимости от рН и активностей продуктов диссоциации Al^{3+} , AlO_2^- и H_4SiO_4 при 25°C и 1 атм [89].

соотношения между К-полевым шпатом и каолинитом и между каолинитом и гиббситом (фиг. 18—20). В природных условиях возможно присутствие больших количеств аморфного материала. Согласно Хендриксу и др. [114] в Каскадных горах северо-восточной Калифорнии при выветривании андезита образовалось более 30% галлуазитового аллофана и аллофанов, состоящих из полуторных окислов. Например, если в гелях имеется каолинитовое отношение Al/Si , то они называются прокаолином (prokaoline). В зависимости от наличия в среде тех или иных ионов образуются различные глинистые минералы — монтмориллонит, хлорит, вермикулит и смешаннослойные минералы. В верхних частях профилей латеритных и карстовых бокситов может происходить сингенетическое обогащение кремнеземом и новообразованными глинистыми минералами, главным образом минералами каолинитовой группы.

Самые распространенные глинистые минералы в бокситах — каолинит и галлуазит. Кристаллы каолинита образуются как в основной массе, так и в конкрециях и пизолитах. Каолинниза-

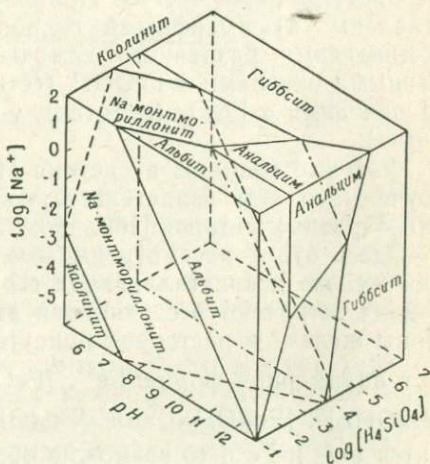
Фиг. 19. Поле устойчивости некоторых фаз в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $25^\circ C$ и 1 атм в зависимости от $[K^+]$: $[H^+]$ и $[H_4SiO_4]$.

Кружками показаны анализы вод из аркозовых осадков [89].



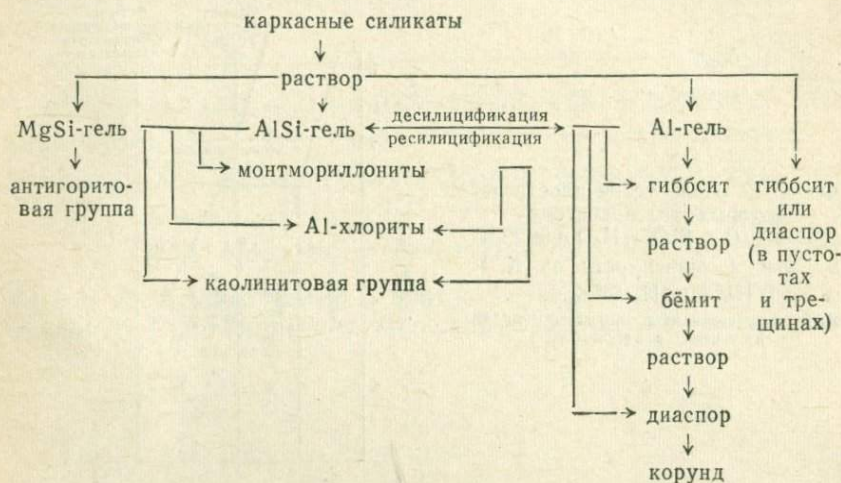
Фиг. 20. Поле устойчивости некоторых фаз в системе $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ при $25^\circ C$ и 1 атм в зависимости от $[Na^+]$, pH и $[H_4SiO_4]$.

Эта диаграмма построена с помощью экстраполяции экспериментально полученных соотношений при более высоких температурах и давлениях. Только численные значения следует рассматривать как приближенные [89].



ция, обусловленная поздней ресилицификацией алюминиевых минералов, имеет небольшое распространение на месторождениях. В трещинах и пустотах и на контактах пород образуются пленки вторичного каолинита или участки, импрегнированные каолинитом. Обычно такие каолиниты характеризуются высокой степенью окристаллизованности.

На основании многих наблюдений можно предположить, что в природных условиях совершаются следующие минеральные преобразования:



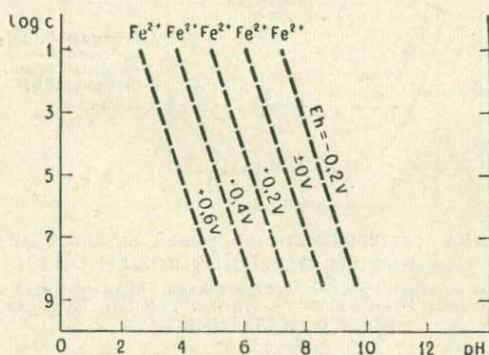
Система $Fe_2O_3 - H_2O$. Природные соединения железа представлены: а) аморфными гидроокислами, железо-гумусовыми комплексами различного химического состава; б) гидратированными окислами α - $FeOOH$ (гётит), γ - $FeOOH$ (лепидокрокит); в) окислами α - Fe_2O_3 (гематит), γ - Fe_2O_3 (маггемит), Fe_3O_4 (магнетит).

Фазовые границы в системе $H_2O - Fe_2O_3$ еще недостаточно изучены, о чем свидетельствуют расхождения в результатах работ разных авторов [189, 190, 220, 231, 218, 214, 146, 117].

Здесь будут рассмотрены только частные процессы осаждения железа и кристаллизации его соединений. В природных условиях встречаются соединения двух- и трехвалентного железа. Ионы железа в растворах присутствуют как в мономерной, так и в полимерной форме: Fe^{2+} , $[FeOH]^+$, $[FeO_2H]^-$, Fe^{3+} , $[FeOH]^{2+}$, $[Fe(OH)_2]^+$, $[Fe_2(OH)_2]^{4+}$ и $[Fe_4(OH)_4]^-$. Если в растворе находятся Fe^{2+} и Fe^{3+} , то возможно образование сложных гидроокислов, содержащих окисное и закисное железо. Соединения Fe^{3+} могут кристаллизоваться непосредственно из раствора, в результате окисления Fe^{2+} в растворе, вследствие гидролиза соединений Fe^{3+} или в результате окисления органических комплексов Fe^{3+} , а также из аморфных фаз. Кристаллизация того или иного соединения контролируется Eh, pH, концентрацией раствора, наличием и концентрацией других ионов, условиями старения гелей, температурой и многими другими условиями.

Шеллман [212] вычислил растворимость Fe^{2+} при различных рН и Eh (фиг. 21).

Образование $\alpha\text{-FeOOH}$, $\gamma\text{-FeOOH}$ и $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ в большой степени зависит от рН. Фиткнехт и Микаэлис [82] исследовали продукты реакции депротонирования $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{3+}$ в растворах перхлората. Если добавлено небольшое количество оснований, то образуются метастабильные растворы, содержащие ионы $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})]^{3+}$, $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_5\text{OH}]^{2+}$, $[\text{Fe}_2(\text{H}_2\text{O})_8(\text{OH})]^{4+}$ и $[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})]^{+}$, и из раствора медленно кристаллизуется $\alpha\text{-FeOOH}$. При добавлении больших количеств основания образуется темно-бурый раствор коллоидального аморфного $\text{Fe}(\text{OH})_3$. После индукционного периода (несколько суток) кристаллизуется $\alpha\text{-FeOOH}$, а



Фиг. 21. Вычисленные растворимости Fe^{2+} в зависимости от рН и Eh [212].

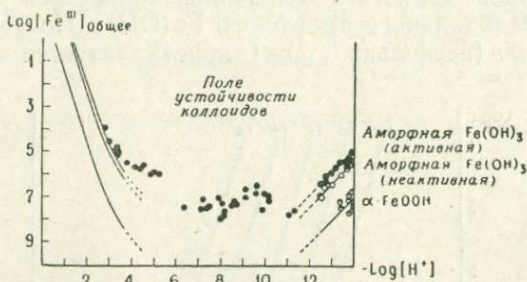
при определенных условиях может образоваться также $\gamma\text{-FeOOH}$. Только после добавки почти эквивалентного количества основания осаждается аморфная $\text{Fe}(\text{OH})_3$. При старении это соединение переходило частично в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, частично в $\gamma\text{-FeOOH}$, но довольно большое количество продукта оставалось аморфным.

Во всех этих системах при комнатной температуре даже через несколько лет не возникало каких-либо устойчивых минеральных фаз. Если соосаждались небольшие количества Fe^{2+} , то аморфная гидроокись полностью переходила в $\alpha\text{-FeOOH}$.

Согласно Шиндлеру и др. [213], после 200-часового старения образуется осадок активных аморфных гидроокислов Fe^{3+} и небольшого количества тонкокристаллического $\alpha\text{-FeOOH}$. Дальнейшее старение гидроокислов Fe^{3+} приводит к образованию аморфного «неактивного» гидроокисла состава $\text{FeO}_{n/2}(\text{OH})_{3n-m}$ и таких кристаллических фаз, как $\alpha\text{-FeOOH}$ и $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. На основании этих реакций осаждения и растворения были рассчитаны фазовые равновесия и построена диаграмма растворимости

аморфной активной $\text{Fe}(\text{OH})_3$, аморфной неактивной $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\alpha\text{-FeOON}$ (фиг. 22).

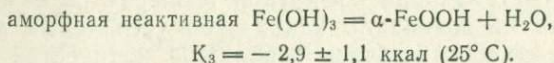
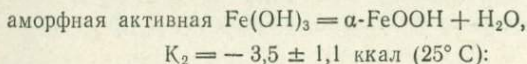
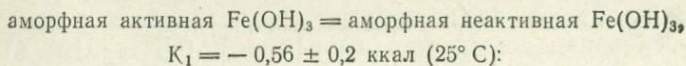
Растворимость созревших гидроокислов железа(III) была найдена путем определения $[\text{Fe}^{3+}]$ и $[\text{H}^+]$ в растворах, находящихся в контакте с твердыми фазами. $[\text{Fe}^{3+}]$ и $[\text{H}^+]$ были измерены с помощью метода Е. М. Ф. при постоянной ионной силе раствора 3 М $(\text{Na})\text{ClO}_4$. Были получены следующие константы равновесия: $\log [\text{Fe}^{3+}][\text{H}^+]^{-3} = \log K_s = 3,55 \pm 0,1$ (аморфная неактивная гидроокись, 25°C) $= 1,4 \pm 0,8$ ($\alpha\text{-FeOON}$, 25°C).



Фиг. 22. Диаграмма растворимости аморфной активной $\text{Fe}(\text{OH})_3$, аморфной неактивной $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\alpha\text{-FeOON}$.

Темные кружки на диаграмме [144] соответствуют прямым определениям аморфной активной $\text{Fe}(\text{OH})_3$; светлые — аморфной неактивной $\text{Fe}(\text{OH})_3$, наполовину затемненные — $\alpha\text{-FeOON}$, [213].

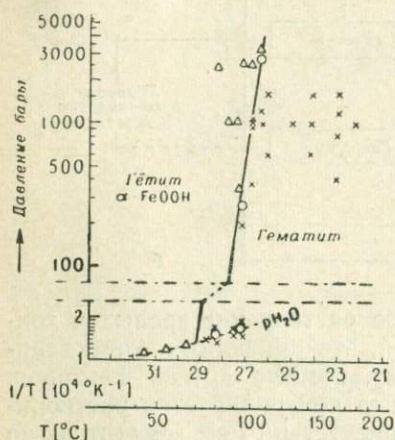
Сопоставление этих данных с измерениями Бидермана и Шиндлера [32] позволило вычислить следующие свободные энтальпии:



Из измененных гелей при рН 10 кристаллизовался только гётит, тогда как при рН менее 10 образовывался также гематит [219]. Аморфная гидроокись присутствовала в виде сферических частиц, которые рассматриваются в качестве предварительной стадии образования гематита. Гётит развивается в две стадии путем гидролиза растворов Fe^{3+} , тогда как гематит образуется при дегидратации аморфных гидроокислов Fe^{3+} . Общая схема преобразования соединений железа может быть представлена

Веферс [266] также рассмотрел условия устойчивости γ -FeOOH (лепидокрокит) и α -FeOOH (гётит). В интервале 25—100 °С γ -FeOOH переходит через раствор в более устойчивую форму α -FeOOH.

В природных условиях α -минералы распространены больше, чем γ -фазы. В большинстве случаев они плохо окристаллизованы и встречаются вместе с аморфными гидроокислами железа. Главные минералы железа — гётит и гематит. Неясно, какой минерал (гематит или гётит) является первичным. Однако нет сомнения в том, что первичным минералом в сапролитах и железистых корах латеритных бокситов Индии является гематит.



Фиг. 23. Фазовая диаграмма системы $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$.

Крестики — гематит кристаллизуется из раствора; треугольники — гётит кристаллизуется из раствора; кружки — непосредственная кристаллизация не устанавливается ($p\text{H}_2\text{O}$ сверх 1 бара) [266].

В ходе полигенетической перекристаллизации гематит образуется всюду на участках с хорошим дренажем, главным образом путем разделения минералов Al и Fe при укрупнении кристаллов (5—100 мкм). В латеритных железистых покровах наряду с разложением глин гематит через аморфные стадии переходит в гётит, начиная с поверхности латеритного профиля.

Полигенетические превращения могут приводить к образованию серии разнообразных минералов железа. Балкай и Бардоши [14] описали в Гвинее латеритный профиль, в котором, помимо гётита, в верхней части присутствует гематит, а в нижней — маггемит. Бонифа и Лего [38] описали маггемит ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) в бокситах Конакри. Шелман [211] также обнаружил маггемит (до 15%) в латеритах по серпентинитам, но ни в одном случае маггемит не ассоциировался с гиббситом. Под лигнитовыми перекрывающими отложениями окислы и гидроокислы железа замещаются пиритом, марказитом и сидеритом.

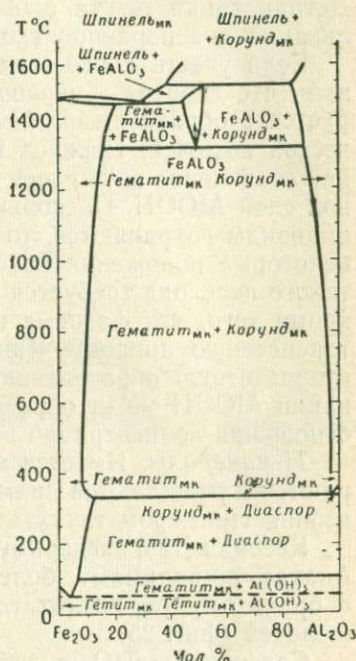
Система $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$. Изоморфная смесимость гётита и диаспора впервые была отмечена Корренсом и Энгельгардтом [60]. Кристаллические решетки $\alpha\text{-FeOOH}$ и $\alpha\text{-AlOOH}$ имеют одинаковое строение. Норриш и Тейлор [176] изучили рентгеновскими методами гётит из австралийских почв и обна-

ружили в нем 25 мол. % $AlOON$ (рассчитано по величине d для (111)). В гётитах из бокситов Индии [255] и Гвинеи [14] содержится 2—5% изоморфной примеси Al . Тьелу [243] удалось получить в лаборатории кристаллы гётит-диаспорового состава с формулой $\alpha-Fe_{0,67}Al_{0,33}OON$ и проиллюстрировать четкую зависимость между содержанием изоморфного алюминия и константами кристаллической решетки.

Кайер [47] отмечала изоморфное замещение алюминия железом в бёмите и диаспоре из бокситов Франции. А. Г. Бетехтин [30] также описывает диаспор, который в качестве изоморфных примесей может содержать Fe (до 7 мол. %), Mn , Cr , Si и Ga .

Из-за малого размера бокситовых минералов обычно трудно бывает различить кристаллы с изоморфными замещениями и смешанные кристаллические сростки. Поэтому Веферс [267] искусственно

Фиг. 24. Фазовая диаграмма системы $Fe_2O_3-Al_2O_3-H_2O$ (псевдобинарное изображение в отношении мол. % окислов и pH_2O насыщенных растворов) [267].



получил систему $Al_2O_3-Fe_2O_3-H_2O$ (фиг. 24) и определил кристаллические константы химически осажденных фаз.

Гидратированные окислы железа могут содержать в решетке до нескольких мол. % Al (МК на фиг. 24). Никакого накопления железа не было обнаружено в алюминиевых соединениях гибbsite и диаспоре. Однако отмечается рост смешанных кристаллов в системах $\alpha-Fe_2O_3$ и $\alpha-Al_2O_3$, причем интервал несмеси-мости заключен между 6 и 96 мол. % Al_2O_3 . Накопление Fe в решетке корунда понижает температуру превращения диаспора в корунд с 360 до 330 °C (при 97 мол. % Al_2O_3). Подобным образом понижается температура превращения гётита в гематит, если в решетке гематита накапливается Al .

Веферс обнаружил, что диаспор кристаллизовался из смесей с 40—60 мол. % Fe_2O_3 точно при температуре 100 °C. Он предполагает, что гётит, образовавшийся в более ранние стадии, служит в качестве «кристаллических зародышей для эпитаксиального роста диаспора почти без возникновения внутрикристаллических напряжений», так как параметры решеток гётита и

диаспора различаются очень мало. Из-за ориентированного роста на гётите при образовании диаспоровых зародышей высвобождается оптимальное количество энергии. Широкие пики на дифрактограммах, которые дают тесные срастания диаспора и гётита, постепенно расщепляются при повышении температуры. Дегидратация гётита с образованием гематита и перекристаллизация диаспора происходят одновременно.

Если учесть низкое содержание железа, становится очевидным, что гиббсит — первичный минерал; позднее он дегидратируется с образованием бёмита в присутствии небольшого количества щелочей. Переход гиббсита в бёмит можно представить как соединение двух слоев $Al(OH)_3$ в один октаэдрический двойной слой $AlOON$. Поскольку основные гиббситовые структурные индивиды сохраняются, то при этом переходе изменяются лишь некоторые положения ионов [204]. Поэтому для осуществления такого перехода требуется незначительная энергия активации, и, кроме того, эти фазовые превращения, возможно, имеют топотаксическую природу. Кинетика реакции гораздо больше благоприятствует образованию бёмита, чем диаспора. Обе модификации $AlOON$ могут образоваться одновременно, что зависит от отношения концентраций Fe и Al .

Ti-минералы. Имеется несколько элементов, которые растворяются и осаждаются примерно при тех же условиях, что и алюминий. Примером таких элементов может служить титан.

Кессман [129] экспериментально изучил систему $TiO_2 - Na_2O$. Анатаз, по-видимому, более устойчивый минерал по сравнению с брукитом при низких температурах и небольших количествах щелочей (фиг. 25).

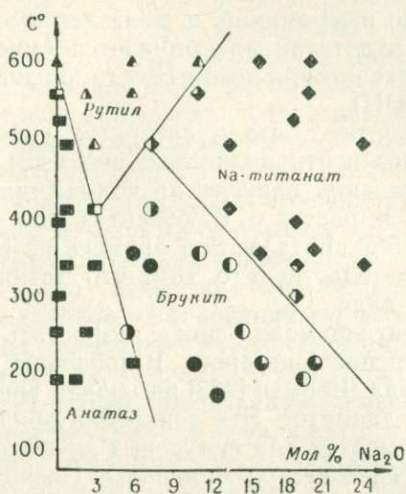
Содержание TiO_2 в латеритах и бокситах изменяется в пределах 0,5—33% [123]. Если материнские породы изверженные, то титан связан главным образом в ильмените и титаномагнетите. В силикатах, например, в авгите, роговой обманке и биотите, в которых координационное число Al^{3+} обычно равно 6, алюминий может замещаться Ti^{4+} . При выветривании титаномагнетита и ильменита (наиболее обычные минералы титана) железо и титан мигрируют отдельно.

Мацусака и др. [158] обнаружили титаномагнетит с 21—25 мол. % TiO_2 , который представляет собой первичный минерал в латеритных почвах на гавайских базальтах.

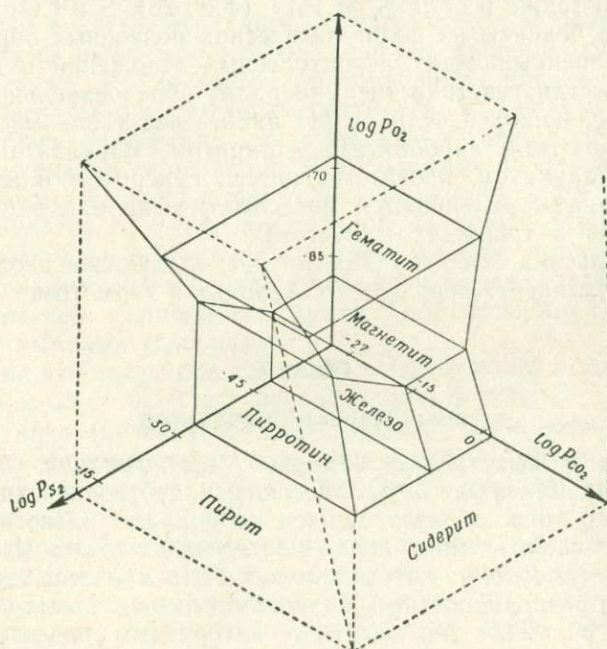
Окисление Fe^{2+} приводит к появлению гипергенного (катаморфического) К-титаномаггемита.

Частично титаномаггемит также может образоваться в наиболее выветрелых почвах путем дегидратации лепидокрокита в присутствии Ti^{4+} . Этот минерал был назван анаморфическим титаномаггемитом (А-титаномаггемит).

В кислых и восстановительных условиях титан растворяется и переносится в виде ионов Ti^{4+} . Титан и железо могут осаждаться снова в виде анатаза, маггемита и гематита.



Фиг. 25. Равновесия в системе TiO_2-Na_2O в зависимости от температуры [129].



Фиг. 26. Поле устойчивости некоторых соединений железа в зависимости от P_{CO_2} , P_{CO} и P_{S_2} при $25^\circ C$ и 1 атм или большем общем давлении [89].

Возникает вопрос: связаны ли новообразования титана, содержащие железо и алюминий, с железистостью среды? Анализы показывают, что титан накапливается вместе с алюминием в большинстве латеритов, в которых есть признаки переноса Fe^{2+} и осаждения $Fe(OH)_2$.

До сих пор считают, что в латеритах новообразования титана представлены почти полностью анатазом. Масштабы анатазовой минерализации зависят от количества титана, способного переходить в раствор. В бокситах гор Бихар в Индии установлено до 15% анатаза. Эта примесь не видна под микроскопом, что свидетельствует о том, что титан присутствует в тонкорассеянном виде.

Содержание титана может даже возрастать при латеритных процессах растворения и переноса. В профилях выветривания на Гавайских островах Шермэн [223] наблюдал конкреции двуокиси титана до 1 см в диаметре. Эти конкреции обильны в обогащенных железом горизонтах «А» гумусовых железистых почв.

Обычные эпигенетические минералы. Поскольку восстановительные условия преобладают лишь на отдельных участках бокситовых залежей, то минералы Fe^{2+} имеют подчиненное значение. Образование различных минералов Fe^{2+} зависит не только от PO_4 , но также и от PCO_2 и P_{H_2S} (фиг. 26). S и CO_2 могут поступать в бокситы из полигенетических почвенных образований или из перекрывающих лигнитоносных отложений и торфяных болот. Постдиагенетические минералы, образовавшиеся в условиях изменяющихся величин рН и Eh, представлены сульфидами, сульфатами, карбонатами — пиритом, марказитом, мелантеритом, алунином, ярозитом, гипсом, сидеритом и кальцитом. Эти минералы развиваются метасоматически или в результате осаждения в трещинах и пустотах.

В уральских бокситах [28] описаны следующие цеолиты: шабазит, филлипсит, феррьерит, гейландит и гармотом.

Глава 4.

КЛАССИФИКАЦИЯ БОКСИТОВ

Почвы и выветрелые породы. *Классификация.* Алюминий может накапливаться в тропических и субтропических почвах различного типа, образовавшихся по породам разного состава. Наиболее важные типы почв — *латеритные почвы* (latosols) и *андосоли* (andosols), которые могут быть представлены их отдельными разновидностями в зависимости от местных условий.

Латеритные почвы. По латеритным почвам имеется исчерпывающая литература, с которой может ознакомиться читатель [164, 191, 229, 71, 63, 13, 221].

Давно уже было предложено несколько классификаций латеритных почв, образовавшихся *in situ*. Эти классификации осно-

вывались на специфике той или иной страны. Мэньян [151] детально рассмотрел критерии классификаций почв и ряд имеющихся классификаций в СССР, Франции, Португалии, Англии, Австралии, США, Бельгии. Была рассмотрена также классификация Международного общества почвоведов (I. P. S.).

Согласно номенклатуре, разработанной Почвенной службой США [250], выделяются 10 типов почв. Например, латеритные почвы (-латосоли -оксисоли -окси) классифицируются в качестве 9-го типа. Эти почвы обычно приурочены к древним отложениям тропических или субтропических районов.

О латеритных почвах известно столь мало, что их разновидности выделяются условно на основании характеристики верхних 125 см выветрелых профилей. Этого совершенно недостаточно для исследования генезиса почвы. К критериям выделения разновидностей относят степень литификации, емкость обмена оснований и периодичность усыхания и увлажнения.

В соответствии с французской классификацией, в которой близки другие европейские, Дюшафор [71] подразделяет латеритные почвы (богатые полуторными окислами) на железистые и ферраллитные (средиземноморские красноземные, железистые тропические, ферраллитные). Эта классификация в основном и применяется в настоящей книге. Как средиземноморские, так и ферраллитные почвы могут быть сильно обогащены алюминием.

Андосоли. На конгрессе по корреляции почв вулканического происхождения, который состоялся в Токио в 1964 г. андосоли были определены как минеральные почвы, образовавшиеся из вулканического пепла. Они содержат по меньшей мере 50% аморфных веществ и много Al в виде гиббсита. Эти почвы характеризуются высокой сорбционной емкостью, относительно большой мощностью, наличием рыхлого темного горизонта «А» со значительным содержанием органического вещества, низким объемным весом и слабой клейкостью. Они образуются в гумидных и субгумидных условиях.

Местами эти почвы представляют собой важный источник материала для остаточных и переотложенных бокситов.

Фации почв (Catena). Сосуществующие типы почв, сформировавшиеся одновременно при различных условиях, объединяются под общим названием «катена» у почвоведов или «фация» у геологов.

К факторам, контролирующим накопление Al в некоторых фациях, относятся состав почвообразующих пород, рельеф, климат, растительность и характер движения грунтовых вод.

Образованию глиноземных латеритных почв благоприятствуют:

1. Почвообразующие породы глиноземистого состава с небольшим содержанием кварца, например щелочные сиениты и основные изверженные породы.

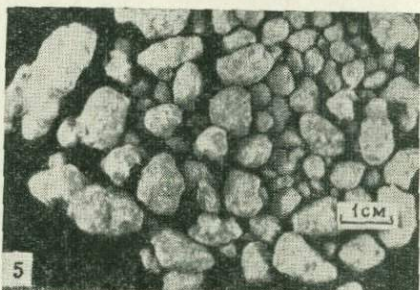
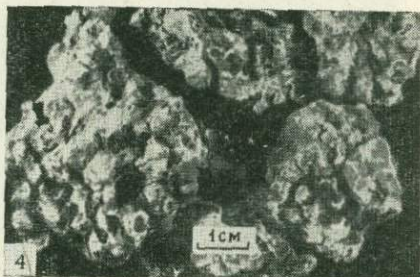
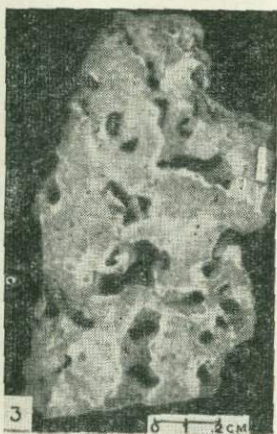
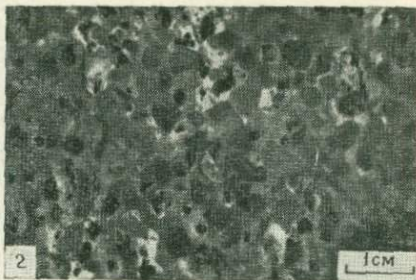


Фото I. Бокситы типа плато на базальтах.

1 — обнажение боксита с базальтовой реликтовой столбчатой отдельностью; Меваса I. Гуджарат, Индия; 2 — пузырчатость верхней железистой корки. Видны скелетные сростки темного гематита в светлоокрашенной каолининовой или гиббситовой основной массе, Удагири, Индия; 3 — пузырчатость верхней железистой корки; мягкие каолининовые участки вымыты; Мандуапат, Индия; 4 — частично разрушенная верхняя железистая корка, Мандуапат, Индия; 5 — остатки полностью разрушенной железистой коры в виде зерен и галек, сложенных окислами железа, Мандуапат, Индия,

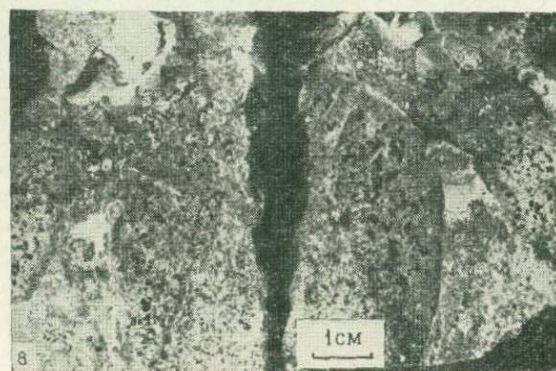
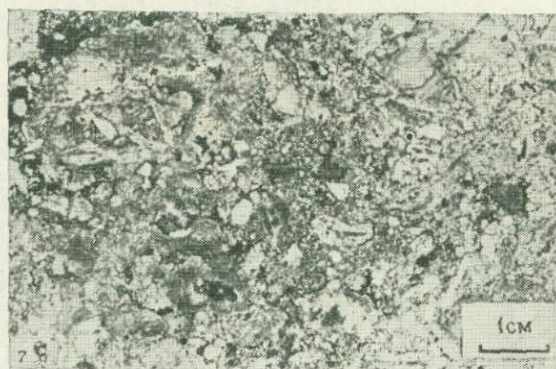
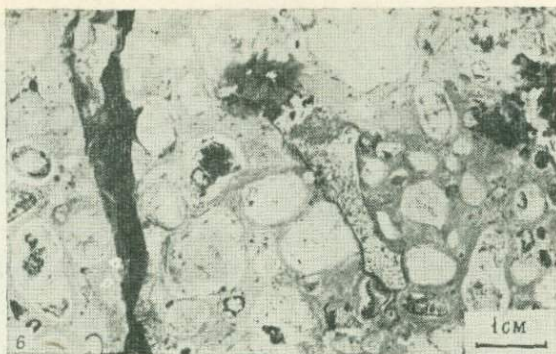


Фото II. Бокситы на базальтах.

6 — пузырчатый боксит. Видно скелетное развитие губчатого гиббситового боксита в плотной гиббситовой основной массе, Дудхи-Пахар, Индия; 7 — брекчиевидный гиббситовый боксит: крупные и мелкие угловатые фрагменты губчатого боксита находятся в виде включений в темноокрашенной основной массе, богатой железом, Багру-Хилл, Индия; 8 — губчатый гиббситовый боксит, Багру-Хилл, Индия.

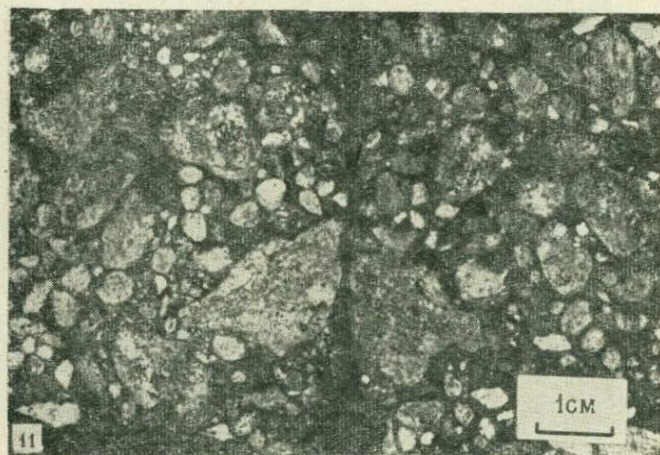
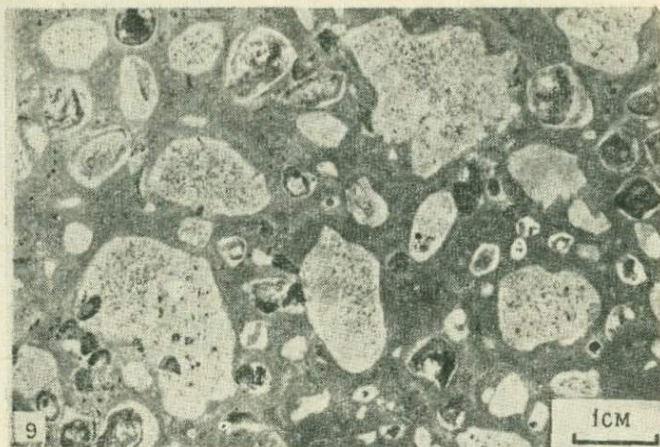
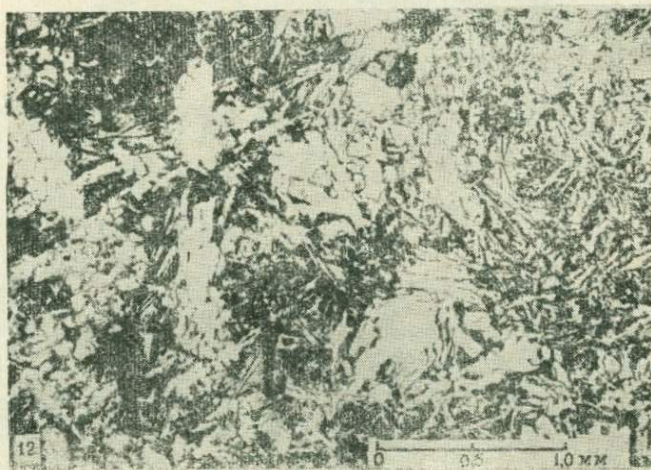
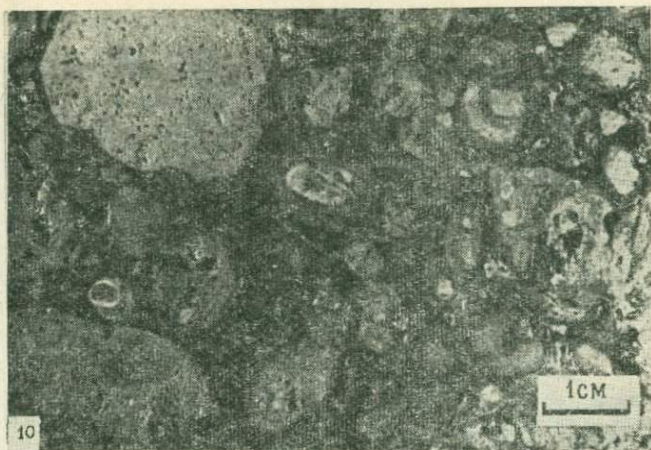


Фото III. Бокситы

9 — ранняя стадия образования пизолитовой текстуры в боксите. Угловатые фрагменты основной массы, Дудхи-Пахар, Индия; 10 — пизолитовые бокситы с зародышами из отламывающихся и запечатываются в цементе из плотной основной массы, богатой железом, Удагири, Индия; 12 — реликтовая структура в виде псевдоморфоз



на базальтах.

гиббситового губчатого боксита с начальной инкрустацией в плотной гиббситовой гиббситового губчатого боксита и оболочками из бёмитового боксита. Оболочки часто зом, Дудхи-Пахар, Индия; II — брекчиевидное сложение, возникшее в результате выщелачивания богатого каолинитом, заключены в темной железистой каолинитовой основной массе, гиббсита по полевым шпатам базальта, Багру-Хилл, Индия.

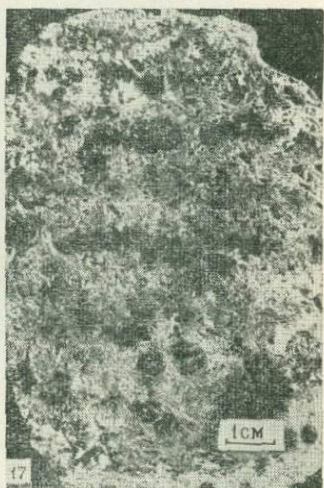
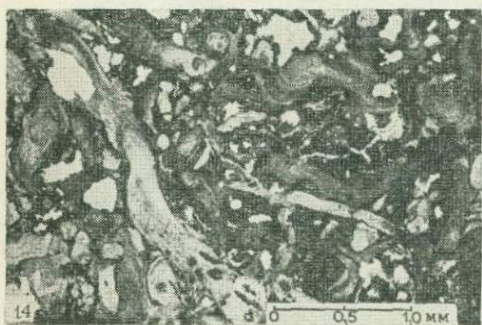
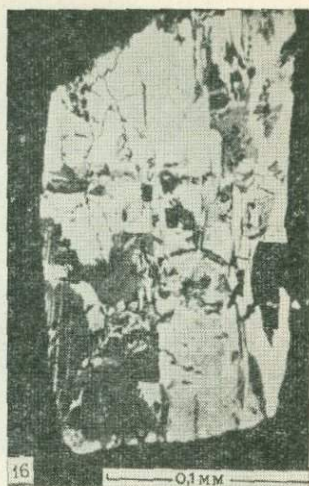
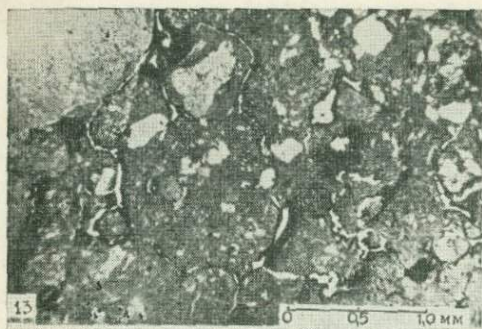


Фото IV. Бокситы на базальтах.

13 — железивый боксит, в котором видны начальные стадии образования удлиненных полигональных пор, Меваса, Индия; 14 — червеобразная текстура в боксите, образовавшаяся в результате деятельности роющей фауны, Удагири, Индия; 15 — перекристаллизованная основная масса с крупными двойниками гиббсита, Удагири, Индия; 16 — двойникованный кристалл гиббсита, Меваса, Индия. Бокситы на чарнокитах; 17 — губчатый боксит; видны псевдоморфозы гётита по гранату (темные участки), Иеркауд, Индия.

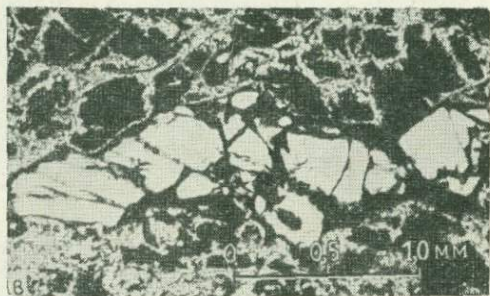
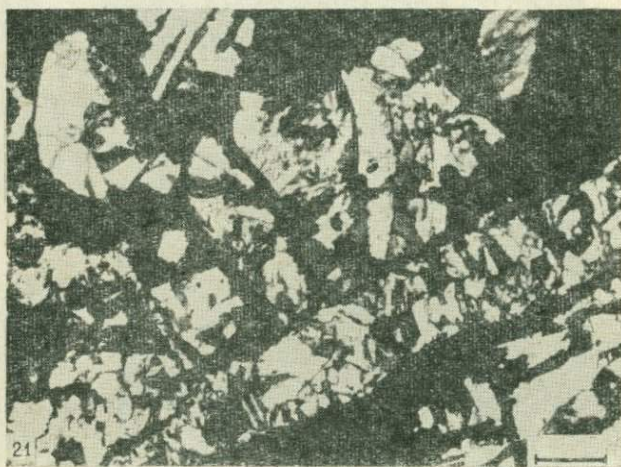
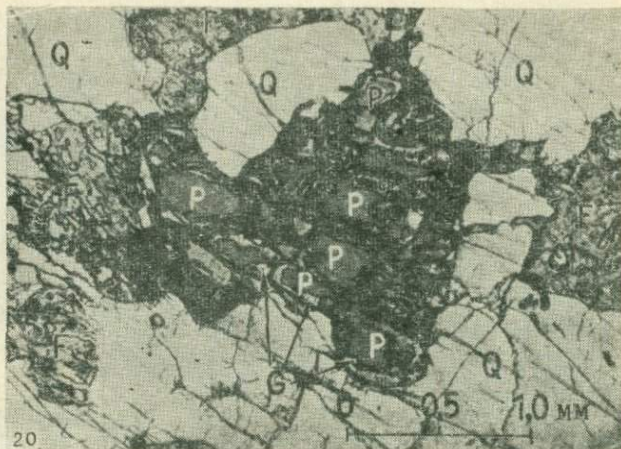


Фото V. Бокситы на чарнокитах

18 — реликтовые зерна кварца, «растрескавшиеся» в результате химического растворения, окружены сеткой гибситовых прожилков. Темное — поры (в скрещенных николях), Иеркауд, Индия; 19 — гибситовые псевдоморфозы по полевому шпату с «теньевыми» трещинами спайности. Присутствуют сильно корродированные реликтовые зерна кварца. В порах гибсит перекристаллизовывался на более поздней стадии, Иеркауд, Индия;



20 — начальная стадия замещения пироксена гётитом вдоль трещин спайности и последующая кристаллизация гётита (G) в виде лейт в порах (P). Присутствуют также полевой шпат (серое) и кварц (белое), Неркауд, Индия; 21 — пироксен, замещенный богатым порами скелетным агрегатом гётита и крупнокристаллический гётит, выполняющий ранее существовавшие поры (николи скрещены), Неркауд, Индия.

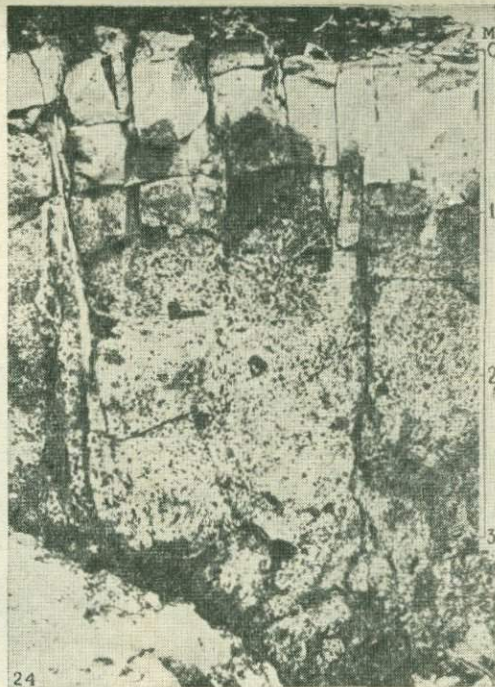
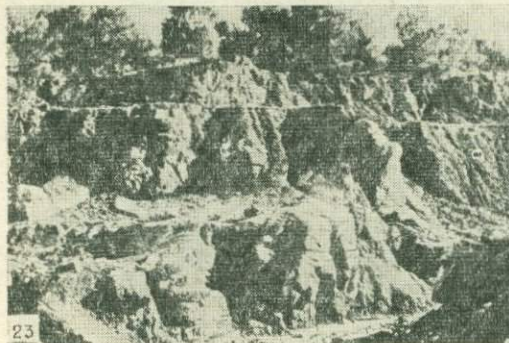
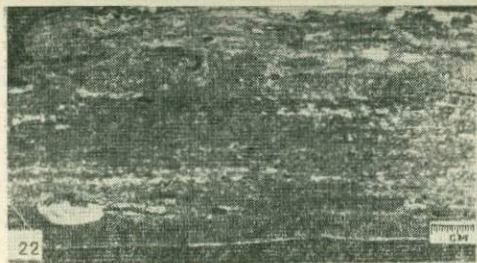


Фото VI. Бокситы на осадочных породах.

22 — боксит, образовавшийся при замещении слоистых аркозовых эоценовых осадков, Онвердахт, Суринам; 23 — карстовый рельеф на среднеюрских карбонатных породах ложа, Комбекав, Вар, Франция; 24 — обнажение полного профиля раннемелового бёмитового боксита с реликтовыми участками, богатыми гематитом (темное). Гематит усиленно выносился в течение поздних стадий диагенеза, в результате чего сформировалась залежь высокоглинисто-земистого боксита в верхней части профиля — каолинитового, Мазогю, Франция.

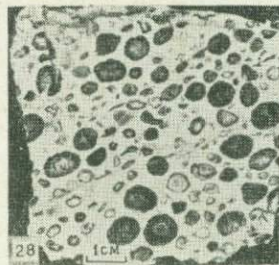
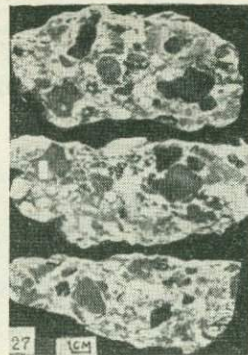


Фото VII. Бокситы на осадочных породах.

25 — стенка карьера в раннемеловых бокситах близ Комбекава, Франция, в которой видно, что поствагенетический вынос железа начинается с верхней части залежи; 26 — поствагенетическая деградация поздне меловых бокситов, вызванная постбокситовым закарстовыванием подстилающих известняков и образованием терра-росса за счет бокситов, Греция; 27 — обломочный брекчиевидный боксит раннемелового возраста с гальками железистой корки, каолинитовой глины и красной глины, отложившимися в непосредственной близости от латеритных покровов массива Мор-Эстерель; Па-де-Реку, Вар, Франция; 28 — раннемеловой пизолитовый диаспоровый боксит с удлиненными пизолитами с предпочтительной ориентировкой (текстура речных отложений). Трещинки дегидратации в пизолитах выполнены каолинитом, Перей, Арьеж, Франция.

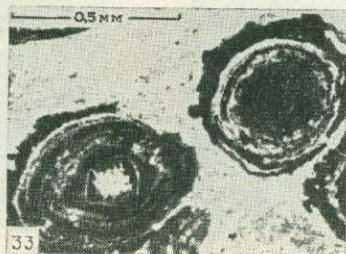
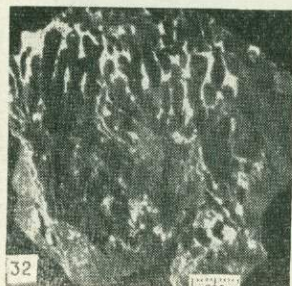
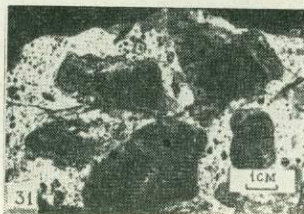
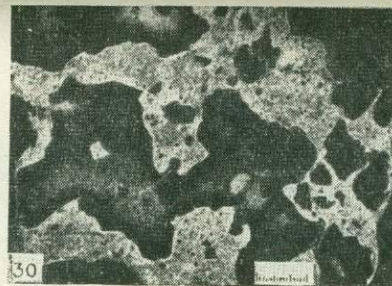
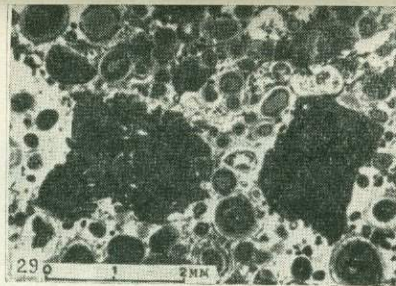


Фото VIII. Бокситы на осадочных породах.

29 — выщербленные по краям остатки первоначально рассеянного гематита после повсеместного удаления железа на поздних стадиях диагенеза или в постдиагенетическое время. Пизолиты, образовавшиеся на ранних стадиях диагенеза, маскируются «реликтовыми конкрециями», хотя они хорошо видны на осветленных участках; позднемеловые бокситы, Греция; 30 — позднемеловой боксит из Греции, частично обедненный железом на поздних стадиях диагенеза. Видны темные угловатые реликты гематита; 31 — гематитовые реликты (темное) с вторичной гётитовой корочкой (серое) в осветленной основной массе. Гематит — раннедиагенетический минерал, гётит — позднедиагенетический или постдиагенетический, Мазогю, Вар, Франция; 32 — пузырчатый марганцовистый прожилок мощностью около 10 см между бокситом и подстилающей породой, белое — каолинит, темное — тодорокит, раннемеловые бокситы, Ля-Руж, Вар, Франция; 33 — пизолиты с чередующимися зонами гематита и бёмита, включенные в тонкозернистую бёмитовую основную массу. Верхние оболочки, богатые железом, частично замещены основной массой, бёмитовая фация, Мазогю, Вар, Франция.

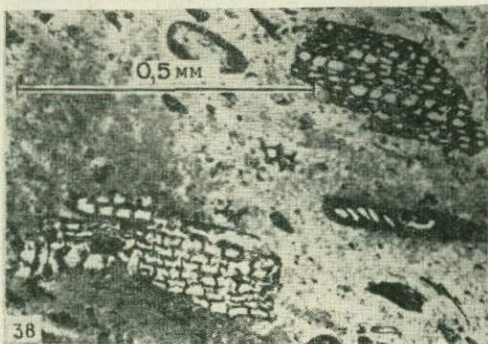
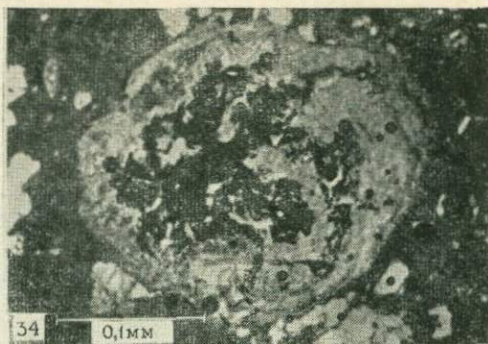
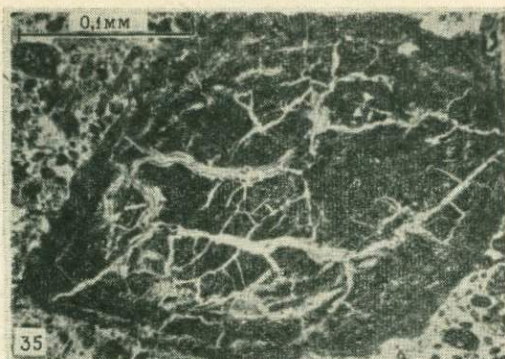


Фото IX. Бокситы

34 — конкреция, сложенная сидеритом, гематитом и магнетитом, окаймленная каолинитом Арьеж, Франция; 35 — оолит, богатый диаспором, еще пластичный при деформации при ний мел, Перей, Арьеж, Франция; 36 — оолит с беспорядочно ориентированными крупными нистый диаспор, осажженный из раствора в трещине; позднемеловые бокситы, Греция; в мелкозернистую бемитовую основную массу, самая верхняя часть профиля, ранний мел, контролируемое ранее существовавшим капилляром (возможно, оставшимся от ко



на осадочных породах.

и включенная в диаспоровую основную массу. Диаспоровая фация, ранний мел, Перей, диагенезе, с трещинами усадки, выполненными каолинитом. Диаспоровая фация, раннекристаллами диаспора. Диаспоровая фация, ранний мел, Од, Франция; 37 — крупнозер-38 — реликты обугленной растительности в горизонте ископаемых корней, включенные Перей, Арьеж, Франция; 39 — распределение каолинита (белое) и гематита (темное), решка растения), Самая верхняя часть профиля, ранний мел, Мазогю, Вар, Франция.

2. Наличие плато с куэстами или расчлененными склонами долин.

3. Периодические изменения влажности тропического климата. Сегален [221] предложил схему (фиг. 27), иллюстрирующую связь типа почвы с климатическими факторами. О влиянии растительности на накопление Al почти ничего не известно.



Фиг. 27. Образование почв различных типов в зависимости от среднегодовой температуры и количества осадков [221].

4. Интенсивная циркуляция грунтовых вод и быстрое удаление оснований и кремнезема.

Полигенетические почвенные образования и ископаемые почвы. Процессы выветривания и почвообразования могут протекать быстро при неизменных климатических условиях и постоянном режиме грунтовых вод на благоприятных по составу породах с высоким содержанием легко выветривающихся силикатов. Почвы, сформировавшиеся при таких условиях, называются «моногенетическими». Обычно высоко приподнятые участки суши длительное время претерпевают континентальное развитие. Изменения климата, характера растительности и тектонические подвижки или изменения рельефа приводят к тому, что почвы приспосабливаются к новым условиям. Они преобразуются в «полигенетические почвы» или размываются и переотлагаются.

В настоящее время известно, что многие латериты, бокситы и формации терра-росса, которые раньше считались современными, представляют собой древние образования. Такие латериты

подверглись деградации — воздействию более поздних процессов почвообразования, что привело к возникновению полигенетических почв. «Истинные» ископаемые латеритные почвы сохранились только там, где они были быстро перекрыты трансгрессивными морскими осадками, что предотвратило их дальнейшее преобразование.

Переотложенные почвы. Если период интенсивного образования почвы сменяется поднятием района, то более высокое положение базиса эрозии обуславливает оползание почвы по склонам холмов или ее денудации. Оползание почвы — обычное явление на высокорасположенных участках современных тропических областей. Начало таких смещений почвенных покровов еще не было точно датировано, но, вероятно, они происходили от позднетретичного до плейстоценового времени. В этой книге термин «переотложенные почвы» применяется к таким почвам, которые развиваются постепенно с одновременным оползанием по склонам или переотлагаются.

Ритмическая седиментация с переслаивающимися ископаемыми почвами. Если почвы полностью переотлагаются, то процессы почвообразования, денудации и переотложения представляют собой последовательные фазы континентального развития района. Поэтому на высокорасположенных участках и в бассейнах одновременно могут формироваться следующие комплексы почв:

Высокорасположенные участки	Бассейны
I. Образование почвы	
Полигенетические преобразования	↑ Полигенетические преобразования
Механическая переработка	Образование почвы
Денудация	Седиментация
↓ II. Образование почвы и т. д.	Полигенетические преобразования
	Образование почвы
	Седиментация

Эрхарт [76] ввел термины «биостазия» для обозначения периодов почвообразования и «рексистазия» для периодов денудации. В периоды биостазии растительность развивается нормально, тогда как периоды рексистазии характеризуются засушливым климатом или отсутствием растительного покрова вследствие размыва почвы в результате климатических изменений или тектонических подвижек.

Исчезновение растительного покрова вызывает разложение и денудацию почв и горизонтов выветрелых пород. Для периодов рексистазии характерны процессы механической переработки, а для периодов биостазии — процессы химического разложения.

Эрхарт выделяет пять типов ископаемых почв: а) автохтонные

почвы, захороненные под осадками, б) автохтонные реликтовые почвы без предохранительного покрова, в) аллохтонные, или псевдонскопаемые почвы (на склонах), г) смешанные, или гетерогенные почвы, д) педолиты (pedolite), или аллохтонные почвы, измененные диагенетическими процессами.

В почвах всех этих типов А1 может накапливаться в такой степени, что они приобретают практическое значение. Сохранность различных типов почв зависит в основном от тектонических условий. На щитах при продолжительных континентальных периодах латеритные почвы могут развиваться весьма длительное время (латеритные почвы на высокогорье в северной части Эфиопии имеют по меньшей мере юрский возраст) или они разлагаются и эродируются вследствие изменений климатических условий (Судан). Древние бокситовые месторождения, образовавшиеся из таких латеритных почв, широко распространены на поверхности Земли, причем в тех местах, где они перекрыты осадками, профили остались неизменными (Арканзас, Гуджарат).

Связь образования бокситов с тектоникой. Бокситовые залежи, переслаивающиеся с осадками и захороненные в результате быстрой трансгрессии, развиты на устойчивых (Суринам, Уэйпа) и неустойчивых (Средиземноморская провинция) шельфах.

В советской литературе бокситы подразделяются на платформенные и геосинклинальные. Платформенные бокситы приурочены к древним платформам (щитам) или молодым поднятиям, тогда как геосинклинальные бокситы — главным образом к неустойчивым шельфовым районам или к толщам, сложенным карбонатными фациями, переслаивающимися с обломочными и карбонатными отложениями. О накоплении бокситов в истинных геосинклиналях в настоящее время ничего не известно. Образование и сохранность бокситовых залежей контролируются условиями тектонического развития страны.

Бокситовые формации в геологической колонке. Наиболее древние из известных до сих пор бокситовые месторождения встречаются в раннепалеозойских отложениях. Н. М. Страхов [233] сопоставил бокситовые месторождения по возрасту. Он установил, что параллельно с бокситами на соседних площадях развиты разновозрастные угли или осадочные железные руды. Н. М. Страхов реконструировал палеоклиматические зоны, которые на протяжении истории Земли смещались с севера на юг. Во многих случаях точная датировка возраста невозможна из-за значительных перерывов между временем отложения бокситов и временем накопления перекрывающих отложений и подстилающих пород. Поэтому заключения о возрасте бокситов, выходящих на дневную поверхность, сильно расходятся. Однако в некоторые периоды истории Земли условия были благоприятны для бокситообразования.

Периоды бокситообразования (по Паттерсону [183], с дополнениями):

Кайнозой

Современные
и плейстоценовые

Латеритные бокситы тропических стран (Панама, Коста-Рика, Гавайи, Фиджи, Соломоновы острова).

Третичные
(нерасчлененные)

Гиббситовые бокситы (Бразилия, Венесуэла, Гвинея, Берег Слоновой Кости, Гана, Западная Австралия), залегающие на поверхности, но перекрывающие более древние породы; возможно, они образовались ранее плейстоценового времени.

Миоцен

США (Орегон): латеритные гиббситовые бокситы.

ФРГ (горы Фогельсберг): железистые гиббситовые бокситы.

Австралия (Виктория): гиббситовые бокситы. Ямайка, Гаити, Доминиканская Республика: гиббситовые бокситы, покрывающие эоценовые и олигоценовые породы и, вероятно, формировавшиеся периодически в миоценовое и постмиоценовое время.

Олигоцен

Северная Ирландия (графство Антрим): железистые гиббситовые бокситы, перекрываемые и подстилаемые базальтовыми потоками.

Эоцен

Гайана, Суринам, Французская Гвиана: гиббситовые бокситы.

Австралия (Квинсленд, Северная Территория, Тасмания): гиббситовые бокситы с подстилающими меловыми, юрскими и докембрийскими породами.

США (Арканзас, Алабама, Джорджия): гиббситовые бокситы с подстилающими палеоценовыми (группа Мидуэй) и более древними породами и перекрытые в основном нижнеэоценовыми отложениями (группа Уилкоккс).

Индия (Деканский полуостров): гиббситовые бокситы и латериты, развитые на Деканских траппах и докембрийских чарнокитах.

Индия (Кашмир—Джамму): диаспоровые бокситы с подстилающими юрскими и перекрывающими эоценовыми отложениями.

Италия: гиббситовые и бёмитовые бокситы. Югославия: бёмитовые и гиббситовые бокситы с подстилающими нижнеэоценовыми и верхнемеловыми породами

Мезозой

Верхний мел
Турон

Греция: бёмитовые (и диаспоровые) бокситы с подстилающими нижнемеловыми породами и перекрывающими верхнемеловыми отложениями. Югославия: бёмитовые бокситы.

Австрия: бёмитовые бокситы.

Турция: бёмитовые бокситы.

Венгрия: преимущественно бёмитовые бокситы.

Нижний мел Апт — альб	Испания, Франция (Вар, Эро), Италия, Греция, Турция: преимущественно бёмитовые (и диаспоровые) бокситы.
Баррем	Франция (Аржеж): бёмитовые и диаспоровые бокситы.
Неоком	Венгрия: преимущественно бёмитовые бокситы. Венгрия, Югославия, Румыния (Бихор): преимущественно бёмитовые (и диаспоровые) бокситы.
Юра	
Триас	
Верхний	Югославия (Хорватия): бёмитовые бокситы с подстилающими среднетриасовыми породами.
Нижний	Китай (Бошань): диаспоровые бокситы с подстилающими пермскими и каменноугольными отложениями.
<i>Палеозой</i>	
Пермь	Турция: диаспоровые бокситы.
Пенсильваний	США: диаспоровые бокситы в Миссури и Пенсильвании, переслаивающиеся с отложениями потсвиллского возраста.
Миссисипий	Китай (Юньнань): бёмитовые бокситы с подстилающими девонскими породами. СССР (Тихвин): бокситы с подстилающими девонскими породами.
Девон	Китай (Гуйчжоу): диаспоровые бокситы с подстилающими породами. СССР (Урал): бокситы в средне- и нижнедевонских отложениях.

Докембрий

Верхний протерозой СССР (Боксон, Сибирь): бёмитовые и диаспоровые (?) бокситы.

Этот перечень показывает, что в истории Земли отчетливо выделяются главные периоды бокситообразования. Крупные месторождения, образовавшиеся в эоцене, встречаются повсюду на земном шаре. Месторождения мелового возраста распространены регионально. Миссисипские и пенсильванские бокситовые формации палеозоя также широко развиты.

Возможно, нижнедевонские бокситы имеют более широкое распространение, о чем свидетельствуют захороненные бокситовые формации этого возраста.

Следует отдавать себе отчет в том, что современные климатические условия не благоприятствуют образованию латеритных почв. В настоящее время имеется лишь несколько небольших районов с такими климатическими условиями, которые способствуют образованию ферраллитов. В современных климатических условиях гиббситовые или гематитовые формации не образуются в региональных масштабах; гётит — преобладающий минерал железа в современных образованиях. Очевидно, в истории Земли были периоды с особыми климатическими условиями, в течение

которых образование ферралитов происходило на всей планете. Для этих периодов характерно образование мощных континентальных или паралических толщ на щитах или в шельфовых областях, например угленосных толщ, мономиктовых песчаников и чистых каолинитовых глин.

Бокситовые руды. Бокситы целесообразнее включить в рудную или петрологическую, а не почвенную классификацию. Для такой классификации предлагались следующие критерии: а) автохтонный или аллохтонный генезис, б) химический состав, в) минеральный состав, г) структура.

Автохтонный или аллохтонный генезис. По генетическому признаку бокситы можно сгруппировать следующим образом:

1) автохтонные бокситы на свежих изверженных, метаморфических и осадочных породах: а) первичные формации, б) древние, полигенетические, измененные бокситы;

2) аллохтонные бокситовые отложения: а) грубообломочные, б) тонкообломочные — коллоидальные.

Химический состав. Определение терминов аллит, сиаллит, ферраллит. Термины *аллит*, *сиаллит* и *ферраллит* введены в обращение Гаррасовицем [109] для того, чтобы указать на преобладание в породе соответственно Al , $Si + Al$ или $Al + Fe$. Для разделения аллита и сиаллита Гаррасовиц использовал молекулярное отношение $K_i = SiO_2/Al_2O_3$ при допущении, что в породе присутствует только связанный кремнезем. Согласно этой классификации, выделяются

каолинитовые глины	$= K_i > 2,0$.
сиаллиты	$= K_i = 2,0 - 1,3$,
аллиты	$= K_i < 1,3$.

Педро [186] показал, что классификация Гаррасовица не отвечает современному уровню знаний по следующим двум причинам: 1) в латеритных профилях присутствуют слоистые силикаты, индекс которых K_i больше или меньше 2. Для силикатных пород, состоящих из амезита, судонта или маргарита (координационное число IV и VI для алюминия), K_i меньше 1,3, так что они попадают в группу аллитов. 2) Силикаты с K_i больше 2,0, такие, как ортоклаз, альбит, пирофиллит и аноксит (координационное число алюминия только VI), могут быть сильно обогащены гидратированными окислами Al , хотя они все же не будут считаться аллитами.

В Югославии и в СССР (Сибирь) встречаются бокситы с $K_i \sim 1,3$, которые представляют собой смесь равных количеств гидроокислов алюминия и пирофиллита [20].

Главный критерий классификации — количество свободных гидратов глинозема. Поэтому величины K_i бесполезны без знания минерального состава породы. Параметр $K_i = 2$ удобен только для характеристики латеритного материала в том случае, если он состоит из смесей хорошо окристаллизованных каолинита и гиббсита или каолинита и бёмита.

Выветрелые породы предлагалось также классифицировать по величине отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ или по величине отношения количества связанного глинозема к свободному глинозему [186]. Заслуживают внимания следующие критерии:

$$K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ мол. \% [109, 66, 13].}$$

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \text{ мол. \% [62],}$$

$$x = \text{Al}_2\text{O}_3/1,1 \text{ SiO}_2 \text{ мол. \% [97],}$$

связанный Al_2O_3 /свободный Al_2O_3 [186, 19]

Наиболее приемлемые классификации (фиг. 28), по-видимому, разработаны Бардоши [19] и Педро [186]. Однако они не

$K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	0	0.1	0.5	0.6	0.7	1	1.3	1.5	1.6	1.7	2		
Свободная Al_2O_3 (%)	100	95	90	80	70	60	50	40	35	30	20	10	0
Обер (1954), Ботело-де-Коста (1959)	Сильноферраллитные почвы						Почвы ферраллитного типа		Почвы слабоферра- литные				
Гаррасовиц (1926)	Аллиты						Сиаллиты						
Лакруа (1913)	лате- риты	Силикатсодержащий латерит			Глинистый латерит				Глина				
Де-Вейсс (1948)	Боксит			Терра-росса									
Гордон и др. (1958)	Боксит			Бокситовая глина					Каолинистая глина				
Бардоши (1963)	Боксит			Глинистый боксит					Бокситовая глина				
Педро (1966)	Боксит			Каолинистый боксит		Бокситовая глина			Глина				
Валетон (1968)	Высоко- качест- венный боксит		Низкокачест- венный боксит		Каолинистый боксит		Бокситовая глина			Глина			

Фиг. 28. Сопоставление классификаций глиноземистых пород, образовавшихся при выветривании.

Классификация основана на величине индекса K_i или содержании свободного глинозема.

совпадают с классификациями руд, так как бокситы с содержанием каолинита $> 10\%$ обычно являются непромышленными. Поэтому в дальнейшем бокситы следует подразделять на высококачественные (0—10% связанного Al_2O_3) и низкокачественные (10—25% связанного Al_2O_3).

Химический баланс. Исследования химического баланса латеритного выветривания позволяют создать более точную классификацию, основанную на содержании свободного и связанного глинозема.

Милло и Бонифа [162] рассчитали баланс химических элементов при минеральных преобразованиях в латеритах и бокситах при постоянном объеме, на который указывает прекрасная сохранность реликтовых структур материнской породы. Этот изо-

волюметрический метод до сих пор является единственным, с помощью которого можно получить данные о перемещении абсолютных количеств химических компонентов в определенных направлениях. Сущность этих расчетов заключается в сравнении молярных содержаний¹ (в %) элементов в 1 см³ свежей и выветрелой породы (табл. 12).

Таблица 12

Выветривание сиенита на острове Лос [37]

	Свежий сиенит (I)	Выветрелый сиенит (II)	Пористый выветрелый материал (III)	Различие в весе между I и III	Изменение состава сиенита, %
Вес г/см ³	258	219	154		
SiO ₂	148,0	127	4,8	-143,2	-96
Al ₂ O ₃	45,0	47,5	86,5	+41,2	+91
Fe	11,9	5,3	8,1	-3,8	-32
CaO	6,7	0,8	0,3	-6,4	-96
MgO	2,8	0,8	—	-2,8	-100
Na ₂ O	15,5	8,8	н. о.	—	
K ₂ O	18,1	17,7	н. о.	—	
TiO ₂	1,8	1,3	2,6	+0,8	+44
MnO ₂	1,0	0,2	0,1	-0,9	-99
H ₂ O	3,3	6,8	45,7	+42,4	-1280

Если реликтовые структуры не наблюдаются, то применяются другие методы расчетов.

Кёстер [137] ссылается на метод индексов Маршалла [15, 6, 157], основанный на использовании устойчивых минералов в качестве стандарта, по которым можно судить о преобразованиях в тех или иных горизонтах. В качестве стандарта этот автор использует кварц. Однако для бокситов кварц — неподходящий минерал, так как он мог подвергнуться растворению (Уэйпа, Квинсленд). Циркон присутствует в бокситах в очень небольших количествах, причем этот минерал, вероятно, неустойчив, о чем свидетельствует образование вторичных минералов ZrO₂. Хромит и ильменит также не всегда устойчивы в процессах выветривания.

Стренг [234, 235] допускал, что содержания таких окислов, как TiO₂ или Al₂O₃, остаются постоянными во всех горизонтах профиля выветривания. Подобные методы расчетов неприменимы к бокситам, так как в них нет компонентов, содержание которых оставалось бы постоянным в профилях выветривания.

¹ В этой ссылке автор допускает неточность. В своих расчетах Милло и Бонифа обычно оперируют с содержаниями окислов, выражаемых в сантиграммах на 1 см³ (сантиграмм = 0,01 г = 10 мг). Изоволюметрический метод, или метод абсолютных масс, в настоящее время широко используется советскими геологами при изучении древних кор выветривания. — *Прим. перев.*

Для того чтобы количественно оценить процессы накопления или выноса элементов в бокситах, не сохранивших реликтовые структуры, можно применить метод Гроссера [99, 100, 101], основанный на делении весовых процентов отдельных окислов в выветрелой породе на соответствующие содержания в свежей породе. Таким путем можно рассчитывать степень накопления специфических элементов в профиле выветривания. Однако для бокситов Арканзаса с помощью этого метода не удалось показать, происходило в них абсолютное или относительное накопление отдельных компонентов.

Минеральный состав. Наиболее практически удобная классификация бокситов, предложенная Конта [136], основана на минеральном составе, потому что характерные особенности бокситов обусловлены присутствием как обломочных компонентов (кварц, рудные минералы и т. д.), так и гипергенных новообразований. Бардошши [19] расширил эту схему и включил в нее обломочную фракцию. Этот автор выделяет следующие группы минералов, присутствующие в бокситах:

1) алюминия: гиббсит, нордстрандит, бёмит, диаспор, корунд;

2) железа: гётит, лепидокрокит, гематит, магнетит, маггемит;

3) глинистых: преимущественно минералы каолининовой группы, ассоциирующие с минералами групп аллита, монтмориллонита, хлорита;

4) обломочных: кварц, минералы тяжелой фракции, рудные.

На фиг. 29 приведена классификация бокситов, заимствованная у Бардошши [19] и видоизмененная автором.

Выбор вида технологического процесса переработки бокситов зависит от их природного минерального состава. Поэтому для промышленного освоения месторождений требуется составление точных литологических карт, отражающих региональное распределение минералов в бокситах. Например, на картах греческих месторождений выделяются «растворимые» бёмитовые и «нерастворимые» диаспоровые бокситы, т. е. бокситы классифицируются по их поведению в байеровском процессе.

Структуры и текстуры. Различают две группы пород, имеющих резко различные структуры:

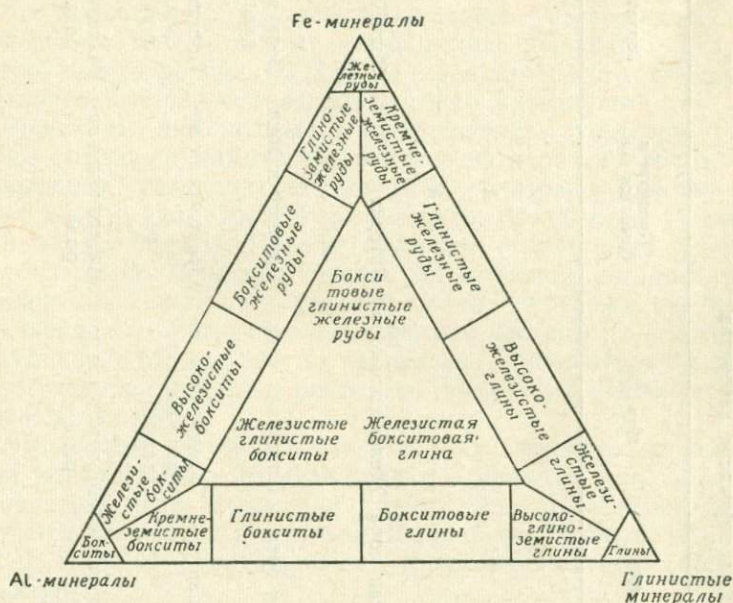
1. Нелитифицированные породы, например красноземы, красные и бурые суглинки. В таких породах трудно обнаружить как реликтовые, так и новообразованные структуры.

2. Твердые породы, структуры которых сохранились при выветривании. Их можно разделить на реликтовые (структуры материнских пород) и структуры, образовавшиеся при гипергенных процессах.

Уже давно Ньюболд [171] обратил внимание на то, что реликтовые макро- и микроструктуры материнских пород обычно сохраняются и что в этих случаях преобразование пород происходило *in situ*. Реликтовые структуры не только характери-

зуют материнскую породу, но и позволяют оценить степень накопления тех или иных компонентов.

На реликтовые структуры накладываются структуры, возникшие при процессах гипергенного минералообразования. Несмотря на некоторые попытки, детальной классификации как для макро- так и для микроструктур, формирующихся при гипергенных процессах, еще не создано. Что касается макроструктур (текстур), то латеритные почвы, богатые алюминием,



Фиг. 29. Классификация бокситов, глиноземистых железных руд и глин ([19] с дополнениями автора).

подразделяют только на незональные почвы и на почвы с хорошо выраженной зональностью (латериты). Как показано в табл. 13, латериты классифицировались по-разному.

Горизонт В и нижняя часть горизонта ВL — главные зоны обогащения алюминия. В свежем виде это пористые и пластичные породы, которые можно резать ножом. Эти профили обычно имеют мощность 10—30 м. Среди структур, возникающих при гипергенных процессах в отдельных горизонтах автохтонных бокситов, можно выделить следующие:

Структурные бокситы (скелетная структура). Характеризуются наличием микро- и макроструктур материнских пород, которые сохранились благодаря относительноному обогащению слаборастворимыми элементами (фото 1, 1; III, 12; IV, 17; V, 18—21). Реликтовые структуры бокситов, образовавшихся из изверженных пород, могут быть зернистыми или гранитными.

Гелеподобные структуры. Абсолютное обогащение алюминием или железом приводит к разрушению реликтовых микроструктур, которое сопровождается образованием плотных пород со сферическим или раковинистым изломом (фото IV, 13).

Можно выделить два типа структур: а) структуры плотных пород с незначительной пористостью; б) высокопористые породы с губчатой структурой. Поры в породе распределены неравномерно (фото II, 8).

Брекчиевидные структуры. Интенсивное растворение может привести к механическому разрушению первичных структур. Можно видеть фрагменты породы с реликтовой структурой, цементированные разнообразным местным материалом.

Оолитовые, пизолитовые и конкреционные структуры. Ритмическое выпадение химических осадков на ядрах приводит к возникновению следующих структур: а) оолитовых (размер оолитов < 2 мм в диаметре; б) пизолитовых (2—20 мм); в) конкреционных (> 20 мм). Породы с такими структурами переходят в губчатые бокситы постепенно. Ритмическая дегидратация и регидратация вызывают преобразование губчатых структур в брекчиевидные. Встречаются угловатые частицы (диаметром от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров) с губчатой структурой, которые заключены в плотную основную массу (фото III, 9, 10).

Пузырчатые структуры. На участках, измеряемых сантиметрами или десятками сантиметров, развиваются тонкобланные переплетающиеся жилки или трубки, если от гелевых фаз отделяются аллитовая или сиаллитовая и ферритовая фазы (фото I, 2; II, 6). Эти структуры следует отличать от червеобразных структур.

Червеобразные структуры образуются в результате деятельности роющей фауны.

Ячеистые бокситы. Такие текстуры возникают у тех бокситов, в которых образуются макрополости в результате селективного растворения.

Землистые бокситы. Это мягкие нелитифицированные бокситы осадочного происхождения.

Конкреционная текстура. Бокситы с землистой текстурой могут включать небольшие конкреции различного минерального состава, но в основном они состоят из гиббсита и распределены по всей породе.

Текстуры с реликтовыми конкрециями. Эти текстуры образуются в ферраллитных бокситах в результате эпигенетического селективного растворения железа на крупных участках боксита. Участки боксита, на которых не происходило растворения железа, рассматриваются как реликтовые конкреции (фото VIII, 29, 30). Более высокая плотность реликтовых конкреций обусловлена осаждением вторичных оболочек (фото VIII, 31).

Импрегнированные конкреции. Этот тип конкреций образуется на конечной стадии диагенеза или даже во время эпигенеза и возникает в результате мобилизации железа и осаждения его минералов в отдельных участках основной массы.

Глава 5.

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОКСИТОВ

Бокситы на изверженных и метаморфических породах. Известно, что бокситовые месторождения этого типа формировались на протяжении всей истории Земли на поверхностях плато в течение продолжительных континентальных периодов. В большинстве случаев эти плато размыты, но их существование в прошлом доказывается наличием бокситовых залежей, окружавших древние плато. Толща переслаивающихся диаспоровых и бёмитовых бокситов в кембрийских известняках Восточных Саян в регионе к югу от Байкала образовалась из самых древних из известных латеритных бокситов, развитых на изверженных или метаморфических породах. В Онежском районе встречаются латеритные бокситы позднедевонского или раннекаменноугольного возраста, развитые на базальтах. Хорошо известны юрские и меловые латеритные бокситы на офиолитах субпеллагической области в Греции и на офиолитах почти того же мелового возраста в Югославии. Часто выветрелые поверхности плато и предгорий, покрытые переотложенными продуктами выветривания, подвергаются глубокому размыву. Поэтому не всегда можно с точностью определить области древней денудации.

Однако после позднемелового и раннетретичного времени на обширных территориях климатические условия были примерно такими же, как в настоящее время, причем границы этих территорий почти не изменились.

Пояс бокситовых месторождений, образовавшихся главным образом в позднемеловое и раннетретичное время, охватывает регионально развитые пенеплены на докембрийских породах Южной Америки, Африки, Юго-Восточной Азии и Австралии. Установить точный возраст пенепленов в этих районах иногда очень трудно или невозможно. Однако в третичное время бокситы часто формировались на литоральных осадках, которые состоят из переотложенных обломочных латеритов или бокситов, развитых *in situ*. Иначе говоря, латериты на этих плато имеют по крайней мере раннетретичный возраст.

Раннетретичный (эоценовый) возраст имеют также бокситы, образовавшиеся по нефелиновым сиенитам в Арканзасе, бокситы на плато Декан в Индии и на базальтах в юго-восточной Австралии. Однако латеритные бокситы на базальтах Орегона (США), Фогельсберга (ФРГ) и Антрима (Ирландия) образовались в

позднетретичное время. На Гавайских островах встречаются потоки молодых лав, возраст которых определяется в 10 тыс. лет, с развитыми на них покровами бокситов. Бокситоносная поверхность рассечена долинами, а современные лавовые потоки не подвергаются латеритизации. Возможно, что главная фаза бокситообразования здесь приходится на аллерёдское время.

Современные процессы гипергенеза лучше всего изучать в областях распространения молодых вулканических туфов. Обширные исследования проводятся по так называемым андосолям на Тихоокеанском побережье. Однако еще очень мало известно о глубине и скорости процессов преобразования в этих почвах.

Несмотря на постоянное перемещение Fe, Al и Si в настоящее время, все наблюдения над третичными латеритными бокситами указывают на то, что латеритные профили не развиваются, а разрушаются. Движения земной коры привели к образованию участков с различным рельефом, положением грунтовых вод и растительным покровом, и теперь бывшие латериты представляют собой полигенетически измененные почвы.

Фациально различают два типа бокситовых месторождений:

1) Склоновый тип (гиббситовый), который встречается в виде линзовидных тел на склонах. В них нет типичного вертикального профиля. Гиббсит — главный минерал алюминия.

2) Тип плато (гиббсит-бёмитовый), который представляет собой фациальный аналог плато-латеритов, развитый вдоль склонов долин с хорошими условиями дренажа и четко дифференцированным профилем.

Склоновый тип. Крупные и практически важные месторождения этого типа не встречаются. Из-за своего морфологического облика бокситовые залежи склонового типа могут сохраниться только в том случае, если они были быстро перекрыты осадками. Такие бокситы, широко распространенные на породах фундамента, известны только в третичных, плейстоценовых и современных отложениях. Однако они представляют интерес в отношении преобразований и парагенетических ассоциаций бокситов.

• Примерами бокситовых залежей склонового типа могут служить бокситы на основных и средних вулканических породах (Гавайи, плейстоцен-позднетретичный возраст), на кислых метаморфических породах (Берег Слоновой Кости, поздне-третичный — позднечетвертичный возраст) и на чарнокитах в южной Индии.

Гавайские острова. Молодые процессы ферраллитизации (происходившие, вероятно, в аллерёдское время), которые привели к существенному обогащению почвы гидроокислами алюминия, впервые установлены на Гавайских островах. Перенос веществ в растворе сверху вниз параллельно поверхностям склонов какого-либо участка с исключительно обильными

атмосферными осадками и хорошим дренажем приводит к образованию почвенных фаций с зонами, обогащенными гидроксидами алюминия. Древние поверхности выравнивания здесь отсутствуют, поэтому исключается попадание в растворы каких-либо примесей из почв плато высоких уровней.

Гавайские острова выступили из вод Тихого океана только в раннетретичное время. Они сложены оливиновыми базальтами, щелочными базальтами (нефелиновые и меллитовые базальты и базаниты), трахитами и туфами. На базальтовых потоках серии Кола плейстоценового возраста (10 тыс. лет) были развиты бокситовые латеритные почвы. На современных лавах латеритные почвы отсутствуют.

Образование почвы того или иного типа контролируется характером рельефа, климатом, растительностью и движением грунтовых вод. Если допустить, что все эти факторы оставались постоянными в тропиках в течение последних 10 тыс. лет, то на основании изучения современной обстановки можно реконструировать условия бокситообразования. Гавайские острова имеют конусовидную форму и более или менее крутые склоны. Самая высокая вершина острова Кауаи поднимается до 1567 м. Долины ручьев врезаны в среднем на глубину 30 м (максимум до 140 м). Острова расположены в полосе ветров, дующих преимущественно с северо-востока. Атмосферные осадки очень обильны на северных и восточных склонах, и количество их возрастает от побережья до уровня облачного покрова приблизительно на высоте 1000 м, но затем быстро уменьшается в более высоких частях острова. Аббот [1] приводит следующие данные для острова Кауаи, на котором, как известно, выпадают наиболее обильные осадки:

северный берег	юго-западный берег	вершина горы Вайалит
2250 мм/год	500 мм/год	11 240 мм/год

Температура сильно изменяется в зависимости от высоты и на высоте 600 м соответствует температуре субтропического климата.

Лавовые потоки серии Кола всегда лежат наклонно (фиг. 31). Текстура пород каждого потока изменяется по вертикали. Спекшиеся брекчии из стекла и шлака в верхней части потока (klinkerzone) имеют высокую проницаемость и допускают циркуляцию грунтовых вод в вертикальном и горизонтальном направлениях на большие расстояния. Уровень грунтовых вод колеблется в сухие и дождливые сезоны. Обычно грунтовые воды медленно просачиваются через зону выветривания до тех пор, пока они не достигнут границы сапролитов со свежими базальтами, после чего воды начинают двигаться в боковых направлениях. Положение уровня грунтовых вод (табл. 14) определялось по нескольким скважинам на северной и восточной сторонах острова Кауаи [184].

Таблица 14

Химические анализы проб воды из выветрелых и свежих базальтов вулканической серии Кола,
о. Кауаи, Гавайские острова

Номер пробы	млн ⁻¹																				Сумма катионов	Сумма анионов	Растворенные твердые вещества	Жесткость СаСО ₃	Удельная электропроводность, мкОм (25° С)	pH		
	SiO ₂	Al	Fe	Mn	Cr	Ca	Mg	Na	K	Li	NH ₄	HCO ₃	CO ₃	OH	SO ₄	Cl	F	I	NO ₂	NO ₃							PO ₄	B
1	2,9	0,11	0,00	0,26	0,000	0,8	1,9	11	0,6	0,00	0,02	1	0	0	2,7	19	0,1	0,008	0	0,6	0,02	0,04	0,70	0,64	41	10	90	4,6
2	1,2	0,00	0,18	0,13	—	0,9	1,9	6,3	0,6	0,00	0,02	6	0	0	4,0	9,1	0,1	0,006	0	0,7	0,04	0,02	0,49	0,46	28	10	60	5,1
3	4,1	0,01	0,00	0,07	0,000	1,0	1,2	6,9	0,3	0,00	0,03	3	0	0	2,3	12	0,1	0,003	0	0,4	0,03	0,03	0,46	0,46	30	7,4	56	5,6
4	3,0	0,04	0,00	0,12	0,000	0,4	0,7	7,2	0,0	0,00	0,02	2	0	0	3,2	12	0,2	0,006	0	0,1	0,02	0,03	0,39	0,45	28	4,0	54	4,8
5	2,6	0,03	0,06	0,54	0,000	1,0	2,3	8,6	0,6	0,00	0,01	6	0	0	6,5	16	0,1	0,004	0	0,9	0,02	0,05	0,63	0,71	42	12	78	5,3
6	2,5	0,12	0,00	0,11	0,000	0,6	1,5	8,5	0,5	0,00	0,02	0	0	0	2,7	13	0,1	0,002	0	0,8	0,00	0,05	0,53	0,45	30	7,6	67	4,7
7 ¹	32	0,03	0,00	0,00	—	13	14	30	1,3	0,00	—	96	0	0	37	30	0,2	0,002	—	2,0	0,43	0,05	3,13	3,23	207	92	331	7,8
8 ¹	42	0,06	0,00	0,00	0,000	13	11	21	0,8	0,00	0,01	78	0	0	5,2	34	0,1	0,001	0	1,5	0,16	0,01	2,48	2,38	167	77	265	7,6

¹ Пробы 7 и 8 — воды из свежих базальтов, остальные — из выветрелых базальтов [184].

Грунтовые воды в скважинах, пробуренных в латеритных почвах (скважины 1—6), имеют рН 4,0—5,9, а в скважинах, пробуренных в свежих базальтах (скважины 7 и 8 на фиг. 31), рН равен 7,6—7,8.

В водах из латеритных почв содержится ничтожно малое количество HCO_3^- , тогда как в водах из базальтов оно увеличивается до 78—96 млн⁻¹. Общее содержание солей в грунтовых водах из почв значительно меньше (28—42 млн⁻¹), чем в водах из свежих базальтов (167—201 млн⁻¹), из которых в раствор поступают в основном кремнезем, щелочи и щелочные земли. Это объясняется как относительно высокой скоростью дренажа в профиле выветривания, так и присутствием растворимых минералов в свежих базальтах.

Почвенные образования. Теплый влажный климат обуславливает развитие глубоко выветрелых латеритных почв. Классификация почв в зависимости от их местоположения [224] приведена в табл. 15.

Таблица 15

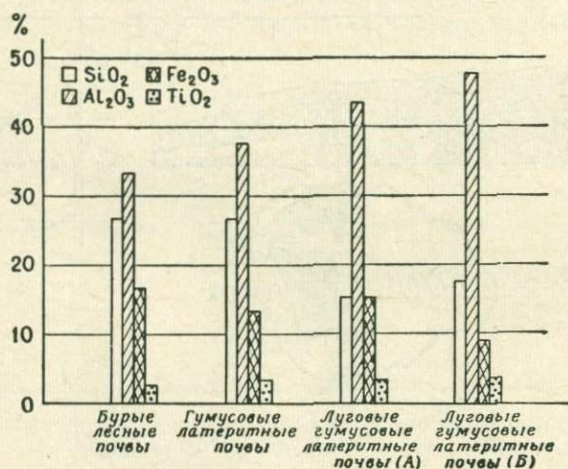
Серии семейств почв из различных крупных групп гавайских почв, в которых содержится более 10% свободного глинозема

Группа почв	Семейство почв	
	название	Район
Глиноземные железистые латеритные почвы	Халии	Восточная половина Кауаи То же
Железистые гумусовые латеритные почвы	Ханку	»
	Пухи	Восточная часть Мауи
	Ханку	Западная часть Мауи
	Наива	
Гидроморфные гумусовые латеритные почвы	Акака	Гавайи
	Хило	»
	Хонокаа	»
	Коолау	Кауаи Восточная часть Мауи
Латеритные бурые лесные почвы	Олинда	То же
Гумусовые латеритные почвы	Гонолуа	Западная часть Мауи

Эти латеритные почвы могут иметь мощность до 15—30 м. Мощность и характер почв зависят от текстурных особенностей материнских пород, климата, рельефа и, следовательно, от интенсивности циркуляции грунтовых вод. Породы серии Кола, в которых нет кварца и которые содержат мало кремнезема, выветриваются особенно быстро благодаря тому, что они состоят из стекловатой пористой массы.

Шермэн [224] показал, что по мере увеличения количества осадков в почвах на вулканических пеплах возрастает содержание глинозема и уменьшается концентрация кремнезема (фиг. 30). Танада [240] обнаружил, что при увеличении количества осадков от 750 до 5000 мм содержание гиббсита повышается за счет каолинита.

На пологих склонах в районах с обильными осадками скорость инфильтрации воды высокая, причем в приповерхностной зоне условия благоприятствуют боковому движению грунтовых



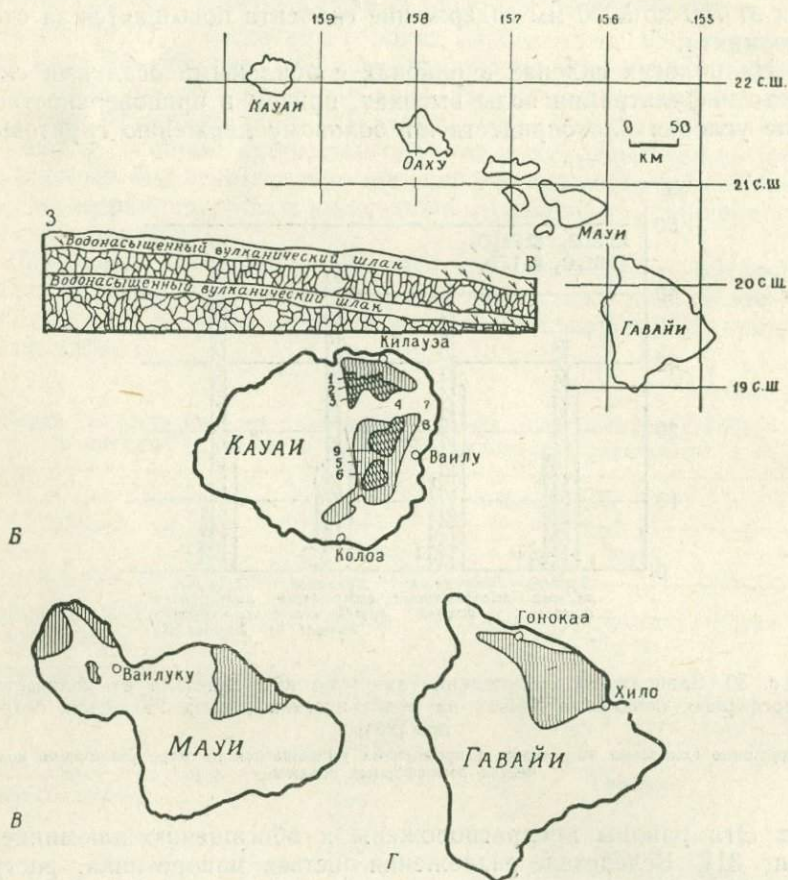
Фиг. 30. Зависимость содержаний глинозема и кремнезема от количества атмосферных осадков в почвах на вулканических пеплах Гавайских островов [224].

Содержание глинозема возрастает, а кремнезема уменьшается по мере увеличения количества атмосферных осадков.

вод. Эти районы предрасположены к обогащению алюминием (фиг. 31). Вследствие разложения листьев папоротника, растущего в изобилии на северо-восточных склонах, в почвы поступают органические кислоты, повышающие скорость разложения пород.

Так как латеритизация заключается в растворении и переносе почти всех элементов грунтовыми водами, фациальная картина распределения зон обогащения Fe, Al и SiO₂ контролируется направлением и скоростью перемещения грунтовых вод и, следовательно, рельефом.

Фациальные переходы. Многие исследователи, в особенности Шермэн и его соавторы [223—227], а также Аббот [1], изучали латеральную дифференциацию латеритных почв и их обогащение алюминием. Шермэн [224] описал следующие фациальные переходы сверху вниз по склонам на Гавайских островах: серия



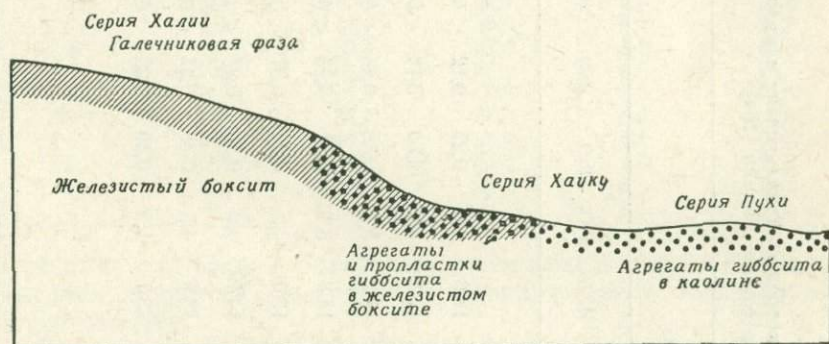
Фиг. 31. Гавайские острова.

А — базальтовые потоки со шлаками в верхней части и пустотами, подводщими воду к нижней зоне шлаков. Лавовые потоки наклонены от вулканической гряды, расположенной в центральной части острова, к побережью (3 — В); Б — остров Кауаи. Вертикальная штриховка — агрегаты габбсита (>10% габбсита) в каолиновых глинах, диагональная штриховка — габбсит в железистых бокситах, 1—8 — скважины для опробования грунтовых вод; В — остров Мауи. Вертикальная штриховка — габбсит в различных проявлениях, обычно в карманах на разных глубинах; Г — остров Гавайи. Вертикальная штриховка — габбсит-аллофановые глины, развитые на вулканических пеплах [8, 224].

Халии (верхняя часть склона) — серия Хаику — серия Пухи (основание склона) (фиг. 32).

Химический состав. Химические анализы пород профилей выветривания показывают, что на границе базальта (А) и сапролита (11—13 м) резко уменьшаются содержания щелочей, щелочных земель и кремнезема. От основания к вершине профиля отмечается постепенное накопление железа, алюминия и титана. В верхней части также возрастают содержание хрома и ванадия (табл. 16).

Шермэн [224] также установил латеральную дифференциацию почв на островах Мауи и Гавайи. Обильные осадки выпадают



Фиг. 32. Фация почв, богатых гиббситом, представленная сериями Халии, Хаику и Пухи, Гавайские острова [224].

на лавовые потоки, обеспечивающие хорошую циркуляцию грунтовых вод, и приводят к обогащению алюминием отдельных участков, имеющих линзовидную форму. Единичные слои или конкреции состоят почти нацело из гиббсита, образовавшегося за счет алюминия, привнесенного сверху со склонов.

Парагенетические ассоциации латеритных почв на Гавайских островах изменяются в горизонтальном и вертикальном направлениях в зависимости от местных фациальных особенностей. Как химический состав, так и парагенетические ассоциации контролируются направлением движения грунтовых вод и степенью дегидратации почв в течение сухих сезонов.

Для железистых бокситов серии Халии (верхняя часть склонов) характерно очень низкое содержание SiO_2 и высокие концентрации Al_2O_3 и Fe_2O_3 (табл. 17).

Структуры базальтов в значительной мере сохраняются. Минералы разлагаются последовательно из-за различной подвижности элементов, участвующих в процессах выветривания. Щелочи, щелочные земли и кремнезем растворяются и удаляются. Так как глинозем имеет наименьшую растворимость, гидроокислы алюминия сразу же осаждаются. «Гидратированные окислы алюминия стабилизируются в виде конкреций или водоустойчивых

Данные химического и спектрального анализов (%) выветрелых базальтов из скважины ударного бурения в восточной части острова Кауаи, Гавайи [184]

Глубина, м	Химический анализ													Спектральный анализ			
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CO ₂	Сумма	Cr	V	Ca
0—1,2	5,7	25,6	40,2	0,40	<0,10	0,65	0,04	0,12	18,6	5,6	0,27	0,12	< 0,05	97	0,16	0,069	0,08
1,2—3,0	8,6	25,5	39,1	0,37	<0,10	0,72	0,05	0,09	17,8	5,6	0,30	0,14	< 0,05	98	0,15	0,059	0,08
3,0—4,2	11,4	24,6	37,8	0,82	<0,10	0,91	0,06	0,05	17,2	5,7	0,36	0,20	< 0,05	99	0,17	0,077	0,09
4,2—5,8	17,1	26,2	32,7	0,58	<0,10	0,83	0,06	0,03	15,8	5,1	0,31	0,25	< 0,05	99	0,13	0,065	0,08
5,8—7,3	19,7	25,8	32,1	0,50	<0,10	1,0	0,06	0,03	15,0	4,9	0,32	0,27	< 0,05	100	0,11	0,052	0,07
7,3—10,4	21,5	25,1	30,7	0,53	<0,10	1,0	0,06	0,03	14,6	4,9	0,36	0,27	< 0,05	99	0,12	0,058	0,08
10,4—11,9	25,3	24,1	29,1	0,44	<0,10	0,87	0,06	0,03	13,9	4,5	0,38	0,27	< 0,05	99	0,14	0,060	0,08
A ¹	45,0	11,8	4,3	9,3	9,7	12,0	1,8	0,62	3,1	1,9	0,30	0,26	< 0,09	100	0,064	0,031	> 1,0

¹ Почти свежий базальт из обнажения.

Таблица 17

Химический состав (%) железистых бокситов, образовавшихся непосредственно из мелилит-нефелиновых базальтов, Ваилула-Гейм-Рефьюдж, Кауаи [224]

Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	H ₂ O ⁺
1	4,0	48,5	26,0	3,1	17,3
2	4,7	47,0	25,1	3,3	17,5
3	5,5	46,3	28,7	3,6	17,9
4	4,4	45,8	28,0	4,1	17,6
5	2,1	41,2	36,1	5,0	16,8
6	1,9	43,1	36,0	5,8	16,7
7	2,0	39,3	37,0	5,5	16,3
8	2,4	39,3	36,5	6,5	16,7
9	2,1	19,2	60,8	5,5	14,1
10	0,0	36,2	38,6	6,0	16,8
11	0,0	44,3	28,7	4,5	19,7
12	0,0	43,7	31,0	5,0	22,2
13	0,1	41,7	32,5	4,1	18,9

агрегатов. Это ведет к образованию горизонтов пористых пород. Высокая пористость, вероятно, благоприятствует образованию бокситов» [224].

В почвах серии Хаику происходили как сегрегация гиббситовых и железистых агрегатов, так и осаждение гиббсита в виде прослоек (табл. 18, 20).

Таблица 18

Химический состав (%) бокситовых агрегатов и гиббситовых пропластков в почвах Кауаи [224]

Образцы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Агрегаты железистого боксита из почвы Пухи	6,5	43,3	28,7	4,2
Агрегаты железистого боксита из почвы Хаику	4,1	46,0	28,0	3,0
Проласток белого гиббсита	1,2	58,9	1,2	1,8
Проласток серовато-бурого гиббсита	12,8	52,0	12,2	3,6

«В почвах серии Пухи (основание склона) вследствие более медленного движения циркулирующих вод подвижность растворимого кремнезема уменьшается до такой степени, что начинается ресилицификация гиббсита в частичках глинистой фракции. Поэтому содержание каолинита возрастает как только движение циркулирующих вод замедляется и уменьшается количество воды, участвующей в процессах выветривания, вследствие

Таблица 19

Изменение химического состава (%) почв Пухи по профилю, дорога на Мауи восточнее деревни Килауза, Кауаи [224]

Глубина, см	Содержание окислов					
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	H ₂ O
12,7	0,7	18,6	43,7	7,6	0,2	19,9
12,7—25,4	0,5	18,6	41,1	6,8	0,1	20,8
25,4—30,5	3,6	19,7	45,0	8,5	0,2	21,0
30,5—50,8	0,5	21,3	43,1	7,9	0,1	23,2
50,8—88,9	5,7	25,8	45,5	8,1	0,3	16,0
88,9—101,6	7,0	21,4	44,1	8,3	0,3	17,6
101,6	7,6	24,7	42,0	8,3	0,2	16,2

Таблица 20

Химический состав (%) агрегатов, встречающихся в гравелитных почвах Хаику на плантации Килауза, Кауаи [224]

Материал	Характеристика агрегата	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂
Железистый агрегат № 1	Внешняя часть	1,7	16,0	56,5	4,7
	Внутренняя часть	0,4	27,0	43,8	6,9
Железистый агрегат № 2	Внешняя часть	0,4	18,6	57,0	4,6
	Внутренняя часть	1,1	26,2	44,1	5,0
Гиббситовый агрегат	Внешняя часть	2,0	35,6	40,5	4,2
	Внутренняя часть	1,1	51,0	16,2	4,8

уменьшения количества атмосферных осадков. В почвах серии Пухи, которые образовались на участках с наименьшими количествами осадков, имеются признаки более быстрого накопления окислов железа по сравнению с гиббситом. В агрегатах из этих почв содержится намного больше железа, чем в агрегатах из почв более крутых склонов. Эти агрегаты содержат мало кремнезема. Пленка из окислов железа на поверхности агрегатов предохраняет гиббсит от ресилификации» [224].

Аббот [1] описал сходные профили (начиная от русла реки Ваилу на острове Кауаи) со значительным обогащением алюминием в верхних частях склонов в результате бокового перемещения растворов. Здесь встречаются линзы почти чистого боксита до 15 см в длину либо скопления химически осажденных минералов алюминия в пустотах и трещинах.

Паттерсон и Робертсон [184] описали профили выветривания мощностью 18—30 м в участках с очень обильными осадками на низких равнинах восточной части о. Кауаи. В этих профилях

отмечаются участки, обогащенные железом и кремнеземом, и сохранившиеся структуры: «В наибольшей степени ресилификация гиббсита с образованием каолинита проявляется в почвах районов с обильными осадками, в которых подземный дренаж настолько ослабевает, что в системе выветривания создаются условия застойных вод». [184]. Наконец, в обводненных низинах развивается монтмориллонитовая фация.

Минералогия. Разложение первичных минералов и образование вторичных минералов происходят через стадии раствора и гелей, частично *in situ* при сохранении структуры базальтов и частично путем удаления веществ с растворами и осаждения их в полостях, трещинах или в виде конкреций.

Аморфные вещества. Аморфные вещества преобладают на ранних стадиях образования почвы. «Аморфная фракция весьма чувствительна к изменениям химических и физических условий. Почвы, богатые аморфными гидратированными коллоидальными окислами, содержат много воды, имеют низкий объемный вес и высокую емкость катионного обмена. При дегидратации увеличивается объемный вес почв и удельный вес частиц и уменьшается емкость катионного обмена. Эти гели богаты железом, алюминием и, кроме того, могут содержать кремнезем и титан. Из аморфных систем, богатых алюминием и железом, при дегидратации выделяются почти чистые гиббситовые кристаллические агрегаты. Даже в Al—Fe-гелях чистый гиббсит будет отделяться от железа, образующего свою собственную систему. Дегидратация гелей, богатых железом, может привести к образованию системы окислов железа: крипнокристаллический лепидокрокит → маггемит или гётит → гематит» [227].

Глинистые минералы. Шермэн и Уэхара [225], а также Шермэн и др. [226] исследовали влияние среды выветривания на образование вторичных минералов, зависящее от поступления и высвобождения оснований при выщелачивании оливинового базальта.

В профилях с хорошим дренажем плагиоклаз выветривается с образованием гиббсита, галлуазита или каолинита в зависимости от величины градиентов концентрации глинозема и кремнезема в микролокальной обстановке [169]. При интенсивном дренаже скопления галлуазита подвергаются десилификации по периферическим частям, где проходят кислые низокремнеземистые воды, растворяющие кремнезем галлуазита. Галлуазит остается устойчивым только в том случае, если он защищен от воздействия таких растворов, либо если сами растворы насыщены кремнеземом. В то время как преобразование полевого шпата в галлуазит сопровождается увеличением объема твердой фазы, при десилификации галлуазита объем уменьшается. Это уменьшение объема иллюстрируется поверхностными трещинами, ясно видимыми в десилифицированном галлуазите.

Уменьшение количества галлуазита сопровождается увеличением содержания гиббсита [249].

Выветривание оливинового базальта, богатого железом, может приводить к образованию нонтронита в пустотах и карманах. Монтмориллонитовые глины были обнаружены в нижних зонах некоторых профилей, в которых накапливались основания и кремнезем. В этих профилях в верхней части и в поверхностных слоях был обнаружен каолинит.

Алюминиевые минералы. Гиббсит — единственный найденный здесь минерал алюминия. Он образовался *in situ* главным образом в профилях высокорасположенных участков, частично непосредственно за счет полевого шпата и частично через стадию галлуазита, что свидетельствует о наличии двух этапов десилификации.

Алюминий очень подвижен в растворе; он может мигрировать вниз вдоль склонов и осаждаться в виде чистого гиббсита в пустотах или в виде конкреций. Небольшие гиббситовые пизолиты или более крупные конкреции росли путем ритмического осаждения, что отразилось в образовании скорлуповатой отдельности. Аббот [1] описал желвачные скопления гиббсита, достигающие 15 см в длину.

Бёмит до сих пор не был обнаружен в Al-латеритах Гавайских островов.

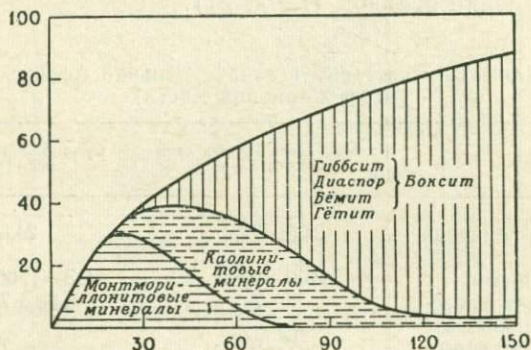
Титановые минералы. Вопросам выветривания титаномагнетита посвящено много работ. Согласно Мацусака и др. [158], в первичном титаномагнетите базальтовых и андезитовых пород содержится 21—25 мол. % TiO_2 . Окисление приводит к образованию из титаномагнетита маггемита и анатаза.

В Гавайских почвах Шермэн [223] обнаружил повышенные концентрации TiO_2 — от 2,5 до 25,0%. Более высокое содержание TiO_2 отмечается в приповерхностном горизонте почв, образовавшихся в условиях чередования влажного и сухого сезонов. Наибольшие скопления TiO_2 отмечаются в гумусовых железистых латеритных почвах, которые распространены в районах с чередованием влажного и сухого сезонов, но поблизости от тропического леса. Условия накопления окислов железа и двуокиси титана одни и те же.

У поверхности или близ нее двуокись титана легко дегидратируется с образованием конкреций, пленок на агрегатах и частицах почвы или сплошных горизонтов. В почвах серии Хаику конкреции TiO_2 могут достигать 0,5—1,2 см в диаметре. Двуокись титана в виде анатаза регидратируется медленнее, чем окислы железа, и более устойчива к процессам восстановления, когда ухудшается дренаж почв. Двуокись титана восстанавливается при очень низких значениях Eh, и титан выносится из почвы. Определенные условия плохого дренажа благоприятствуют восстановлению и удалению окислов железа и титана путем выще-

лачивания, в то время как гиббсит ресилицифицируется с образованием каолинита.

Минералы железа. Аморфные гидроокислы железа местами содержатся в очень больших количествах. В зависимости от местных условий рН и Eh ионы или коллоиды железа могут переноситься на большие расстояния. В почвах закисное железо в большинстве случаев встречается в очень небольших количествах и обычно входит в состав таких реликтовых минералов, как титаномагнетит и магнетит. Лепидокрокит был обнаружен только в одном образце с помощью рентгеновского анализа, но



Фиг. 33. Распределение минералов глин и бокситов в почвах Гавайских островов.

Ось абсцисс — годовые атмосферные осадки (в дюймах); ось ординат — содержание глинистых минералов и гидратированных окислов алюминия и железа в почвах [223].

его наличие подтверждается дифференциальным термическим анализом. Гётит и гематит — самые распространенные минералы железа, легко определяемые рентгеновскими методами. Они образовывались либо путем осаждения *in situ*, либо с помощью вторичного перераспределения и образования пизолитов, конкреций или корочек.

Схема минералообразования в почвах Гавайских островов составлена Шермэном, как это показано на фиг. 33.

Берег Слоновой Кости. В экваториальной Африке также имеются примеры позднечетвертичной ферраллитизации. Исследования Дельвина [63] и Сегалена [221] на территории Берега Слоновой Кости показали, что характер процессов почвообразования зависит от климата, рельефа и условий дренажа. Считают, что ископаемые почвы имеют позднечетвертичный — плейстоценовый возраст. Поскольку как береговые очертания, так и рельеф с тех пор изменились очень мало, расположение климатических и почвенных зон осталось приблизительно таким же. Особенности рельефа этого района обусловлены наличием древнего пенеплена, наклоненного к югу (отметки над уровнем моря

на севере равны 350—400 м, на юге — 50 м). На юге рельеф довольно ровный, и возвышенности поднимаются до 200 м над уровнем моря. На западе только несколько вершин достигают высоты 1000 м. Они представляют собой останцы, сложенные гранитами и норитами, которые частично покрыты древними латеритными корами. На склонах развиты латеритные почвы, которые описываются ниже более детально.

Имеются две области, различающиеся по климатическим условиям (фиг. 34): юго-западная область — от 5 до 8° с. ш., с атмосферными осадками, превышающими испарение, и северо-восточная область — от 8 до 11° с. ш., в которой испарение превышает выпадение осадков (табл. 21).

Таблица 21

Климатические зоны в экваториальной Африке
(Берег Слоновой Кости)

Климатический показатель	Климат гвинейского леса (5—8° с. ш.)	Суданогвинейский климат (8—11° с. ш.)
Среднегодовая температура, °С	24,5—27,2	24,5—28,2
Годовые осадки, мм	1200—2000	СЗ—1700, СВ—1100
Годовой дефицит влажности (насыщение), мм	5—7	7—12
Количество дождливых месяцев	7—9	7—8
Количество влажных сезонов в году	2 (май—июль; октябрь—ноябрь)	1 (июнь—октябрь, с максимумом в августе)
Количество сухих сезонов в году	2 (декабрь, апрель)	1 (ноябрь— февраль/март)

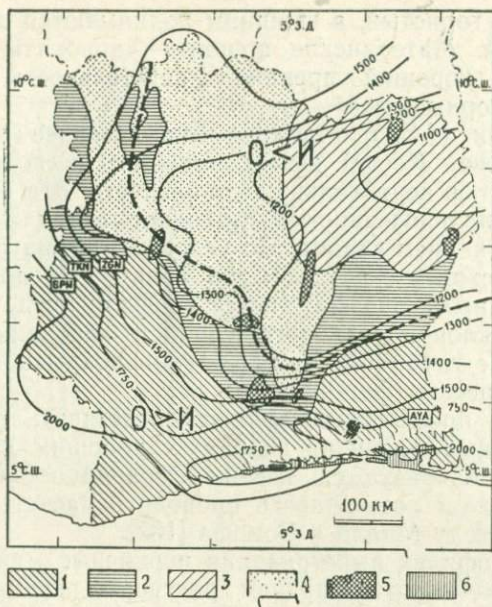
По аналогии с климатическими районами можно выделить три растительные зоны: литоральная зона, зона лесов на западе и юге и зона кустарниковой растительности и саванны на северо-востоке.

Имеется классификация почв (фиг. 34), соответствующая особенностям рельефа и климата этого района, причем выделяются следующие почвы:

- ферраллитные,
- слабоферраллитные,
- железистые тропические,
- промежуточной зоны,
- бурые и черные,
- гидроморфные.

В зоне ферраллитных почв в южной и западной частях страны с обильными атмосферными осадками (фиг. 34) Дельвинь [63] описал:

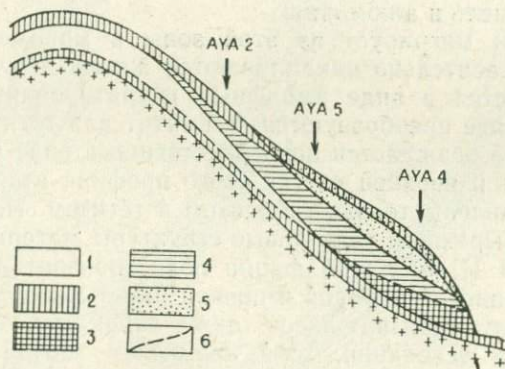
1. Серию профилей выветривания (TKN, ZGN, BPN), мощностью 1—3 м на склонах Тонкуи (Берег Слоновой Кости).



Фиг. 34. Совмещенные климатическая и почвенная карты Берега Слоновой Кости.

Изогипсы — количество осадков (О — осадки, И — испарение). Буквами в квадратах отмечены изученные профили [63].

1 — ферраллитные почвы; 2 — слабоферраллитные почвы; 3 — железистые тропические почвы; 4 — почвы промежуточной зоны; 5 — бурые и черные почвы на основных породах; 6 — гидроморфные почвы.



Фиг. 35. Фации ферраллитных почв в южной части Берега Слоновой Кости [63].

1 — накопление гипсита, гели → гипсбит; 2 — зона начального выветривания; 3 — накопление кремнезема, гели → каолинит; 4 — накопление кремнезема, гипсбит → каолинит; 5 — горизонт коллювиальных образований; 6 — фронт выветривания.

Рельеф здесь гористый, а вершины поднимаются до 1000 м над уровнем моря. Материнские породы — чарнокиты и нориты — обеспечивают хороший дренаж. Растительность классифицируется как «горные леса».

2. Профили (АУА) в долине Биа севернее деревни Айям (Берег Слоновой Кости) имеют мощность несколько метров и хорошо развитую вертикальную зональность. Эти профили образовались на крупнозернистых гранодиоритах и амфиболитах с низким содержанием кварца. По условиям климата и растительности район сходен с районом гор Тонкуи. Но по сравнению с выше отмеченными профилями эти профили представляют нижние части склонов, где интенсивность дренажа постепенно уменьшается с глубиной. Низы склонов покрыты мощными отложениями дресвы (фиг. 35).

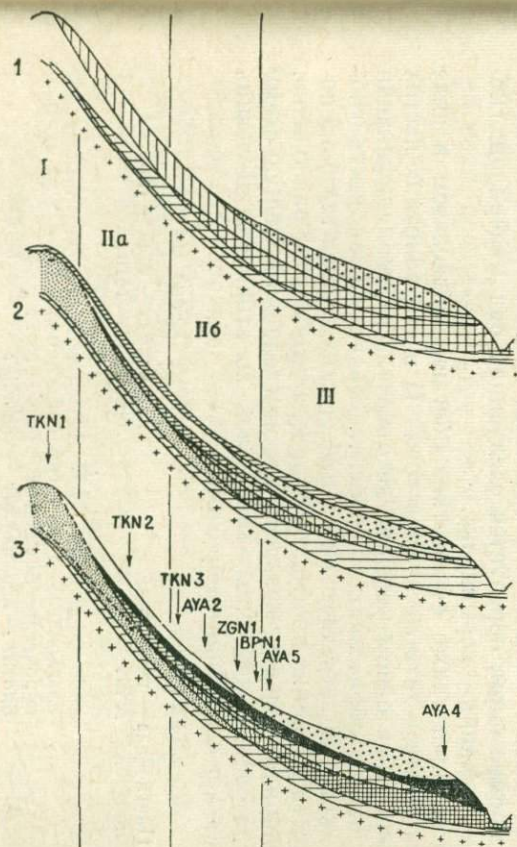
Эти серии профилей позволяют представить схему образования почвенных фаций на склонах с хорошим дренажем. Все профили характеризуются хорошей сохранностью реликтовых текстур, что дает возможность проводить расчеты баланса вещества по методу Милло и Бонифа [162].












В этих профилях выветривания первичные минералы интенсивно выщелачиваются, причем растворы перемещаются преимущественно вдоль склонов. Встречаются вторичные парагенетические ассоциации, состав которых контролируется как степенью минерализации, так и химизмом просачивающихся грунтовых вод. Фации I, IIa, IIб и III связываются Дельвином [63] с характером рельефа (фиг. 36). В верхней зоне I сильно выветрелые породы по резкой границе на расстоянии несколько миллиметров по вертикали сменяются свежими породами; из выветрелых пород, которые первоначально состояли в основном из Fe—Mg-минералов, удалено почти 90% кремнезема, щелочей, щелочных земель и алюминия.

Кремнезем мигрирует из этой зоны в мономерной форме. Здесь же относительно накапливаются железо и глинозем. Железо осаждается в виде аморфных гидратированных окислов, которые позднее преобразуются в гематит или гётит, в то время как алюминий осаждается непосредственно в виде гиббсита.

В средней и верхней частях этого профиля вторичные минералы представлены только гиббситом и гётитом. На этих участках хорошо выражены реликтовые структуры материнских пород.

В средней II зоне этой фации почв горизонт зыветривания между материнской породой и почвой имеет несколько большую мощность. Этот горизонт здесь также характеризуется выносом кремнезема и оснований, хотя кремнезем мигрирует намного медленнее. При разложении полевых шпатов ритмически образуются Al—Si-гели, из которых быстро кристаллизуется гиббсит, если полностью удаляется кремнезем. Из средней и верхней частей профиля зоны II мономерный кремнезем выносятся грунтовыми водами. Часть гиббсита и кремнезем реагируют



	1	2	3
	Источник и зона мобилизации полимерной кремниевой кислоты	Источник Al_2O_3	Уровень процессов выветривания с участием большого количества гелей
	Зона выщелачивания		
	Зона мобилизации мономерной кислоты	Зона абсолютного обогащения каолинитом путем реакции $Si(OH)_4$ и Al^{3+}	Зона абсолютного обогащения каолинитом путем реакции $Si(OH)_4$ и Al^{3+}
		Зона относительного обогащения гиббситом и гетитом	Зона относительного обогащения гиббситом и гетитом
		Источник Al^{3+} и Fe^{3+}	
		Зона абсолютного обогащения гиббситом	Зона абсолютного обогащения гиббситом
		Зона относительного обогащения каолинитом путем реакции мономерной кремниевой кислоты и гиббсита	Зона относительного обогащения каолинитом путем реакции мономерной кремниевой кислоты и гиббсита
			Зона относительного обогащения каолинитом путем реакции $Si(OH)_4$ и гелей
			Зона абсолютного обогащения оксидами и гидроокислами железа
	Свежая коренная порода	Свежая коренная порода	Свежая коренная порода
	Галечник из глинистого песка	Галечник из глинистого песка	Галечник из глинистого песка

Ф и г. 36. Профили АВА, ZGN, BPN и TKN, иллюстрирующие развитие почв в юго-восточных районах Берега Слоновой Кости [63].

с образованием каолинита. В силицифицированном горизонте первичные структуры в большинстве случаев разрушаются.

В зоне III этой фации почв (профиль в основании склона) перекрываются процессы выветривания и силификации. Гели здесь развиты широко и преобразуются в каолинит через переходную стадию гиббсита. Растворы кремнезема мигрируют значительно медленнее, и удаляется лишь около 50% кремнезема, первоначально содержащегося в свежих породах. По-видимому, весь кремнезем выносится из первичных силикатов в виде полимеров, в то время как некоторое количество мономерного кремнезема привносится в эту зону и вытесняет часть кремнезема, растворившегося непосредственно в ней. Основания растворяются полностью, но медленнее, чем в верхних профилях фации. Первичная структура сохраняется довольно хорошо.

Помимо движения вдоль склона, растворы мигрируют также в вертикальном направлении. Часть железа и алюминия из приповерхностных частей этого профиля выносится грунтовыми водами. Алюминий быстро выпадает в осадок в виде кристаллического гиббсита или каолинита, если присутствует мономерный кремнезем. В низко расположенных профилях отмечается накопление железа, причем может образоваться зона, интенсивно импрегнированная гидроокислами или окислами железа.

Выводы. В наиболее высоко расположенной зоне I, характеризующейся относительным обогащением Al и Fe, гиббсит и гётит — единственные вторичные минералы. В зонах II и III, характеризующихся увеличением содержания Al(—) в совокупности с последовательным относительным и абсолютным обогащением кремнеземом, образуется следующий ряд минералов: гиббсит — каолинит — вермикулит.

Отмечается также абсолютное обогащение железом в виде гематита или гётита местами в зонах II и III в нижних частях склонов. Ни в одном профиле не отмечалась десилицификация каолинита с образованием гиббсита. Значительная часть гиббсита, который встречается в специфических горизонтах близ поверхности в нижних профилях, образовалась за счет разложения Al-минералов в перекрывающей дресве (делювии). Общую схему преобразования первичных минералов во вторичные Дельвинь изображает следующим образом:

<i>Зона I+IIa</i>	<i>Зона IIb</i>
Плагноклаз — гиббсит пироксен — гётит	плагноклаз — гель — гиббсит пироксен — гётит
<i>Зона III</i>	
плагноклаз — гель — гиббсит — каолинит пироксен — боулингит — гель — гётит биотит — вермикулит — каолинит	

Южная Индия. Промышленные бокситовые залежи при некоторых условиях образуются на чарнокитах. Пластовые лин-

зовидные тела длиной несколько сотен метров и мощностью 1—8 м образовались на склонах раннетретичных пенеполенов в районах Шеварой-Хиллс и Голубых гор в южной части Индии [140, 259]. Здесь имеются переходы от ферраллитов с небольшим количеством каолинита в верхних частях склонов к высококремнеземистым сиааллитам в нижних частях склонов. В ферраллитной зоне в бокситах отмечаются реликтовые текстуры в виде складок, унаследованные от материнских пород.

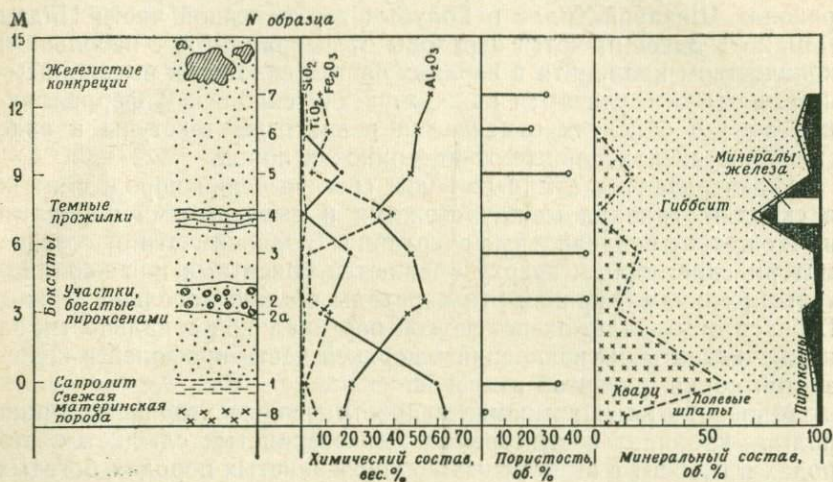
Из-за различия в минеральном составе серии пород, смятых в складки, граница между свежими и выветрелыми породами имеет крайне неправильные очертания. В зависимости от состава материнские породы кверху сменяются бокситами или каолинитовыми глинами, причем эти переходы обычно довольно резкие. В бокситовых залежах нет четкой вертикальной зональности, за исключением зоны конкреций в верхней части профилей и железистой корки, развитой в кровле.

Минералогия и химизм. Распространенные вторичные минералы — каолинит в выветрелых мелкозернистых слюдистых породах и гиббсит в выветрелых крупнозернистых породах, богатых полевыми шпатами. В начальную стадию выветривания образуются тонкие пленки гиббсита или гётита по трещинам таких легко выветривающихся минералов, как полевые шпаты, авгиты и гранат (фото IV, 17). Вторичные гематит и гётит образовались за счет железа, поступавшего при выветривании авгита и граната. Эти железистые минералы распределяются в виде тонкой сетки по системам трещин и по поверхности кристаллов авгита и граната, после растворения которых остаются пустоты (фото V, 20, 21). Гиббсит может образовывать подобные сетчатые узоры на месте полевых шпатов (фото V, 19). На других участках во время преобразования полевых шпатов глинозем осаждается *in situ* с образованием гиббсита, что нарушает первоначальные очертания зерен вследствие увеличения объема и разбухания.

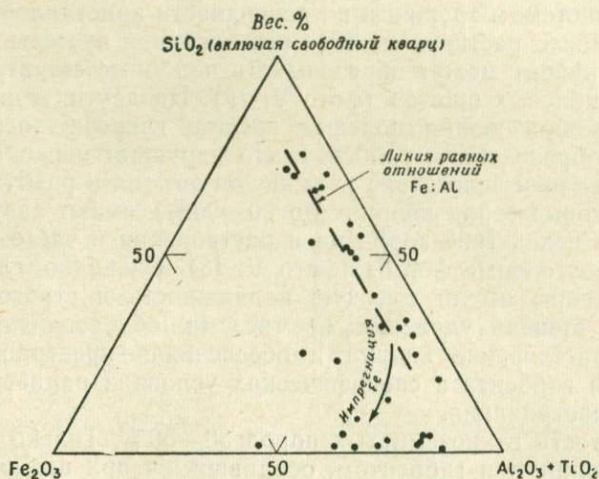
Реликтовые зерна кварца (до 50—90%) имеют зазубренные очертания вследствие коррозии и растворения и часто приобретают остроугольные формы (фото V, 18). Очевидно, глиноземистые растворы имели высокую подвижность и строго контролировали степень удаления кремнезема, обуславливая значительное растворение кварца и обеспечивая пространство для осаждения гиббсита в специфических условиях раннетретичных циклов выветривания.

Пористость глиноземистых пород 30—50%. Только частично поры выполняются гиббситом, осадившимся при периодических поступлениях растворов Al. Химический состав бокситов приведен на фиг. 37.

Как видно на треугольной диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (фиг. 38), образование сапролита и зоны аллита сначала протекает при одном и том же соотношении Al/Fe. Для большей части профиля отмечается только растворение и удаление



Фиг. 37. Изменение химического и минерального составов по бокситовому профилю на чарнокитах, хребт Шеварой, южная Индия [259].



Фиг. 38. Треугольная диаграмма составов пород бокситовых профилей на чарнокитах.

Показано, что для бокситов и материнских пород характерно постоянство отношений Al/Fe или привнос Fe .

кремнезема, что обуславливает относительное накопление алюминия и железа в виде скелетных образований. На отдельных аномально обогащенных железом участках отмечается дополнительная импрегнация окислами железа, которые осадились из просачивающихся растворов.

Бокситы, развитые на чарнокитах в южной Индии, в основном соответствует почвам ферраллитного типа Гавайских островов и Берега Слоновой Кости:

преобладающие структуры — реликтовые структуры материнских пород, выветрелых *in situ*;

железо и алюминий относительно накапливаются; боковая миграция растворов, которая приводит к местным обогащениям Fe и Al, имеет подчиненное значение;

в противоположность бокситам типа плато в данном типе не образуются зоны, обогащенные гидроокислами алюминия с пизолитовыми текстурами или покрывающие железистые корки;

в этих бокситах не образуется бёмит или диаспор;

помимо гематита, гётит — распространенный первичный минерал.

Тип плато. Важнейшие месторождения этого типа встречаются на породах докембрийского фундамента, на сиенитах, андезитах и плато-базальтах, как это показано на прилагаемой карте (фиг. 5). Эти месторождения широко изменяются по размерам и практической значимости. Никакой единой номенклатуры не имеется. Обычно месторождения этого типа называются «грунтоводными» латеритами (в большинстве американских работ), «платформенными» латеритами (в советской литературе) и латеритами высоких уровней (главным образом в индийских работах). Паттерсон [183] выделяет «покровный тип». Месторождения этого типа представляют собой покровы латеритов мощностью 10—40 м, причем их состав зависит от состава материнских пород, и они распространены регионально на плато некоторых уровней только в современных тропических и субтропических областях (фиг. 39).

Бокситовые залежи типа плато образовались в основном в раннетретичное время. В них четко проявлена вертикальная зональность, отображающая изменение минерального состава. Иногда в них наблюдаются значительные скопления минералов Al в виде плоских линзовидных тел, которые в ряде случаев образуют крупные промышленные месторождения (Бразилия, Гвиана, Гайана, Экваториальная Африка, Юго-Восточная Азия, Австралия).

Плато-бокситы на основных породах. Материнские породы бокситов на плато Деканского полуострова представлены в основном толейитовыми базальтами, образовавшимися при остывании вязких лав, растекающихся на огромных площадях с пологими склонами. Эти ровные плато занимают обширные



Фиг. 39. Латериты плато, содержащие бокситы, охватывают большие участки полуострова Индостан на определенных высотах.

Эти латериты имеют древний возраст и разрушены в результате эрозии, последовавшей за тектоническими смещениями.

площади. На самих плато нет никаких вершин. Фокс [87, 88] впервые отметил фациальную дифференциацию плато-латеритов в Индии. Он предполагал, что здесь происходит преимущественно боковой перенос растворами Al, Fe и Si, связанный с особенностями рельефа. К сожалению, Фокс датировал образование плато-латеритов высоких уровней как современное, что привело впоследствии к значительной путанице в вопросах возраста подобных образований.

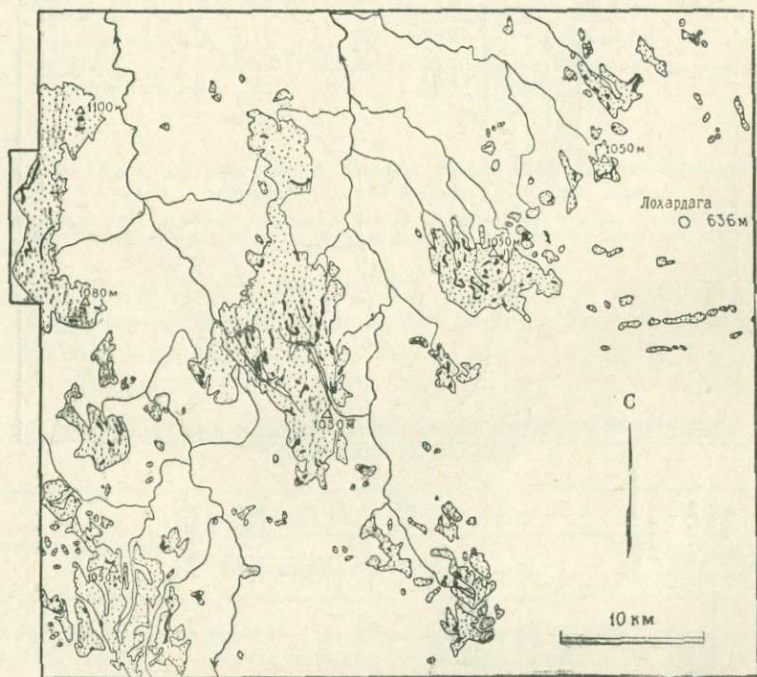
Существенный вклад в изучение этих бокситов был сделан при региональном геологическом картировании латеритных фаций высоких уровней [201].

Образование ферсиаллитной, ферраллитной и аллитной формаций (цепочки фаций) контролировалось исключительно ровной поверхностью района в раннетретичное время и соответствующими условиями дренажа. Картина распределения ферсиаллитов и аллитов на плато Деканского полуострова высотой около 1000 м свидетельствует об отсутствии какой бы то ни было связи с современными обрывами и останцами.

На участках плато высоких уровней довольно четко устанавливается связь между хорошо дренированными источниками, а также верхними притоками раннетретичных рек, протекавших в северо-западном направлении, и аллитами и между подпруженными ручьями и верхними притоками рек сходного типа и сиаллитами (фиг. 40). Разведочными работами доказано, что региональное распространение бокситовых линз и их мощность в пределах латеритного покрова зависят от густоты древней речной сети и скорости течения рек. Из этого следует, что латеритизация протекала на неразрушенном пенеплене, который был обширным, но располагался на более низких уровнях. Считают, что все лагериты Деканского плато имеют почти один и тот же возраст. Они образовались до того, как произошли неогеновые тек-

тонические подвижки, которые сместили латериты на разные уровни. Латериты также древнее многих долин и куэст, покрытых делювиальными наносами [256] (фиг. 41). Такая же фациальная картина наблюдается во многих высокоглиноземистых латеритах Индии.

Первичные фации с подчиненным развитием постдиагенетических изменений: Гуджарат, Ин-

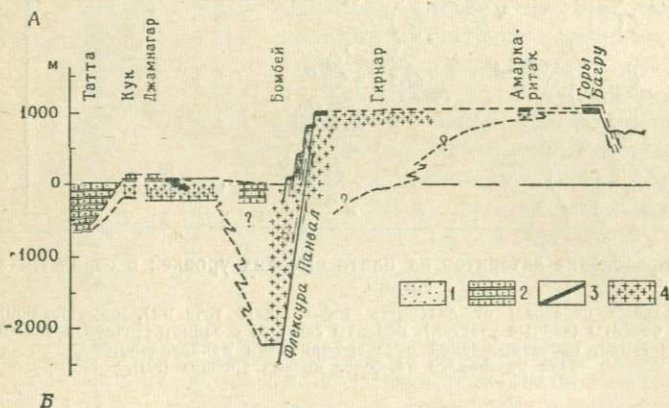
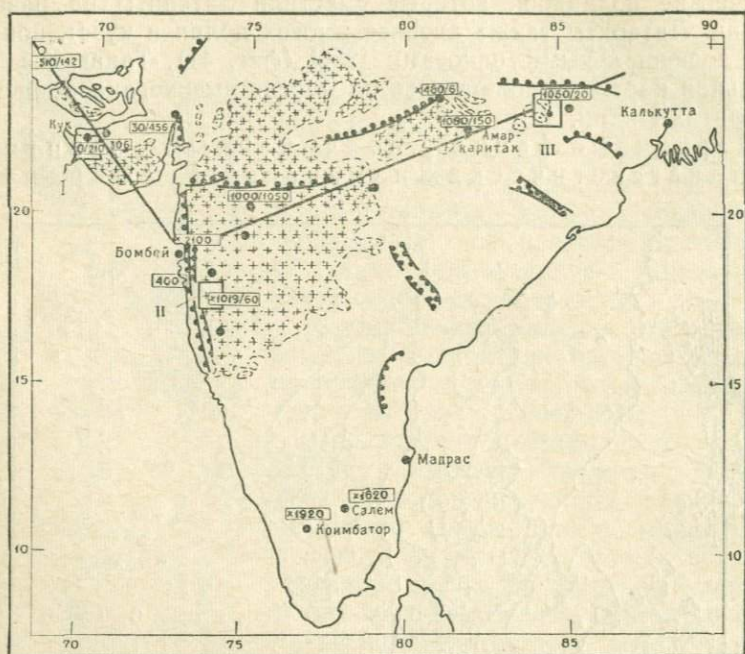


Фиг. 40. Распределение латеритов на плато высоких уровней в горах Бихар, Индия.

Имеются фациальные переходы от латеритов (обозначены точками), образовавшихся на базальтах, в бокситы (черные участки). Бокситы связаны с раннетретичной дренажной системой, ориентированной в северо-западном направлении. Рельеф плато развивался на более низких уровнях [201].

Аллитные и ферсалилитные фации образовались в латеритном поясе в юго-восточной части Катхиявара на пенеплене, располагающемся на севере и на юге приблизительно на уровне моря. Речные долины врезаны в этот пенеплен до максимальной глубины 20 м. Палеорельеф, латериты и бокситы были погребены под постбокситовыми морскими третичными осадками (нуммулитовые слои, эоцен). Латериты и бокситы, вероятно, имеют раннеэоценовый возраст.

Два профиля, отстоящих один от другого приблизительно на 500 м (фиг. 42), представляют два крайних члена непрерывной



Фиг. 41. Полуостров Индостан.

А — структурное и региональное положение траппов [113]. Изученные месторождения бокситов: I — Гуджарат, II — Плато Удагири, III — Горы Бихар. Цифрами показаны высоты (в м) поверхности базальтов и связанных с ними латеритов высоких уровней (жирный шрифт), а также мощность базальтов (тонкий шрифт); крестиками обозначены траппы; Б — схематический разрез полуострова от Татта до Ранчи (вертикальный масштаб сильно увеличен), иллюстрирующий тектонические смещения базальтовой поверхности, покрытой латеритами высоких уровней. Латериты перекрываются морскими отложениями (нуммулитовыми и более молодыми) на западе и эоловыми — на востоке. I — эоловые отложения района гор Багру и гор Бихар; 2 — морские третичные отложения; 3 — бокситоносные латериты; 4 — Деканские трапповые базальты [113, 256].

серии — ферсиаллиты бывших центральных участков плато (М II) и аллиты на погребенном склоне (М I). Преобразование пород происходило *in situ* с сохранением реликтовых структур и текстур. Это означает, что объем выветривавшихся пород не



Фиг. 42. Связь вертикальной и боковой фациальной дифференциации латеритов с дренажем, район Халар, Гуджарат, Индия.

Исследование трех профилей показало, что на бывших центральных участках плато развиты высокожелезистые латериты, а у бортов долин — высокоглиноземистые бокситы,

изменялся (фото I, 1; III, 12). На фиг. 43 и в табл. 22 приведены данные по составу фаций, сменяющих одна другую в вертикальном и боковом направлениях.

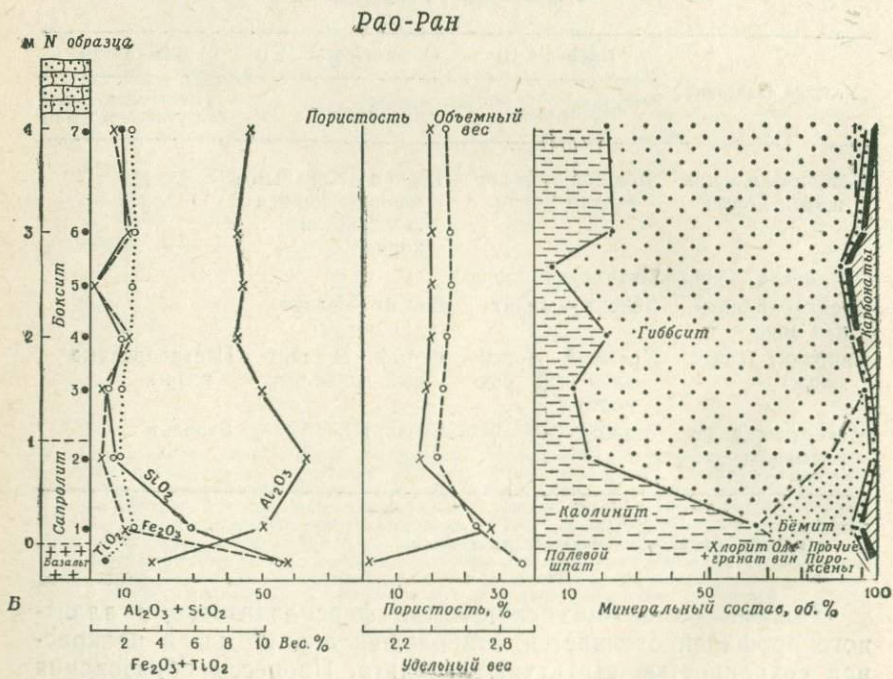
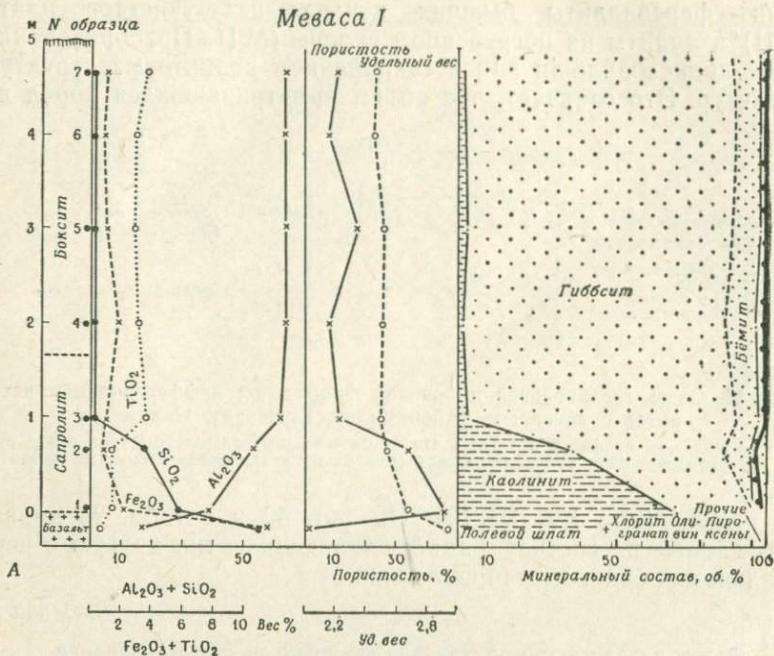
Таблица 22

Вертикальная и горизонтальная фациальная дифференциация в профилях Гуджарата

	Плато (М II)	Склон долины (М I)	Дно долины
Условия залегания	Ферсиаллиты	Аллиты	Пестроцветные каолиновые глины
Латеритная железистая корка	Мощная железистая корка	Тонкая или выклинивающаяся железистая корка	
Пятнистая зона	Пятнистая зона		
Бледноокрашенная зона	Боксит — аллит	Боксит — аллит	
Сапролит (литомарж) ¹	Красный ферсиаллитный сапролит	Белый сиаллитный сапролит	Пестроцветные глины
Материнская порода	Базальт	Базальт	Базальт

¹ В Индии сапролит называется литомаржем.

Каждый из нижних сапролитов ферсиаллитного и аллитного профилей отличается наибольшей пористостью и прекрасной сохранностью структуры базальта. Процессы образования

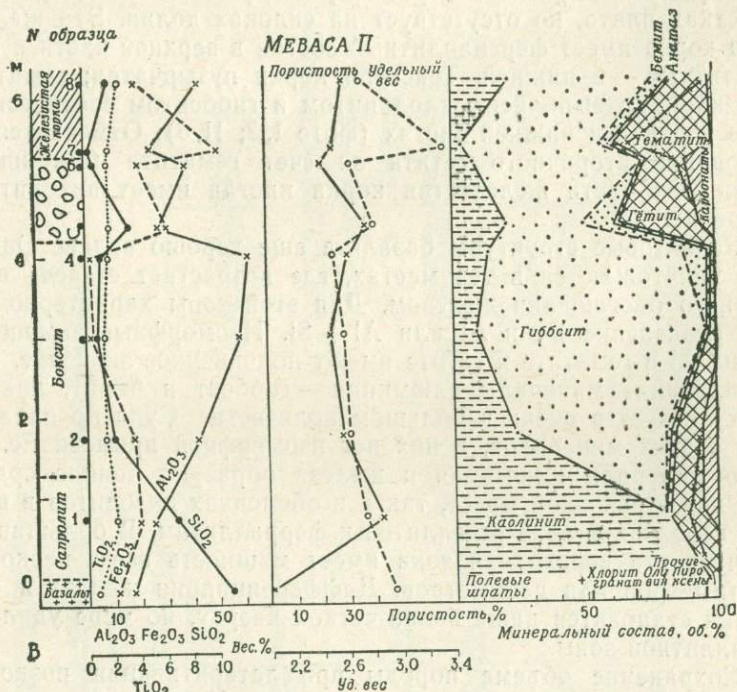


вторичных минералов привели к относительному накоплению некоторых элементов:

	ферсиаллитный сапролит под латеритами	сиаллитный сапролит под бокситами
первичные минералы	внутренняя часть плато	склон долины
оливин	серпентит — гётит	каолинит — гётит
авгит	гётит	гётит — каолинит
полевоы шпат	каолинит или гиббсит	(каолинит) или гиббсит
стекло	каолинит	каолинит

В ферсиаллитных сапролитах присутствует немного серпентина, и они богаче гётитом и каолинитом по сравнению с сиаллитными сапролитами, содержащими немного гётита и много гиббсита наряду с каолинитом.

Накопление алюминия и титана в аллитной зоне обеих профилей привело к разрушению реликтовых структур, и вместо них в породах гиббситового состава развились пористые гелевые



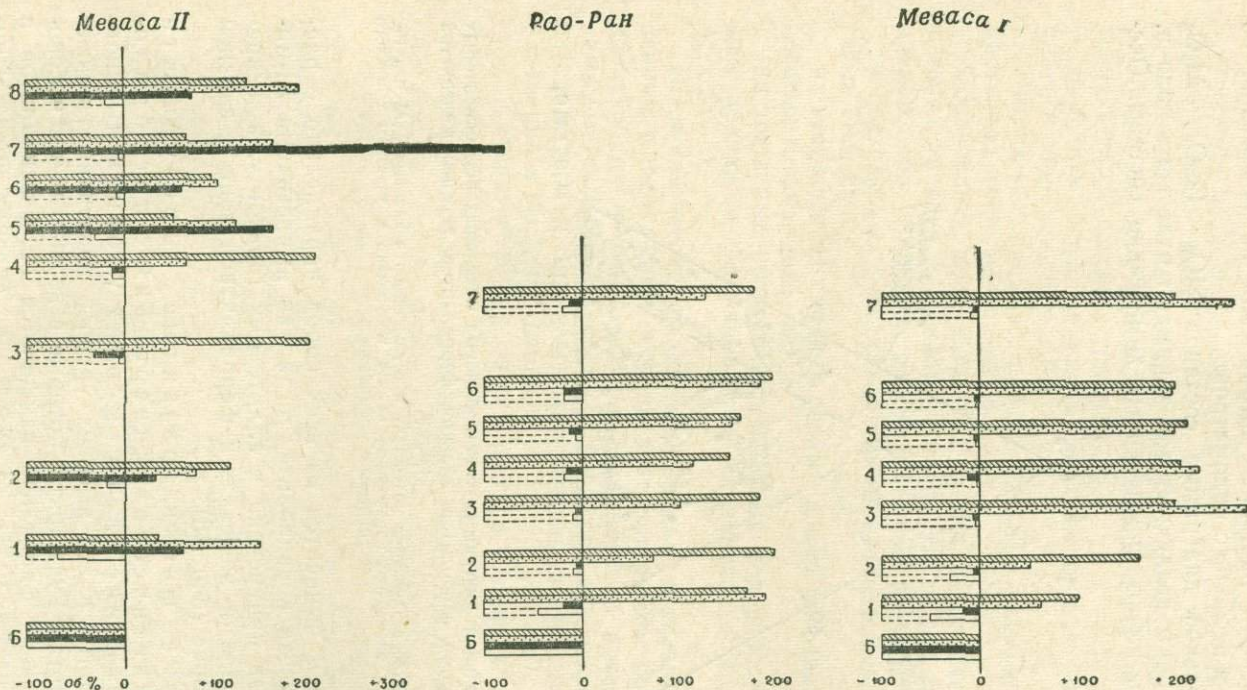
Фиг. 43. А, Б, В. Изменение химического и минерального составов, пористости и удельного веса пород по профилям из центральных участков плато (Меваса II), около бортов долин (Меваса I) и на промежуточных участках. Отмечается высокая пористость и большое содержание каолинита в зоне литомаржа (сапролита). Карбонатные минералы образовались в результате более поздней морской трансгрессии.

текстуры (фото II, 8). Так как в центральные участки плато поступало меньше растворов, а водонасыщение было более равномерным, то сохранилась однородная губчатая текстура пород. Однако на склонах долин, где степень увлажнения грунта сильно изменялась в разные сезоны, а скорость просачивания грунтовых вод оставалась высокой, периодическая усадка и осажде-ние минералов из растворов приводили к образованию трещин, текстур течения и пизолитов (фото III, 9, 10). Ядра этих пизолитов представлены бокситом с губчатой текстурой, тогда как оболочка сложена бёмитом. В переходных зонах от губчатого к пизолитовому бокситу образуются текстуры, зависящие от текстурных особенностей первичных базальтов, контролировавших дренаж и преобразование минералов. Соответственно существовали две стадии формирования минералов, т. е. вслед за гиббситом образовывался бёмит. По мере приближения к склонам долин возрастала степень абсолютного обогащения алюми-нием и титаном и усиливались процессы образования пизолитов и бёмита, а пористость пород заметно уменьшалась.

Верхняя латеритная корка хорошо развита в центральных участках плато, но отсутствует на склонах долин. Эта железистая корка имеет ферриаллитный состав в верхней части и ферраллитный — в нижней. Текстура корки пузырчатая; гематитовые каркасы выполнены каолинитом и гиббситом соответственно в верхней и нижней частях (фото I, 2; II, 6). Отмечается образование вторичного гётита за счет гематита (см. ниже). В нижней части железистая корка иногда имеет пизолитовое строение.

Реликтовые структуры базальта еще хорошо видны. Однако они уничтожаются в тех местах, где возрастает степень абсолютного обогащения железом. Для этой зоны характерно резкое разделение Fe и Al или Al + Si. Изоморфные замещения Fe на Al в гематите и гётите имеют подчиненное значение. Преобладающие минералы алюминия — гиббсит и бёмит, диаспор присутствует в очень небольшом количестве. Судя по параметрам d этих минералов, в них нет изоморфной примеси Fe. Однако минералы алюминия и железа образуют тонкие сростания как в основной массе, так и в оболочках пизолитов в верхней переходной зоне от аллитов к ферраллитам. В большинстве случаев эта переходная зона имеет мощность всего несколько сантиметров или дециметров. Дифференциация железа и алюминия становится даже более четкой кверху, по мере удаления от аллитной зоны.

Сохранение объема породы при латеритизации позволяет проводить расчеты химического баланса. Удаление кремнезема приводит не только к относительному, но и к абсолютному обогащению Fe, Al и Ti с четкой дифференциацией в вертикальном и боковом направлениях (фиг. 44). Так как в выветрелых породах Al и Ti на 150—350% больше, чем в материнских



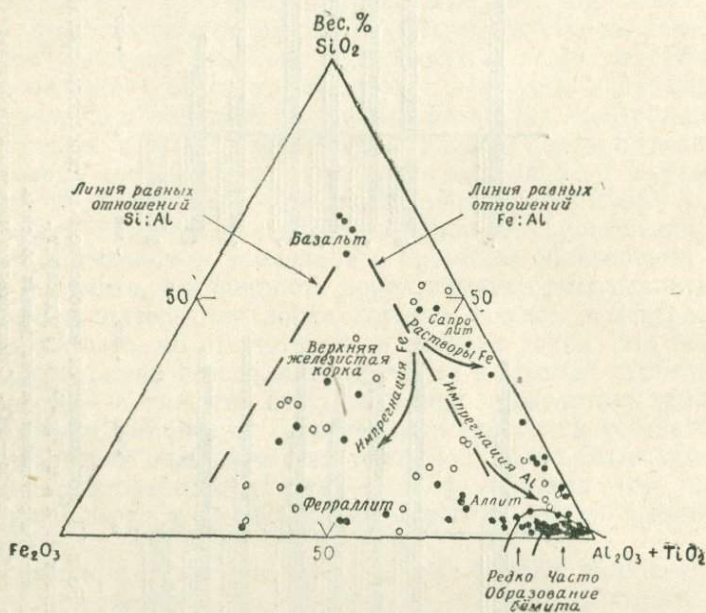
Фиг. 44. Боковая миграция ионов Si, Al, Fe и Ti доказывает изменение химического состава пород по профилям Меваса II и I и Рао-Раи (Гуджарат).

Расчеты производились на основании метода равных объемов.

Наклонная штриховка Al_2O_3 ; точки — TiO_2 ; черное — Fe_2O_3 ; светлое — SiO_2 . Сумма окислов материнского базальта (Б) принята за 100 об. %. Слева в каждом профиле пунктирными линиями показано количество соответствующих окислов, вынесенных из базальта в результате латеритного выветривания. Абсолютное обогащение окислами (в %) показано на правой стороне профилей [255].

породах в обоих профилях, то такие высокие концентрации образовались вследствие бокового перемещения растворов, а не вертикального. Эти растворы мигрировали на расстояние по крайней мере в несколько километров.

На треугольной диаграмме составов $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ видно, что породы различных зон занимают отдельные поля и, следовательно, имеют определенные химические составы. Оче-



Фиг. 45. Треугольная диаграмма составов пород отдельных зон бокситовых профилей: базальтов, сапролитов, аллитов, ферраллитов, верхней железистой корки.

Видно, что зоны четко разделяются по составу и осуществляется как вынос Al или Fe, так и привнос этих элементов; образование бёмита приурочено к участкам обильного привноса алюминия.

видно, что SiO_2 выносится из всех пород параллельно с растворением железа в сапролите, тогда как импрегнация Al-минералами была приурочена к аллитовому горизонту, а импрегнация минералами железа — к ферраллитной зоне и верхней железистой корке (фиг. 45).

Вторичные фации, развитые в результате постдиагенетических минеральных преобразований: Деканские плато высоких уровней. В основном все латериты плато высоких уровней идентичны глинозёмистым латеритам Гуджарата, которые в вертикальном и боковом направлениях фациально изменяются от ферраллитов в центральных частях плато до аллитов на склонах долин. Проявления в Западных Гатах и в Бихарских горах [201] доказы-

вают, что эти фациальные переходы ни в коей мере не связаны с современным рельефом, однако существует связь с раннетретичными речными системами на плато.

Древний возраст латеритов доказывается:

наличием переотложенного материала и щебня на поверхности и уступах плато;

наличием раннетретичных конусов выноса на фронтальных равнинах, которые содержат переотложенный материал из латеритов плато высоких уровней;

наличием более молодых эоловых песков на поверхности плато и современной почвы.

Латеритизация явно предшествовала углублению долин и протекала на более низких уровнях.

Образование трех фаций в глиноземных латеритах плато высоких уровней в Гуджарате точно так же контролировалось дренажными условиями раннетретичного времени (фиг. 46);

в центральных участках плато образовывались латериты, богатые Fe и Si;

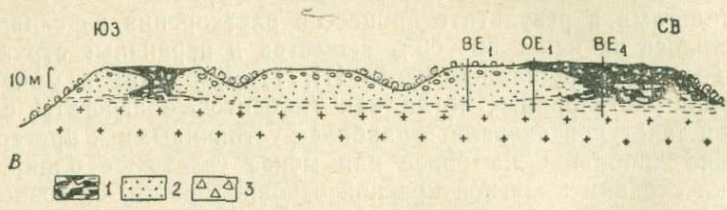
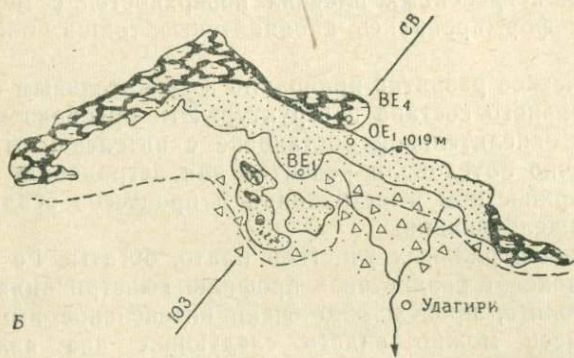
на погребенных склонах речных долин развивались бокситы, богатые глиноземом;

на окраинах погребенных плоских поверхностей с медленным дренажем формировались каолинитовые толщи, богатые Al и Si.

Полигенетическое развитие приводило к значительным изменениям минерального состава и структур. Эти преобразования происходили в окислительной обстановке с интенсивным дренажем и частично обусловили развитие или деградацию латеритов при поверхностном выветривании и процессов осадкообразования и выщелачивания.

1. Латериты центральных участков плато, богатые Fe и Si. В переходной зоне от базальтов к профилю выветривания, например в *сапролите*, происходило очень интенсивное выщелачивание, и здесь можно видеть следующие два явления (фиг. 47).

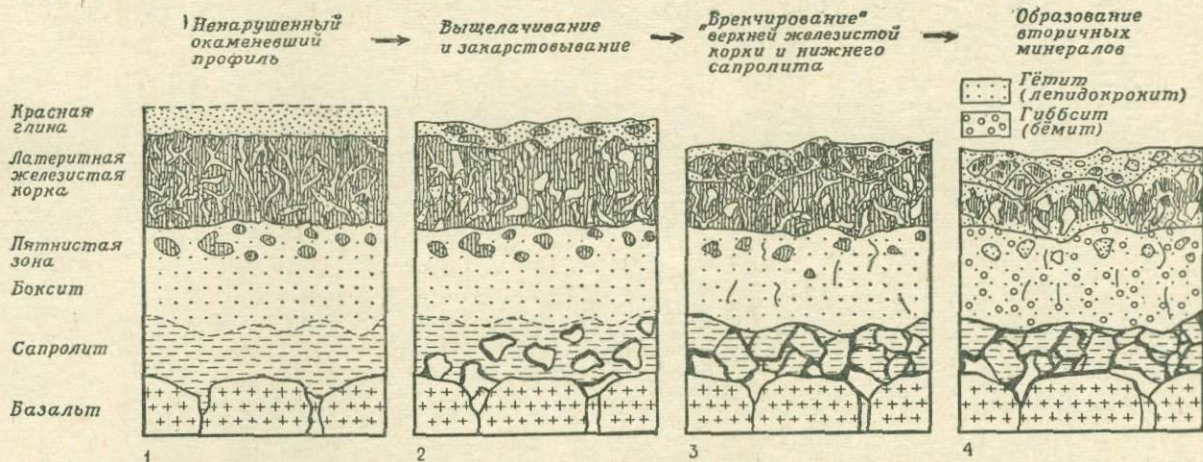
Местами в результате процессов растворения из сапролита удалялось не менее 50—66% вещества и первичные структуры полностью разрушались (фото III, 11). Каолинит и минералы железа растворялись, тогда как гиббситовые агрегаты с губчатой текстурой оказались наиболее устойчивыми и претерпели только дробление на более или менее угловатые блоки. Эти блоки оседали в мягкой красной основной массе, состоящей из каолинита, гётита и гематита, и таким путем формировалась базальная брекчия. Дальнейшее выщелачивание таких пород, вскрытых более молодой эрозией, приводило к образованию систем полостей и подземных каналов, периодически заполнявшихся текучими водами. Степень выщелачивания и вымывания материала изменялась в зависимости от современной обнаженности профилей.



Фиг. 46. Плато Удагири.

(А) География плато в Западных Гатах (Индия), покрытого глиноземистыми латеритами высоких уровней. Схематическая карта (Б) и разрез (В), иллюстрирующие характер распределения латерит-бокситовых фаций (горизонтальные пунктирные линии — сапролиты; крестики — базальты).

1 — высокожелезистый латерит; 2 — боксит; 3 — бокситовый галечник [256],



Фиг. 47. Полигенетические преобразования латеритов высоких уровней на базальтах в Индии. 1—литификация латеритов после опускания уровня грунтовых вод; 2—выщелачивание, особенно интенсивное в железистой корке и в литомарже (сапролите), образование полостей, карстовые процессы; 3—образование брекчии вследствие постоянного выщелачивания железистой корки и литомаржа; 4—вторичное преобразование гематитовой корки в гемитовую (лепидокрокитовую), перекристаллизация и преобразование гибсита (бемит, диаспор) в бокситовой зоне. Процессы 2—4 взаимодействуют и обеспечивают относительное обогащение глиноземом [257].

В средней зоне аллита происходила существенная перекристаллизация гиббсита, и структура становилась крупнозернистой, причем размеры кристаллов достигали 100 мкм (фото IV, 15, 16). В большинстве случаев такой гиббсит имеет триклинную структуру. Отмечается неравномерное погасание в кристаллах, обусловленное примесью кристалликов гематита. Иногда наблюдается дробление породы (фото II, 7), и в результате образуется брекчиевидная текстура.

Во всех покрывающих латеритных железистых корках можно выделить нижнюю зону твердых пород и верхнюю зону мягких. Граница между этими зонами слабоизвилистая.

Породы с высоким содержанием железа имеют неоднородную пузырчатую текстуру — широкие ячейки в виде агрегатов из железистых конкреций связываются в латеритную корку. В промежутках между конкрециями располагаются светлые минералы в виде прожилок и полостей выполнения. В нижней части железистой корки преобладает гиббсит. Он перекристаллизован и слагает крупнозернистую основную массу. При этом породы упрочняются на больших участках и становятся устойчивыми к воздействию выветривания.

В верхней части латеритная железистая корка имеет более светлую окраску и ту же самую пузырчатую текстуру. Светлоокрашенные минералы обычно принадлежат группе каолинита и слагают мягкую основную массу. Образование этой основной массы обусловлено размывом и воздействием поверхностных осадков. На плато с плохим дренажем скопления слоистых силикатов представляют собой водоупорные горизонты. Гематитовые участки дезинтегрируются, причем в направлении к кровле размер кристаллов уменьшается, что благоприятствует растворению и осаждению железа в виде гётита и лепидокрокита. Вдоль бортов долин или куэст с хорошим дренажем каолиновый материал вымывался из гематит-гётитовых агрегатов и образовывались породы с очень высокопористой реликтовой структурой, которые со временем претерпевали усадку. Эти рыхлые связанные обломки затем переоткладывались в виде железняковых галек («канга» на многих африканских разрезах; фото I, 3—5). Вторичное осаждение Fe, Al и Si в поровом пространстве в этом случае происходило в небольшом объеме, так как очень редко встречаются полости выполнения или тонкие пленки гематита, гиббсита и каолинита. Для участков таких латеритов плато высоких уровней, богатых Fe и Si, характерно:

наличие брекчиевых текстур, обусловленных процессами выщелачивания в основании и в верхней части профилей;

наличие пор, лишенных вторичных новообразований;

перекристаллизация глиноземной основной массы с образованием крупнозернистого гиббсита;

высокое содержание каолинита в верхней части профиля;

следы бёмита, диаспора и лепидокрокита в самой верхней и самой нижней частях профиля;

замещение гематита вторичным гётитом;

относительное обогащение аллитного компонента ферсиаллитов в результате дезинтеграции гематитовых агрегатов и вымывание каолинита и гётита.

2. Глиноземные латериты на бортах долин с хорошим дренажем. Мягкие породы зоны сапролита (литомаржа) мощностью от одного до нескольких метров — самые неустойчивые породы латеритного профиля; обычно это высокопористые и светложелтые или сероватые породы, что указывает на низкое содержание первичных железистых минералов. Глиноземистые компоненты пород перекристаллизовывались с образованием устойчивого каркаса из крупнозернистого гиббсита, из которого мягкий каолинитовый материал вымывался. Отмечается лишь слабое развитие брекчиевых текстур из-за более высокого содержания алюминия и, следовательно, более высокой устойчивости.

Значительную часть профилей на бортах долин занимает светло-серая до розовой аллитная зона мощностью несколько метров.

В породах преобладают пористые и губчатые текстуры и присутствуют очень крупные кристаллы гиббсита. В боковых направлениях к участкам с лучшим дренажем эти породы переходят в пизолитовые бокситы. Ядра пизолитов представлены агрегатами гиббсита с губчатой текстурой, а оболочки — бёмитом. В зависимости от густоты раннетретичных речных систем и скорости течения воды размеры площадей, занятых бёмитовыми пизолитами, изменяются от 10 до 100 м и до нескольких километров в диаметре. Этот парагенезис весьма устойчив и подвергается лишь незначительным изменениям в результате наложенного выветривания на плато высоких уровней. Эти изменения заключаются в следующем:

увеличении пористости;

частичном выполнении пор новообразованным гиббситом;

перекристаллизация основной массы с образованием крупнокристаллического гиббсита;

образовании небольшого количества диаспора, помимо гиббсита и бёмита;

частичной дезинтеграции гематита и замещении его гётитом.

3. Кремнеземистые фации участка с плохим дренажем. Профили с кремнеземистыми фациями имеют приблизительно такую же мощность, как и обычные профили, или несколько большую. Они образовались в древних депрессиях на участках с плохим дренажем. Очевидно, интенсивность дренажа была достаточна для мобилизации и удаления железа. Небольшое количество железа присутствует в виде гётита. Поэтому мягкий глинистый сиаллит без свободного глинозема образовывался как в нижней, так и в верхней частях профилей; здесь породы представляют

собой почти чистые каолининовые глины. Гиббсит слагает либо твердые скелетные агрегаты, либо конкреции в мягкой каолининовой основной массе. Такие сиаллитные профили, сложенные относительно мягкими породами, быстро эродируются в обнажениях.

Полигенетические изменения глиноземных латеритов плато высоких уровней приводят к следующим результатам:

а) наиболее устойчивые компоненты профилей — аллиты с губчатой или пизолитовой текстурой с низким содержанием железа. Они слагают хорошо выраженные в рельефе выступы;

б) так как пизолитовые аллиты обычно образовывались на бортах раннетретичных долин, то по наличию свалов таких фаций на современных склонах или в делювии можно сделать вывод об ослаблении эрозии;

в) сиаллиты участков с застойными водами представляют собой мягкие и рыхлые породы, которые легко разрушаются и относительно обогащаются аллитовыми компонентами;

г) из ферсиаллитов интенсивно выщелачиваются Si и Fe, особенно из базальных каолининовых зон, богатых железом, что также ведет к относительному обогащению аллитным компонентом;

д) при диагенезе глиноземных латеритов кремнезем оказался наиболее подвижной фазой. По степени подвижности кремнезем занимает второе место после железа, которое также в больших количествах выносятся из бортов долин. Однако алюминий и титан накапливаются на этих участках плато с образованием залежей длиной от нескольких сотен метров до нескольких километров;

е) при более поздних полигенетических преобразованиях высокоглиноземистых латеритов плато аллиты представляли собой наиболее устойчивые фации, которые сохраняются в виде останцов почти неизменными. Сиаллиты и ферраллиты относительно обогащаются аллитными компонентами путем вымывания рыхлого каолининового материала. Мелкозернистый обломочный материал из агрегатов железистых минералов и каолинита часто переносился на большие расстояния и отлагался в депрессиях.

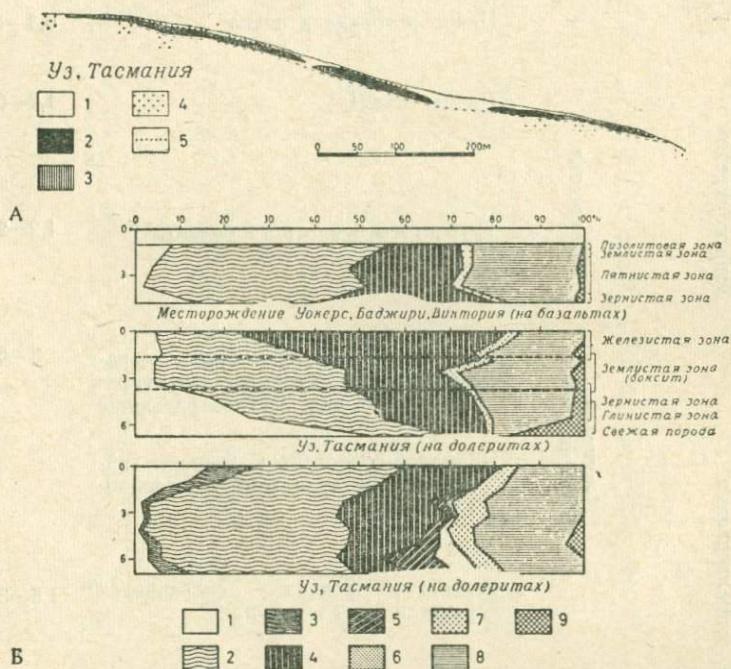
Австралия. В Квинсленде, Новом Южном Уэльсе, Виктории и Тасмании развиты глиноземистые латериты — бокситы, детально изучавшиеся в последнее время. Эти латериты — древние образования, и они частично перекрыты лигнитовыми отложениями и более молодыми базальтовыми потоками (Новый Южный Уэльс), смещенными тектоническими подвижками. Эти глиноземистые латериты представляют собой пример полигенетического преобразования бокситов в кислых и восстановительных условиях.

Во многих местах латериты значительно эродированы и встречаются в виде размывших с поверхности профилей, простирающихся на большие расстояния. Возраст большинства за-

лежей определяется как эоценовый или олигоценый [180]. Эти глиноземистые латериты очень сходны с латеритами на трапах в Индии.

Первичные структуры базальтов также в большинстве случаев хорошо сохраняются и свидетельствуют о выветривании на месте при постоянном объеме.

Латеритный покров сформировался на слабоволнистом пене-плене и обычно имеет мощность 7 м, но иногда достигает 17 м.



Фиг. 48. Австралийские бокситы.

А — бокситы в горах Уз, Тасмания, реликты бывших обширных латеритных покровов на долеритах. 1 — вскрыша; 2 — промышленные бокситы; 3 — непромышленные бокситы; 4 — долериты; 5 — бокситовые валуны в глинах; Б — изменение химического состава по бокситовым профилям на базальтах в Виктории и Тасмании. 1 — SiO_2 ; 2 — свободная Al_2O_3 ; 3 — связанная Al_2O_3 ; 4 — Fe_2O_3 ; 5 — FeO ; 6 — CO_2 ; 7 — TiO_2 ; 8 — потери при прокаливании; 9 — не определялось [180].

Смена фации в боковом и вертикальном направлениях подчиняется тем же факторам, которые контролировали образование глиноземистых латеритов Индии, и они привели к возникновению тех же самых парагенезисов и структур латеритов.

Обычно в пределах латеритов линзы бокситов имеют небольшие размеры (фиг. 48, А; табл. 23). В Виктории и Тасмании денудация была настолько сильной, что сохранились только останцы бокситовых тел, устойчивые к выветриванию.

Химический состав пород латеритных

		Зоны		Обычная мощность, м
по Лакруа [143]	по Вальтеру [263]	обобщенный бокситовый разрез		
Зона конкреций	Железная	Новообразованная почва		0,3—1,5
		Пизолитовая ¹		1,2—6
		Трубчатого и плотного боксита ²		1,2—2,4
		Землистых бокситов: с плохо выра- женными реликтовыми структура- ми или без них, пестроокрашенная		3—6
Зона выщелачивания	Пятнистая (Fleckenzone)	Нодулярных бокситов: твердые гиб- бситовые нодули в мягкой глинист- той массе ³		1,5—3
		Зернистые бокситы: сохраняется реликтовая структура		0,15—12
	Осветленная (Bleichzone)	Глинистая зона		—
		Материнская порода ⁴		—

¹ Анализ 4 представляет 7,5-метровый пизолитовый латерит из Эммавила, Новый

² Трубчатые латериты плохо развиты в профилях Тасмании. Анализ 10—плотный ядрами.

³ Нодулярные бокситы в Австралии редки.

⁴ Общее содержание железа в этих породах выражено как Fe₂O₃.

⁵ Условные обозначения: Б—базальт; Д—Долерит; С—слюдистый алевролит; И—Тасмания; М—Мосс-Вейл, Новый Южный Уэльс; У—Уз, Тасмания; Т—Мидлендс, Тас

профилей Австралии по зонам [180]

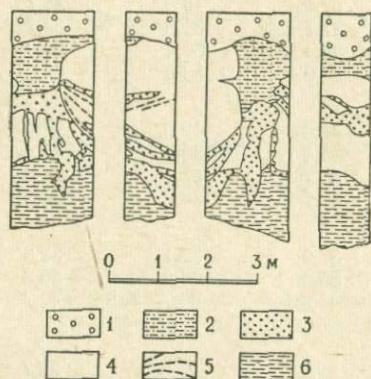
Номер анализа	Типичный состав, %				Порода ⁴	Район ⁵
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ свободный		
1	4,0	35,5	35,2	29,8	Б	Т
2	9,3	31,3	34,1	21,0	Б	И
3	3,3	52,4	13,8	49,7	С	В
4	2,5	42,7	31,6	33,7	Б	И
5	3,6	38,5	36,4	27,9	Б	М
6	2,9	28,0	50,0	—	Б	Т
7	2,5	48,4	19,6	47,8	С	В
8	4,6	34,2	36,9	32,4	Б	М
9	1,3	26,7	47,1	25,8	Б	М
10	3,4	38,7	33,2	36,5	Д	У
11	3,9	37,9	32,1	32,3	Б	М
12	3,8	55,3	4,2	50,3	Б	М
13	2,4	44,9	24,7	42,7	Д	У
14	8,0	38,7	27,0	32,7	Б	Т
15	9,1	36,9	28,5	29,6	Б	К
16	11,1	48,3	13,5	37,8	Д	У
17	9,7	40,4	23,8	30,1	Д	Л
18	18,3	25,5	39,9	7,2	Б	М
19	3,7	43,8	26,5	40,6	Д	Л
20	12,8	39,2	22,4	28,1	Д	Л
21	30,5	35,5	12,5	11,2	Б	М
22	24,0	23,2	34,2	—	Д	Л
23	30,3	28,7	23,7	—	Д	Л
24	64,6	19,3	2,5	—	С	В
25	45,6	14,8	11,7	—	Б	И
26	53,4	14,7	10,3	—	Д	Л
27	54,8	14,5	11,3	—	Д	У

Южный Уэльс. Мощность пизолитовой зоны на островах Вессел достигает 6,5 м. железистый боксит, включающий несколько плохо развитых пизолитов с землистыми

район Инверелл, Новый Южный Уэльс; К—Кингарой, Квисленд; Л—Сент-Леонардс-манья; В—Острова Вессел, Северная Территория.

Высокоглиноземистые зоны бокситов также обогащены железом (10—30% Fe_2O_3) и, следовательно, относятся к типичным пятнистым зонам. В этой пятнистой зоне в нижней части присутствуют гиббситовые конкреции, погруженные в мягкую глинистую основную массу, а в верхней — породы с землистой структурой. Вертикальная зональность иллюстрируется несколькими профилями, приведенными на фиг. 48, Б.

Изучение различных залежей, например в горах Уз на о. Тасмания, показывает, что базальты не всегда залегают непосредственно на бокситах, а отделены от последних прослоями лигнитовых песков и глин. Это указывает на поднятие уровня



Фиг. 49. Эпигенетическая ресилификация бокситов, приводящая к образованию каолинита по трещинам разрыва и скалывания.

Прожилки лимонита секут боксит, перекрытый бурой осадочной глиной с бокситом. На поверхности боксита имеются признаки размыва перед отложением глин [180].

1 — поверхностная глинистая почва и галечник; 2 — бурая осадочная глина с обломками боксита; 3 — белая глина, замещающая боксит; 4 — боксит; 5 — жилки лимонита; 6 — глинистый боксит и зернистая остаточная глина.

грунтовых вод и условия застойных вод. Кремнезем переносился из этих вышележащих осадков и реагировал в пизолитовой зоне с гиббситовой основной массой с образованием каолинита (фиг. 49). На других участках «образовывались бледно-голубые твердые каолиновые глины в основном вдоль трещин в виде прожилков и неправильных тел» [180]. Эти глинистые образования обычно сложены каолинитом и галлуазитом. В восстановительной среде железо подвергалось воздействию гумусовых кислот, растворялось и снова осаждалось в виде крупнокристаллического сидерита в прожилках и пустотах. Содержание сидерита может достигать 18%.

В других залежах бокситов, перекрытых лигнитами, помимо сидерита, образовывался пирит (например, месторождение Булл-Булл, Виктория). Такие бокситы имеют серую окраску, и железа в них часто содержится больше, чем в неизмененных бокситах, вследствие его привноса со стороны.

В районе Сент-Леонардс в Тасмании высококачественные бокситы образовались из высокожелезистых латеритов в результате вторичного растворения и выноса железа из конкреционной зоны железистой корки. Железо либо выносилось из профиля, либо осаждалось в виде сидерита в нижней зоне сапролита. Относительное обогащение минералами свободного глинозема верхней и нижней частей профиля привело к образованию промышленных залежей.

Бокситы типа плато на различных породах. Арканзас, США. Примером полигенетических преобразований бокситов в условиях застойных вод служат бокситы на нефелиновых сиенитах в Арканзасе, США.

Здесь палеозойские осадочные породы прорваны несколькими куполами нефелиновых сиенитов. Эти купола окружены глинистыми, песчанистыми отложениями палеоценовой группы Мидуэй. В эоцене породы этой группы подверглись воздействию формировавшейся в это время пологоволнистой Мексиканской Береговой равнины. В районе развиты огромные скопления бокситов, которые перекрываются отложениями эоценовой группы Уилкоккс.

Эти бокситовые залежи подразделяются следующим образом:

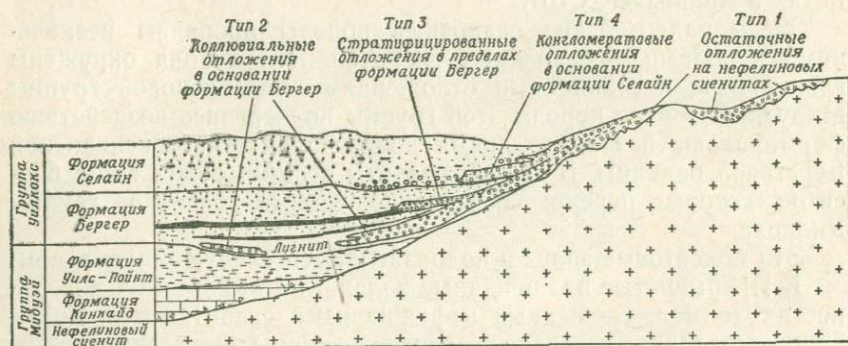
1. Прерывистые плащевидные залежи на выветрелых поверхностях холмов, сложенных нефелиновыми сиенитами, и линзовидные залежи, несогласно перекрывающие пологопадающую поверхность отложений формации Уилс-Пойнт близ перелома в склоне сиенитового холма, где она контактирует с изверженными породами.

2. Переотложенные бокситы в более молодых отложениях. Бокситовые залежи на нефелиновых сиенитах формировались и преобразовывались в несколько стадий: а) приповерхностное выветривание нефелиновых сиенитов в окислительных условиях с сохранением реликтовых структур материнской породы в зоне выщелачивания нижней части профиля и с образованием пизолитовых текстур в верхней конкреционной зоне; б) вторичный дренаж и преобразование минералов в результате углубления рек и опускания уровня грунтовых вод; в) эпигенетические преобразования минералов в восстановительной среде под лигнитовыми пресноводными отложениями; г) современное выветривание в окислительных условиях.

Остаточные залежи на нефелиновых сиенитах в настоящее время представляют собой линзовидные плащобразные тела мощностью от нескольких сантиметров до 20 м и длиной от нескольких метров до нескольких километров. Гордон и др. [97] так описывают связь бокситовых формаций с рельефом: «Бокситы осаждались вдоль хребтов и склонов в небольших долинах и местами на дне мелких ручьев. Бокситы и другой материал были снесены с больших дренажных участков. В главных подземных дренажных каналах между холмами нефелиновых

сиенитов, где происходил размыв, бокситы не образовывались. Бокситы и глины удалены от мест их образования и вынесены в сторону бассейна. Транспортировка материала, вероятно, происходила путем оползания и размыва, а также переотложения почвы потоками. Этот боксит рассматривается как коллювиальный шлейф выноса, и он так же связан с рельефом коренных пород, как и автохтонные залежи на выветренных нефелиновых сиенитах, расположенные выше по склону купола».

Одна из значительных залежей приурочена к куполу нефелиновых сиенитов Селайн (фиг. 50). В настоящее время бокситовые залежи окружают купола наподобие колец. Залежи имеют



Фиг. 50. Схематический разрез, иллюстрирующий условия залегания важнейших бокситовых залежей на нефелиновых сиенитах купола Селайн, Арканзас, США [97].

линзовидную форму, причем диаметр колец во многих случаях достигает нескольких километров при средней мощности 3—4 м (максимум 10 м).

В боковых направлениях линзовидные тела сменяются низкокачественными бокситами со следующей вертикальной зональностью (фиг. 51):

- «твердая шляпа»
- боксит: зона конкреций
- боксит: зона выщелачивания
- сапролит — нижняя глина
- сиенит

Границы между свежей и выветрелой породами и между различными зонами имеют неровные очертания, что зависит от таких местных факторов, как добокситовый рельеф и дренаж. Даже в верхних частях профилей выветривания все еще встречаются валуны с ядрами свежего сиенита.

Сиенит. Имеется целая группа щелочных сиенитов (пуляскиты, фойяиты), причем наиболее подвержены выветриванию разновидности, более богатые нефелином, чем полевыми шпатами.

Сапролит (нижняя глина). Это зеленовато-серые каолинитовые глины, залегающие между сиенитом и бокситами, в нижней части которых может сохраниться реликтовая структура сиенитов. Мощность этой зоны изменяется от 5 до 20 м, составляя в среднем 10 м. Здесь все еще встречаются блоки свежего нефелинового сиенита, которые в стороны по резкой границе сменяются глинами. Крупные кристаллы из крупнозернистых пегматитовых образований также сохраняются в этой зоне в виде реликтов. Верхняя часть зоны сложена плотными глинами без реликтовых структур. Гордон и др. [97] считают, что каолинитовые глины образовались позднее бокситов в результате ресилицификации.



Фиг. 51. Бокситовый профиль на нефелиновых сиенитах Арканзаса, США. Выделяются базальная зона сапролита, нижний бокситовый горизонт с реликтовой структурой и верхняя бокситовая зона с пизолитовой текстурой [97].

Бокситы. Вышележащие бокситы разделяются на две характерные зоны — нижнюю выщелачивания и верхнюю — конкреций. Боксит из нижней зоны выщелачивания («гранитный боксит») представляет собой мягкую рыхлую зеленовато-серую до бледно-окрашенную породу, в которой частично сохранились структуры магматической породы, хотя образовались также текстуры «губчатой руды». Этот зернистый боксит состоит в основном из гиббсита. Встречаются псевдоморфозы гиббсита по полевому шпату, что указывает на прямое преобразование полевого шпата в гиббсит. Полоски и прожилки выполнены гиббситом, непрозрачными минералами, крупнозернистым сидеритом и каолинитом.

Нижние части верхней «зоны конкреций» образовались в значительной мере в результате притока растворов, тогда как в верхней части этой зоны породы имеют блоковую текстуру. Такая текстура возникла в основном в результате дробления

пизолитового боксита на блоки и их повторной цементации; отмечаются также бокситы с трубчатой и пузырчатой текстурой и «гранитной» структурой.

Бокситы с гранитной структурой преобладают на крутых склонах, тогда как на более пологих участках залежей большую мощность имеют пизолитовые и глыбовые конкреционные руды.

Твердая шляпа. Самая верхняя часть залежей бокситов мощностью 30—60 см во многих местах сложена более твердыми и более прочными породами, чем нижняя. Здесь обычно содержится больше кремнезема. Пизолиты и гальки погружены в светлую до темносерой или в бурую кремнеподобную основную массу, состоящую из галлуазита и каолинита.

Химический состав. Состав пород из зон выщелачивания и конкреций приведен в табл. 24.

Накопление Al, Fe и Ti наибольшее в средней части профиля, тогда как кремнезем концентрируется в нижней и верхних частях [2]. Наряду с алюминием накапливаются некоторые элементы-примеси (фиг. 78).

Бокситы формировались в несколько стадий, каждая из которых характеризуется определенным парагенезисом.

Образование вторичных минералов на ранней стадии: гиббсит в основном развивается непосредственно по полевому шпату. На этой стадии возникают также первичные окислы железа — гётит или гематит и первичные минералы титана, например анатаз. Неясно, происходило ли образование первичного каолинита при выветривании. Акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, флюоритом и цельзианом.

Во время формирования пизолитов в зоне конкреций гиббсит частично замещался бёмитом. Наблюдаемая местами ассоциация бёмита и магнетита и, вероятно, также маггемита указывает на вторичное образование этих минералов железа. В руде «птичий глаз» встречаются особенно твердые пизолиты, содержащие до 70% Al_2O_3 . Келлер [125] предполагает, что эти пизолиты, помимо бёмита, содержат акцессорный корунд.

Вторичные послебокситовые преобразования характеризуются привнесом кремнезема в восстановительной среде под покровом более молодых осадков в результате движения грунтовых вод. Вторичная силицификация приводит к повсеместному развитию минералов каолиновой группы (см. выше), но отмечается также образование хлорита и шамозита.

Наблюдаются каолиновые жилы неправильной формы, которые проникают в боксит из подстилающей каолиновой глины. Эти жилы маркируют трещиноватость материнских пород. Трещины отдельности, вероятно, возникли после образования бокситов в результате поднятия, обусловившего инфильтрацию растворов сверху. Каолинизация не ограничивается только трещинами; каолинит выполняет также полости или замещает боксит.

Химические анализы¹ бокситов и каолинов из рудника Пруден,
округ Селайн, Арканзас, США [97]

	Зона конкреций								
	1	2	3	4	5	6	7а	7б	8
Al ₂ O ₃	45,6	61,2	56,7	61,2	60,7	60,9	59,4	61,7	57,6
SiO ₂	24,8	3,7	6,9	1,8	3,0	6,9	3,8	1,1	5,8
Fe ₂ O ₃	1,8	1,4	2,1	1,9	1,5	1,2	3,4	1,6	3,6
TiO ₂	6,0	1,2	4,4	2,3	2,4	1,2	1,5	2,6	2,0
Потери при прокаливании	21,2	32,2	29,1	32,4	32,2	29,6	31,2	32,6	30,4
Нераств.	0,6	0,3	0,8	0,4	0,2	0,2	0,7	0,4	0,6
FeO	0,2	0,2	0,2	0,2	1,4	0,2	0,2	0,2	0,2
	Зона выщелачивания								
	9	10	11	12	13а	13б	14	15	16
Al ₂ O ₃	59,7	62,0	52,6	49,4	50,3	40,4	40,7	39,6	37,2
SiO ₂	5,4	4,6	22,2	25,1	19,5	39,0	38,7	44,0	42,9
Fe ₂ O ₃	1,1	0,9	0,8	1,1	3,0	2,5	2,4	1,1	0,8
TiO ₂	3,7	0,4	0,8	1,4	2,6	1,9	2,5	0,6	1,9
Потери при прокаливании	29,7	31,6	23,2	22,7	24,2	15,9	15,4	14,4	13,5
Нераств.	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	3,7
FeO	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,5	0,3	0,2	0,2

1. Серые частично каолинизированные пизолиты и корки из близповерхностного боксита. 2. Красные центральные участки пизолитов из образца 1. 3. Небольшой блок боксита из вершины залежи с красными пизолитами, включенными в темную основную массу. 4. Блок пизолитового боксита из красного пизолитового боксита (руда «птичий глаз») верхней части залежи. 5. Бурые и белые плотные трубчатовидные бокситы из верхней части залежи. 6. Белые и розовые шлаковидные бокситы из верхней 1,5-метровой части залежи. 7а. Оранжево-красный боксит, импрегнирующий темную пузырчатую основную массу с образованием трубчатой текстуры; верхняя часть бокситовой залежи; анализировался только оранжевый материал. 7б. Темная основная масса из предыдущего образца. 8. Твердый рыхловато-коричневый охристый высокопористый боксит с гранитной (реликтовой) структурой («губчатая руда») из блока у поверхности залежи. 9. Зеленовато-серый до бледно-рыжевато-коричневого рыхлый зернистый боксит с гранитной структурой, залегающий между двумя блоками каолинизированного нефелинового сиенита. 10. Рыжевато-коричневый зернистый боксит с реликтовой гранитной структурой, отобранный в 75 см выше образца 11. 11. Серовато-рыжевато-коричневая мягкая бокситистая глина с гранитной структурой из нижней части залежи. 12. Пористая бледно-серая глина из канавы близ северного окончания бокситовой залежи. 13а. Белая бокситистая глина с гранитной структурой из контакта с образцом 13б. 13б. Серая брекчиевидная каолинитовая глина, слагающая неправильное тело, секущее бокситы с зернистой и реликтовой гранитной структурами. 14. Серая брекчиевидная глина, взятая близ образца 13а. 15. Белая каолинитовая глина с реликтовой гранитной структурой, прилегающая к твердому ядру нефелинового сиенита. 16. Светлый голубовато-серый каолинизированный нефелиновый сиенит, залегающий рядом с ядром более свежей породы (образцы 15 и 16 взяты под каолином).

¹ Анализы выполнены в полевой лаборатории Горного бюро США, Литл-Рок, Арканзас, США.

Ресилификация бокситов вдоль трещин разрыва и отдельности приводит к возникновению псевдообломочных текстур, например, в виде угловатых «обломков» бокситов, залегающих в преимущественно каолининовой основной массе.

Восстановление Fe^{3+} привело главным образом к образованию сидерита и пирита, которые импрегнируют всю породу, выполняя полости и образуя жилы или конкреции; содержание сидерита иногда достигает 30%. Часто сидерит замещается более поздним пиритом. Последующие поднятие и денудация, движение окислительных грунтовых вод привели к значительному изменению бокситов в результате образования лимонитовых корок и сульфатов.

В генетическом отношении с Арканзасскими бокситами сходны бокситы из Покос-де-Кальдас в Бразилии [107] и с островов Лос в Гвинее [142, 162, 37].

Индонезия и Малайзия. В Индонезии и Малайзии на гранитах, метаморфических и осадочных породах и особенно на основных и средних изверженных породах в третичное время образовались латериты с хорошо развитой зональностью [260, 272, 273, 102]. Вольфенден [273] описал латеритизированные андезитовые лавы в западном Сараваке и Малайзии и показал, что эпигенетические преобразования «горных бокситов» («hill bauxites») и «болотных бокситов» («swamps bauxites») контролируются характером грунтовых вод. Горные бокситы расположены примерно на 30 м выше поверхности прибрежного аллювия, тогда как болотные бокситы залегают под аллювием. Более высокие рН и Eh выше уровня грунтовых вод и меньшие значения этих параметров ниже, а также различия в характере циркуляции грунтовых вод обусловили перенос материала в растворе из горных бокситов в болотные бокситы. Профили выветривания имеют мощность около 3 м. Между свежей породой и бокситом располагается мощная зона сапролита, который формируется ниже уровня грунтовых вод. В сапролите отсутствуют реликтовые структуры материнских пород, хотя они очень четко выражены в бокситах. Гиббсит образует псевдоморфозы по плагиоклазу, а гётит — по железо-магнезиальным минералам. В горных бокситах содержание гиббсита возросло по мере выноса кремнезема и железа. В болотных бокситах, снабжавшихся кремнеземом, осаждался кварц, и кремнезем реагировал с гиббситом с образованием каолинита. Происходило восстановление Fe^{3+} , которое впоследствии осаждалось в виде аморфного геля или сидерита.

Горный и болотный бокситы соответственно имеют следующий минеральный состав (в %). гиббсит — 82,5 и 67,3; каолинит — 2,8 и 9,2; гётит — 13,8 и 20,2; кварц — 0,9 и 3,3.

Бокситы на осадочных породах. *Общие сведения.* Крупнейшие месторождения бокситов на осадочных породах четко разделяются на две группы:

1. Бокситы, переслаивающиеся с обломочными формациями — Арканзас, Гайана, Уэйпа (Квинсленд).

2. Бокситы, залегающие в виде покровов и карманов на закарстованных породах (США, Ямайка, Гаити, южная Европа, Урал, Китай, Кашмир).

Исторический обзор. Первое описание бокситовых залежей на закарстованных породах было дано Бертье [29], изучившим проявление у Ле-Бо в южной Франции. С тех пор появилось много теорий генезиса этих бокситов:

1. Коканд [57] предполагал, что глинозем и железо были принесены термальными растворами и осаждались в карстовом районе на юге Франции.

2. Дьёлафе [68] и Лакруа [141] считали, что первичными материалами явились продукты латеритного выветривания, которые были снесены с соседних площадей развития изверженных пород и отложены на карстовой поверхности реками.

В. Ф. Малявкин и позднее А. Д. Архангельский [11] полагали, что железо и глинозем, высвобождавшиеся в результате латеритного выветривания на более высоких уровнях, переносились в виде коллоидных суспензий и флокулировали в карстовых водах, содержащих CO_2 .

3. Исследования Тучана [247] и Кишпатича [131] привели к концепции об автохтонном генезисе терра-росса (красная земля, образовавшаяся из глинистого остатка карбонатных пород), за счет которой на более поздней стадии образовались бокситы.

Лаппаран [62] более детально развил эту теорию в применении к бокситам южной Европы, особенно Франции. Многие авторы придерживались концепции этого геолога при исследовании средиземноморских районов и распространили ее на месторождения Ямайки и Гаити.

В настоящее время многие бокситовые залежи и ассоциирующие породы очень детально изучены в геологическом и минералогическом отношении. Однако состав первичных пород, механизмы переноса, места осадения, диагенетические и постдиагенетические преобразования для разных районов различны.

Существует еще много неясного в концепциях генезиса бокситов, ассоциирующих с осадочными толщами, из-за неполноты знаний или из-за узости обобщений, основанных только на моделях одного конкретного месторождения.

Аллохтонный генезис допускается для крупнозернистых бокситов и тех бокситов, для которых устанавливается связь с размывом близлежащих латеритов. Прежде чем выяснить автохтонный или аллохтонный генезис мелкозернистых бокситов, следует установить генезис терра-росса.

Можно выделить следующие разновидности бокситов на осадочных породах: а) грубообломочные бокситы; б) терра-росса; в) бокситы на обломочных осадках; г) бокситы на карбонатных породах; д) бокситы на фосфатоносных породах.

Грубообломочные бокситы. Брекчии (галечники). Большинство месторождений, которые залегают на изверженных или метаморфических породах в районах тропического или субтропического климата, имеют меловой — раннетретичный возраст. Эти месторождения представляют собой реликтовые отложения на древних поверхностях суши, разрушенных эрозией, последовавшей за тектоническим поднятием. Склоны покрыты валунами из бокситового материала. Конгломераты, которые окружают плато-бокситы в Индии, различаются по структуре и химическому составу в зависимости от скорости размыва и отложения. Обычно они представляют собой пизолитовые высококачественные бокситы, богатые бёмитом, которые встречаются в виде руд, сложенных очень твердыми угловатыми блоками. Эти руды накопились вдоль первоначальных склонов долин. Однако имеются также очень твердые высокоглиноземистые губчатые бокситы и более мягкие валуны, привнесенные из каолиновой сапролитовой зоны и из зоны пузырчатых пород. Гальки погружены в мелкозернистую неоднородную основную массу. Более поздние процессы выветривания в конгломератах с хорошим дренажем привели к образованию высококачественных руд при выносе железа и SiO_2 из валунов, богатых каолинитом. Такие конгломераты часто разрабатываются, так как вторичный вынос Si и Fe обусловил высокую концентрацию глинозема. Другим примером глиноземных латеритов на изверженных породах, за счет которых образовались конгломераты на склонах, служат месторождения около сиенитовых куполов в Арканзасе. Подобно бокситовым конгломератам у плато-бокситов в Индии, крупнообломочные конгломераты мощностью 5—10 м залегают на склонах купола Селайн в Арканзасе, переслаиваясь с осадочными породами эоценовой формации Селайн (фиг. 52). Вниз по склону конгломераты выклиниваются, сменяясь песчанистыми или известковистыми глинами. Эти глины образовались в результате выветривания автохтонных бокситов, медленно перемещавшихся вниз по склону в виде щебня. Брекчии состоят из неправильных и угловатых несортированных обломков размером до 1—1,5 м. Вся порода очень неоднородна в минералогическом и структурном отношении. Обломочная основная масса, весьма разнородная, состоит из бокситов, песчанистых глин и карбонатов, содержащихся в переменных количествах. Цемент также представлен разнородным материалом; в полостях встречаются гиббсит, каолинит и карбонаты. В основной массе наблюдаются такие более поздние минералы, как гиббсит, каолинит, сидерит, лейкоксен и пирит.

Содержание глинозема в брекчиях непостоянное, но вполне достаточное для добычи. Только на нескольких участках отмечены многочисленные валуны пизолитового боксита.

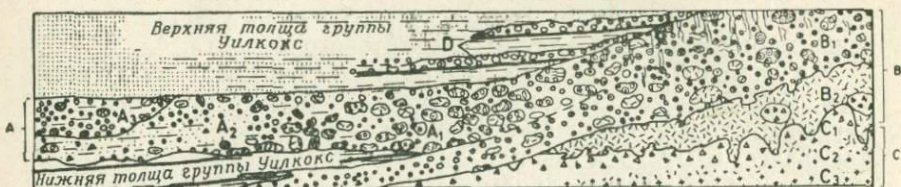
Крупнообломочные сортированные отложения. Ряд слоистых залежей представлен бокситами формации Бергер, которые окружают снениты, покрытые бокситами в Арканзасе, США. Эти речные крупнообломочные бокситы переслаиваются с песками, глинами, забоксиченными глинами, сидеритовыми отложениями и лигнитами формации Бергер (фиг. 50). Залежи выполняют древние русла, болота и депрессии. В плане они имеют лопастьевидную или языковидную форму, а в поперечном разрезе — линзовидную. Слои хорошо отсортированного бокситового гравия достигают мощности 3 м и более. Обычны градационные и косослоистые текстуры. Слои сложены различно окрашенными пизолитами и бокситовыми гальками, форма и размеры которых изменяются от округлой до угловатой в зернах размером около 2 мм в диаметре до небольших галек и булыжников, достигающих в длину 10 см. Наиболее распространены субсферические пизолиты размером несколько миллиметров в поперечнике. Эти пизолиты твердые и сложены в основном субмикроскопическими частицами гиббсита. Они образуют слои мощностью 1—5 см, которые характеризуются довольно хорошей сортировкой. Цемент представлен мелкозернистым гиббситом, каолинитом и зернистым сидеритом. Пизолиты и основная масса секутся более молодыми каолинитовыми жилками (фиг. 52, *c, d*).

Верхняя часть этих гравийных бокситовых залежей импрегнирована сплошными твердыми скоплениями каолинита. Они могли образоваться в результате силицификации бокситов вследствие циркуляции грунтовых вод. Местами эти верхние части гравийных пластов содержат так много зернистого сидерита, что образуется отвердевшая железная шляпа.

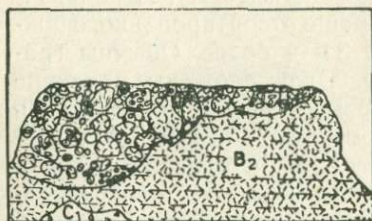
Другими примерами крупнозернистых хорошо сортированных бокситов служат многие руды уральских месторождений и европейских районов средиземноморья: месторождения Гант в Венгрии и Вар во Франции (стр. 142).

Терра-росса. Классические исследования *терра-росса* были проведены Тучаном [247] и Кишпатичем [131] на закарстованных нижнемеловых известняках Далмации. Эти авторы пришли к выводу о постепенном изменении автохтонных остаточных глин через стадию *терра-росса* в бокситы. В настоящее время допускают, что бокситы могут образоваться за счет *терра-росса* и что латерально *терра-росса* может сменяться бокситами.

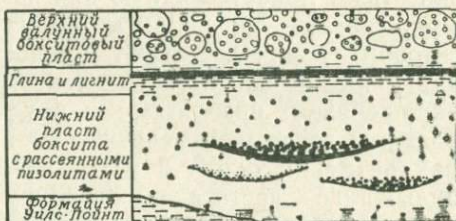
Однако в современной терминологии делается различие между почвами, образовавшимися на месте за счет известняков, и аллохтонным материалом, неоднократно переотложенным и залегающим на известняках.



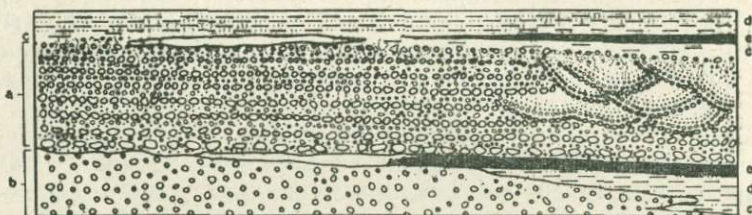
а



б



с



д

Фиг. 52. Обломочные бокситы, окружающие сиенитовые купола, Арканзас, США.

а — схематический поперечный разрез залежи типа 4 (фиг. 50). Конгломератовый боксит и слой глины А залегают в основании верхней толщи группы Уилкокс под темными углистыми глинами, переслаивающимися с песками. Они несогласно перекрывают серые песчаные (до алевритистых) глины и лигниты нижней толщи группы Уилкокс. Некоторые участки залежи представляют собой скопления бокситовых глин (А1), другие содержат значительное количество глины и немного песка (А2); встречаются также протяженные линзы, сложенные обломками бокситов и пизолитами, сцементированными глиной или бокситистой глиной (А3); слой А вверх по склону переходит в верхнюю толщу залежи типа 1 (В), в которой выделяются пизолитовый и трубчатый бокситы зоны конкреций (В1) и бокситы с реликтовой структурой (зона выщелачивания В2). Они перекрывают бесструктурные и «обломочные» каолинитовые глины (С1), которые к низу постепенно сменяются каолинизированными нефелиновыми сиенитами (С2) и затем невыветрелыми породами (С3). Небольшие линзы конгломерата (Д), сходные с базальным слоем верхней толщи группы Уилкокс (А), заходят в более молодые отложения группы Уилкокс; В — бокситовый валунный конгломерат формации Селайн, перекрывающий бокситистые глины с реликтовой структурой; В2 — зона выщелачивания, С1 — «обломочная» каолинитовая глина; с — схематическая зарисовка линз (русл), выполненных бокситом, песком и галечником на руднике Флетчер, округ Селайн, Арканзас; расстояние по вертикали около 13 м; d — сводный поперечный разрез залежи типа 3 (фиг. 50). Слоистые и косослоистые бокситы (а) этого типа несогласно перекрывают пизолитовые бокситы (b) залежи типа 2. Бокситы в залежах обоих типов перекрываются каолинитовыми глинами (с). Отложения формации Бергер содержат серые алевритистые до песчаных глины (d) и лигниты (e), которые фациально сменяются линзами сидеритовых пород (незаштрихованные участки). Каолинитовые жилки ниже лигнита и каолинитовые глины в верхней части бокситовых залежей обоих типов отмечены пунктирной штриховкой [97].

Мюкенхаузен [168] дает следующую классификацию:

терра-калькис

терра-росса	терра-фуска
типичная терра-росса	типичная терра-фуска
деградированная терра-росса	
рендзинированная терра-росса	рендзинированная терра-фуска

Вайнман [268] изучал почвы острова Кефалиния (Ионические острова). Эти почвы образовались на месте на закарстованных мезозойских и эоценовых карбонатных отложениях в условиях средиземноморского климата¹. Он установил, что на характер образующихся почв влияют не только первичные породы, климат и растительность, но также и рельеф. Образование терра-росса началось в третичное время, и этот процесс все еще продолжается на высотах менее 800 м в качестве «гармонической почвы» («harmonic soil»). Терра-росса и терра-фуска представляют собой одновременные конечные продукты, образовавшиеся на различных морфологических уровнях.

Минеральный и химический составы, приведенные в табл. 25 и 26, характеризуют профили автохтонных терра-росса и терра-фуска на известняках.

Таблица 25

Химический состав фракций < 0,002 мм почв терра-калькис [268]

Номер профиля	Номер горизонта	SiO ₂ (%)	R ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ ¹ (%)	SiO ₂ /R ₂ O ₃	SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	Свободная Fe ₂ O ₃
20 Терра-росса	A48	39,94	39,61	11,52	28,09	1,91	9,22	2,41	3,82	7,84
	B ₁ 49	41,74	41,03	11,32	29,71	1,92	9,81	2,39	4,11	7,96
	B ₂ 50	41,99	42,01	11,44	30,57	1,88	9,76	2,33	4,19	8,12
29 Терра-фуска	A73	43,93	36,74	10,99	25,75	2,28	10,63	2,72	3,67	3,78
	B ₁ 74	43,00	36,47	10,97	25,50	2,25	10,42	2,86	3,64	4,44
	B ₂ 75	42,73	39,07	10,72	28,35	2,06	10,60	2,56	4,14	4,45

¹ Содержание Al₂O₃ рассчитывалось по разности R₂O₃-Fe₂O₃.

Очевидно, в этих почвах отсутствуют свободные гидроокислы алюминия, либо они присутствуют в очень малых количествах. Однако красные земли на третичных известняках Ямайки, описанные Ричардом [196], богаты глиноземом. Они содержат до 10% гиббсита в виде конкреций.

Считают [155], что терра-росса на юрских известняках в горах Велебит в Югославии (юго-западная часть Динарских Альп)

¹ В условиях обильных осадков, но сухого лета.

Емкость катионного обмена и содержание глинистых минералов
во фракции 0,002 мм почв терра-калькис [268]

Номер профиля	Номер горизонта	Обменная емкость м-экв/100 г	Относительные количества глинистых минералов
20	A48	35,08	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц > монтмориллонит > аттапуль- гит, хлорит
Терра-росса	B ₁ 49	36,50	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапуль- гит, хлорит
	B ₂ 50	39,42	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапуль- гит, хлорит
29	A73	45,58	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапуль- гит
Терра-фуска	B ₁ 74	42,11	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц, монтмориллонит > аттапуль- гит
	B ₂ 75	43,92	Иллит > вермикулит > каолинит, кварц > аттапульгит

имеет автохтонное происхождение. Марич [155] предполагает, что не было никакого поступления обломочного материала на возвышенные участки, на которых развивался карст. Согласно расчетам, из остаточных глин известняков образовалось 6 млн. т терра-росса. Помимо монтмориллонит-иллита и каолинита, в нодулях и оолитах развиты гиббсит и нордстрандит (до 57% Al_2O_3). В других районах Динарских Альп наблюдается переотложение терра-росса и образование новых гипергенных минералов [154]. Динарские Альпы простираются с северо-запада на юго-восток. На востоке эти горы сложены высокометаморфизованными палеозойскими отложениями, ассоциирующими с офиолитами и гранитными телами. В юго-западном направлении эти породы последовательно перекрываются пермо-триасовыми обломочными и эвапоритовыми отложениями, триасовыми, юрскими, меловыми и палеогеновыми карбонатными осадками. Мезозойские породы прорваны дацитами, андезитами и базальтами.

На юрских и меловых известняках и доломитах образовался хорошо выраженный карстовый рельеф, покрытый в настоящее время терра-росса. Новообразования представлены гематитом, гётитом, каолинитом, хлоритом и монтмориллонитом, которые встречаются совместно с такими остаточными минералами, как кварц, слюда, полевые шпаты и устойчивые минералы тяжелой фракции. Кроме того, широко распространены примеси специ-

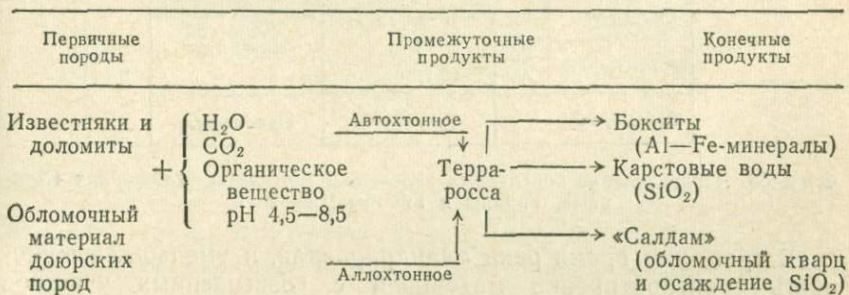
фических реликтовых минералов из метаморфических пород (эпидот, кианит, андалузит, ставролит, амфибол), пермо-триасовых пород (ангидрит) и из бокситов (бёмит, диаспор, корунд).

На некоторых площадях образовались песчанистые обломочные фации терра-росса со вторичным окремнением, так называемые «салдам» («saldame»), которые отложились в реках или озерах. Поэтому Марич [154] допускает, что терра-росса образовалась как из карбонатных пород, так и из изверженных, метаморфических и осадочных пород в восточной части.

Вынос кремнезема из терра-росса обуславливается либо процессами автохтонного почвообразования на закарстованных породах, ведущими к относительному обогащению кремнеземом в верхней и относительной концентрации глинозема и железа в нижней частях профиля, либо к частым переотложениям материала с высоколежащих участков в литоральные районы Адриатического моря на западе.

К настоящему времени в Адриатическое море вынесено огромное количество SiO_2 . Дебит ручья Пантам близ Дивулье, впадающего в Адриатическое море, 300 л/с поздней осенью и 2000—300 л/с весной, причем в водах содержится 1400 мг/л Si. Ежегодно только этот ручей поставляет в море 100 т SiO_2 .

Латеральный перенос терра-росса сопровождается удалением кремнезема. Ниже приведена видоизмененная схема преобразований терра-росса, предложенная Маричем [154]:



Бокситы на обломочных отложениях. Огромные залежи бокситов, встреченные в толще третичных обломочных отложений, сформировались восточнее Гвианского щита. Самые крупные в мире бокситовые месторождения этого типа находятся также на полуострове Кейп-Йорк в Австралии. На полуострове Индостан были описаны бокситы, залегающие на докембрийских филлитах.

Береговая равнина восточнее Гвианского щита. Докембрийский Гвианский щит сложен метаморфическими и осадочными породами, прорванными протерозойскими гранитами и долеритами. Эта древняя поверхность покрыта глиноземными латеритами мелового — раннетретичного возраста. Согласно Шуберу [52], в горах Коу (Французская Гвиана)

находится 400 млн. т боксита (42% Al_2O_3), а Дюв и Грюнвальд-Мейер [69] приводят цифру 300—400 млн. т (45% Al_2O_3) для гор Баху и других сходных районов.

На севере погружение прибрежной Гвианской равнины началось в меловое время, и здесь она перекрыта более молодыми осадками (формация Такуту). Однако южнее осадконакопление возобновилось в эоцене. Позднетретичная толща залегает несогласно на эоценовых отложениях. К югу заметно уменьшается мощность трансгрессивных четвертичных прибрежных осадков. Только в бассейне Бербис четвертичные осадки имеют значительную мощность (до 2500 м).

Возраст	Пыльцевые зоны	Суринам	Гвианский бокситовый пояс
Современный		Демерара	Современные отложения в речных долинах
Плейстоцен	G ₂	Коропина ^{Ледидорн} _{Пара}	Формация Маккензи
Плиоцен	G ₁ ?	Козсивайн ^{Верхний} _{Нижний}	
Миоцен	F		
Олигоцен	E		
Эоцен	D	Бокситы	Бокситы
	C		
Палеоцен	B ₂	Онвердахт ^{Верхний} _{Нижний}	Формация Момбака
Маастрихт	B ₁	?	
Докембрий	A	Фундамент	Фундамент

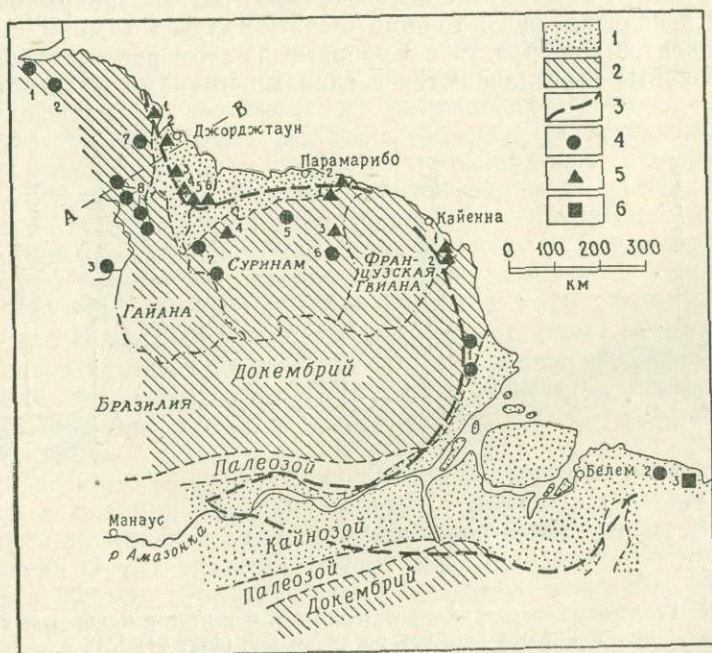
Фиг. 53. Распределение бокситовых залежей в третичных отложениях Суринама, Гайаны и Гвианы [165, 261].

В третичное время реки меандрировали, и уменьшалась скорость транспортировки материала с возвышенных участков в море.

Толщи обломочных осадков, залегающие на глубоко выветреном основании, представлены неправильными линзовидными прослоями галечников, песков, каолинистых глин и лигнитов. В этих дельтовых отношениях типа конусов выноса вблизи возвышенных участков накопились преимущественно крупнообломочные фации с галечниками, кварцевыми песками, а также желваками окислов железа, тогда как у побережья в болотах, озерах и лагунах осаждались тонкие каолинистые осадки. Внутри осадочной серии имеется несколько перерывов. Палинологические исследования, проведенные Ван-дер-Хамменом и Вимстра [261], позволили заключить, что в Гвиане имеется только один бокситовый горизонт, который, вероятно, располагается

между пыльцевыми зонами В и Е; это означает, что наиболее вероятный интервал времени образования бокситов заключен между ранним эоценом и ранним олигоценом (фиг. 53).

Каолинистые глины могли накапливаться в дельтах рек, которые окружались холмами, покрытыми латеритами, а со стороны моря — островами с обрывистыми берегами. В настоящее



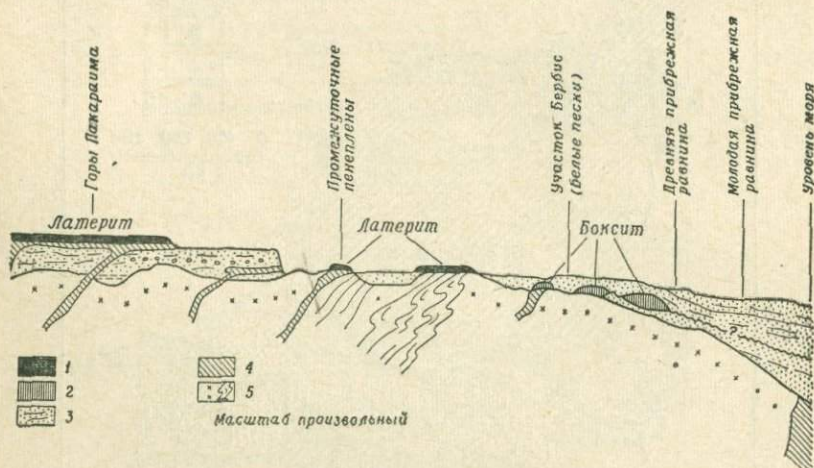
Фиг. 54. Распределение Al-латеритов на породах фундамента и связанных с ними бокситов в третичных отложениях прибрежных равнин [34, 183].

- Венесуэла:* 1 — район Упата; 2 — район Нуриа; 3 — район Гран-Сабана.
Гайана: 1 — район Померун; 2 — район Эссе-Квибо; 3 — район Маккензи; 4 — район Итунни, 5 — район Кваквани; 6 — район Канье; 7 — Блу-Маунтинс; 8 — Пакараима-Маунтинс.
Суринам: 1 — район Суринам-Ривер, месторождения Паранам, Онвердакт, Рорак, Пара-Ривер; 2 — месторождения Мознго и Рикану; 3 — район гор Нассау; 4 — район гор Бакхунс; 5 — Браун-Маунтинс; 6 — Лели-Маунтинс; 7 — Вана-Вьеро-Хилс.
Гвиана (франц.): 1 — месторождения Роура, 2 — месторождения Коу-Маунтинс.
Бразилия: 1 — район Амана; 2 — район Пирна-Ривер; 3 — Илха-да-Грауира.
 1 — кайнозой; 2 — докембрий; 3 — граница глиноземистых латеритов; 4 — глиноземистый латерит; 5 — боксит; 6 — фосфатный латерит.

время промышленные бокситы залегают частично на породах фундамента и частично на палеоценовых осадках, причем мощность бокситов уменьшается по направлению к побережью. Плато-бокситы и бокситы, залегающие на осадочных породах, вероятно, имеют один и тот же возраст (фиг. 54, 55).

Процессы образования автохтонной бокситовой формации на осадочных породах и накопления обломочного материала плато действовали одновременно в районе Кваквани, Гайана [166].

Следовательно, стадия бокситизации завершалась только на тех участках, которые длительное время находились на поверхности. Каолинитовые глины остались захороненными в качестве бокситовых эквивалентов на участках с высокой скоростью осадконакопления. Харден и Бейтсон [106], а также Дюв и Грюнвальд-Мейер [69] исследовали зависимость качества бокситов от условий дренажа, связанных с особенностями рельефа покрывающих пород и подстилающей толщи. Алева [4] изучал химизм и генезис бокситов Онвердахта в Суринаме. В этом районе гиббситовые бокситы переслаиваются с глинами, песками и лигнитами,



Фиг. 55. Геологическое положение латеритов и бокситов в прибрежных равнинах Гайаны профиль по линии АБ (фиг. 54) [34].

1 — латерит; 2 — боксит; 3 — третичные отложения (пески и глины); 4 — габбро; 5 — породы фундамента.

причем в северном направлении мощность толщи увеличивается, а в южном направлении она выклинивается.

Бокситовые тела имеют неправильную форму, и их мощность изменяется от 0 до 7 м, составляя в среднем 6 м. В бокситах часто видна слоистость и местами можно обнаружить участки, обогащенные тяжелыми минералами. Это указывает на обломочную природу первичной породы, которая, возможно, представляла собой аркозовый осадок.

Аутигенные текстуры. Бокситы представляют собой как твердые породы (90% бокситов добывается с помощью взрывных работ), так и пластичные глиноподобные. По текстурным признакам, приобретенным бокситами в результате различных минеральных преобразований, выделяются конкреционные, массивные, ячеистые, полосчатые (с реликтовой слоистостью, обусловленной первичным ритмическим чередованием аркозовых и глинистых прослоев и косослоистым распределением тяжелых

минералов; фото II, 22), брекчиевидные бокситы и глобулярные конкреции боксита диаметром 3—30 см.

Различные бокситы приурочены к определенным горизонтам залежи. Конкреционные бокситы развиты в верхней и средней частях, а ячеистые и полосчатые — в основании залежи. Брекчиевидные бокситы появляются только в кровле пластов, тогда как высокожелезистые разновидности образуют карманы или включения в слоях низкожелезистого боксита.

Бокситы с массивной текстурой образуют невыдержанные пласты и неправильные тела диаметром до 1 м среди других типов бокситов или нижележащих каолиновых глин.

Границы бокситовых залежей. Поверхность бокситовых залежей расположена в основном горизонтально. Поверхность исключительно маломощных бокситов занимает самые низкие отметки. Между положением подошвы и положением кровли бокситовых залежей никакой связи не имеется. Подошва бокситов часто неровно спускается широкими языками в подстилающие каолиновые глины, образующие в свою очередь резкие выступы. Поверхность бокситовой толщи отражает рельеф древней поверхности суши. Глубокие овраги и реки пересекают бокситовые залежи, и образуются пластообразные поверхности. Дренажные системы развивались в период бокситообразования и после него.

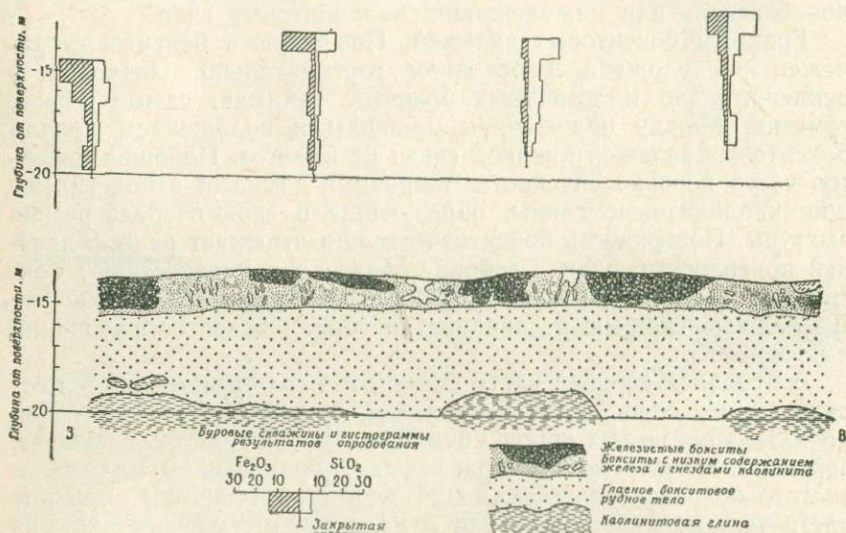
В пределах верхней части бокситовой толщи встречаются отдельные «шляпы», богатые железом. Они представляют собой реликты железистых корок мощностью 1—3 м, которые позднее, вероятно, селективно выветривались с образованием маложелезистого боксита с брекчиевидной текстурой (фиг. 56). Верхние части толщи как высоко-, так и маложелезистые пересекаются системами жил, выполненных высококремнеземистым каолиновым бокситом или метагаллуазитом. Эти жилы представляют собой ресифицированные и обедненные железом эквиваленты первичной железистой шляпы, образовавшейся на поверхности в результате воздействия воды и растительности или позднее — под покровом более молодых осадков. Эти более поздние стадии могут привести к полному удалению железа и ресификации боксита.

В большинстве случаев бокситовая толща по резкой, но очень неровной границе перекрывает нижележащие каолиновые глины. В пределах 2,5 м без каких либо явных изменений в положении поверхности бокситового пласта мощность его может изменяться от 6—8 до 15—17 м. Были обнаружены бокситовые дайки (ячеистые бокситы) и трубки (массивного боксита) с вертикальными или крутопадающими стенками, которые распространяются на неопределенное расстояние в подстилающие каолиновые глины.

В нижней части бокситовых залежей, особенно вблизи контакта с подстилающими каолиновыми глинами, обычно

развиты полосчатые бокситы. Они могут быть послойно обогащены тяжелыми минералами (рутилом, анатазом, турмалином, ставролитом, сфеном). Здесь встречаются также линзы каолинистых глин и прожилки глин, пересекающие подошву бокситов. Эти соотношения можно объяснить селективной бокситизацией первичных осадков.

Химический состав. Химический состав изображен в виде гистограмм Б—Г на фиг. 57. На гистограмме А показано распределение мощности бокситов по данным буровых скважин.



Фиг. 56. Данные опробования и разрезы по буровым скважинам части бокситовой залежи с резко выделяющимся железистым покровом.

Залежь частично разрушена более поздними процессами выщелачивания и ресилицификации [4].

На гистограмме Б видно, что высокие содержания Fe_2O_3 и SiO_2 приурочены к вершинным частям профилей. Предполагается, что в первоначальном осадке было около 6% железа; вторичные процессы привели к уменьшению его содержания. Высокие содержания кремнезема — результат ресилицификации. Первоначально среднее содержание SiO_2 в боксите составляло 2,5%. Вероятно, эта цифра соответствует $1/20$ содержания кремнезема в осадке до того, как он подвергся бокситизации. На диаграмме В видно, что между содержанием SiO_2 и высотой самой верхней части бокситовой залежи нет никакой связи. Однако существует прямая зависимость между содержанием Fe_2O_3 и мощностью бокситовой залежи. Это наводит на мысль о том, что миграция железа осуществлялась от всех участков бокситовой толщи к ее

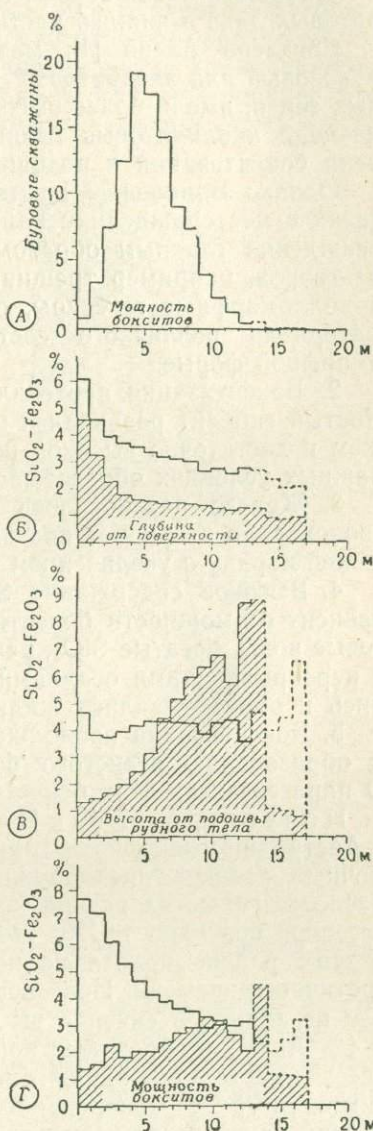
наиболее высоко расположенным участкам. Кроме того, эти богатые железом верхние части залежей всегда расположены несколько выше, чем участки с низким содержанием железа. Существует два равноценных объяснения этому явлению: бокситы, залегающие ниже уровня речных долин, возможно, содержали меньше железа либо мягкие участки боксита на поверхности легко эродировались, тогда как твердые корки окислов и гидроксидов железа образовывали остаточные накопления.

Содержание SiO_2 зависит от мощности бокситов иначе, чем содержание железа, что можно видеть на диаграмме Г. Однако высокое содержание SiO_2 в мало мощной толще бокситов обусловлено вторичной инфильтрацией SiO_2 из перекрывающих осадков в верхние части толщи. Мощность подстилающих бокситов не влияет на высокое содержание SiO_2 в верхних частях толщи. Содержание железа в верхней железистой корке увеличивается с увеличением мощности бокситов потому, что больше железистых участков попадает в сферу миграции железа. Первоначальная корреляция между мощностью бокситов и накоплением железа в верхней корке позднее была нарушена вследствие мобилизации железа из поверхностной части бокситовой толщи.

Предлагается следующая гипотеза генезиса этих бокситов:

1. Первоначальные различия между материалом, послужившим источником бокситов, и подстилающими глинами можно объяснить:

а) наличием резкой границы между бокситом и подстилающей каолинитовой глиной;



Фиг. 57. Гистограммы, представляющие результаты статистической обработки химических анализов бокситов.

SiO_2 — сплошные линии; Fe_2O_3 — заштрихованные участки [4].

в) различными размерами минералов тяжелой фракции в бокситах и каолинах;

с) частым нахождением слоев полосчатых бокситов и каолиновых линз в нижней части бокситовой толщи.

Согласно Алева [4], материнские осадки бокситов имели аркозовый или алевритовый характер и состояли из более крупных зерен, имели более высокую пористость (30%), чем подстилающие каолиновые глины. Не отмечается уменьшения степени бокситизации к подошве бокситовых залежей.

Однако Бликлей [34] установил, что в современных рудных телах в месторождениях Гайаны повсюду имеются признаки их осаждения главным образом в виде гелей из коллоидальных растворов, например трещины усадки, текстуры брекчирования и колломорфные текстуры, структуры ритмического осаждения материала различного состава в криптокристаллической и аморфной форме.

2. Бокситизация протекала в течение длительного периода. Чистый гиббсит развивался на всех участках с хорошим дренажем и достаточно высокой пористостью. При оптимальных дренажных условиях образовывался бёмит в количестве до 15%.

3. Железо переносилось в вертикальных направлениях, и происходило вторичное обогащение железом верхних частей залежей наряду с увеличением мощности бокситов.

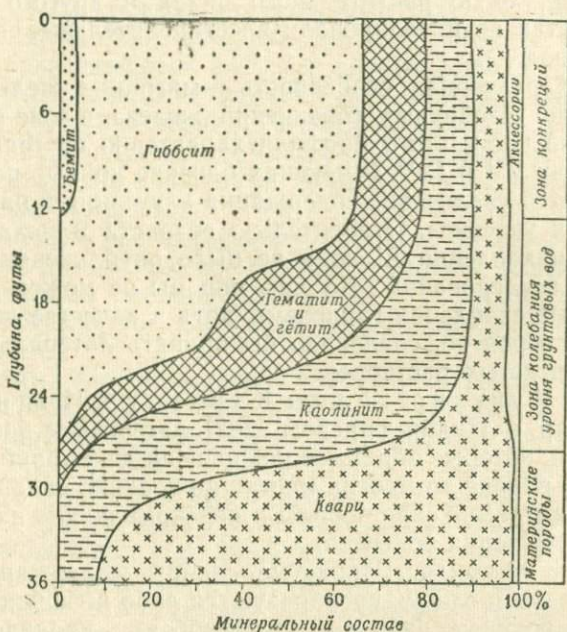
4. Высокое содержание SiO_2 в верхних частях залежей не зависит от мощности бокситовой толщи. Циркулирующие грунтовые воды, богатые SiO_2 , реагировали с бокситами на контакте с перекрывающими осадками. Железистые шляпы выщелачивались и образовывались жилки каолиновых минералов.

5. Бокситизация продолжалась после погружения и привела к образованию ячеистого боксита в результате растворения. О парагенезисах этих бокситов почти ничего не известно.

Полуостров Кейп-Йорк. Австралия. Вблизи Уэйпа в Австралии имеются огромные залежи бокситов на толще обломочных осадков предположительно раннетретичного возраста, расположенные на ровной, низколежащей и довольно густо залесенной поверхности [79]. Лоугнен и Бейлисе [148] считают, что в этом районе аркозовые песчаники выветривались начиная с третичного времени. Исследования представляют большой интерес не только в связи с высоким содержанием SiO_2 (90% SiO_2 и 4% Al_2O_3) в первичных породах, но также в связи с тем, что здесь имеется обширная сфера для наблюдения зависимости химического и минерального состава бокситов от рельефа, уровня грунтовых вод и величины рН. Профиль выветривания охватывает три зоны (фиг. 58): конкреционная (бокситы с пизолитовыми текстурами), колебания уровня грунтовых вод, первичных осадков (материнских пород).

Первичные осадки — это каолинитосодержащие аркозовые песчаники. Зона колебания уровня грунтовых вод имеет мощ-

ность около 6 м и сложена темно-красными землистыми или массивными породами. Они состоят в основном из кварца и каолинита. Зерна кварца большей частью имеют угловатую форму, и лишь изредка отмечаются следы растворения зерен. Гематит и гётит образуют неправильные конкреции и накапливаются вместе с каолинитом приблизительно в 1 м выше нижней границы зоны. В более верхних горизонтах каолинит исчезает, за-



Фиг. 58. Распределение минералов в бокситовых профилях на каолинитовых песчаниках месторождения Уэйпа, Квинсленд, Австралия [148].

мещааясь гиббситом, а в самых верхних частях профиля — частично бёмитом.

Зона конкреций имеет мощность до 5 м; она по четкой границе отделяется от зоны колебания уровня грунтовых вод. В этой части профиля повсюду встречается немного кварца. Здесь преобладают пизолиты, часто сцементированные, содержащие гиббсит, гематит и (или) гётит. Диаметр пизолитов изменяется от 1 до 20 мм. Основная масса обычно сложена гидроокислами алюминия и каолинитом. В этой зоне наибольшее содержание бёмита, причем Лоугнен и Бейлисс [148] считают, что он образовался путем дегидратации гиббсита. Величина pH составляет около 5,5 и поднимается до 7 ниже уровня грунтовых вод. Бокситы перекрыты темной почвой мощностью около 1 м.

Генезис. Накопление гематита и гётита в зоне колебания уровня грунтовых вод могло быть обусловлено следующими причинами: годовой флуктуацией уровня грунтовых вод, сохранением растворенного железа в восстановительной среде ниже грунтовых вод, быстрым окислением двухвалентного железа с образованием нерастворимых соединений Fe^{3+} посредством периодических переходов в теплые и окислительные обстановки, высокими температурами на поверхности, которые благоприятствовали накоплению растительного опада и другого органического вещества, но нивелировали восстановительные способности грунтовых вод.

Самая характерная особенность — миграция железа кверху и осаждение устойчивых соединений железа в зоне окисления. Для верхней части этого профиля характерно постоянное отношение между V^{5+} и Fe^{3+} (имеющих близкие ионные радиусы).

Отмечается увеличение содержания алюминия в направлении пониженных участков. Относительно возраста и механизма образования накопления Al пока не было опубликовано никаких детальных исследований. До сих пор мы не можем объяснить эти огромные скопления глинозема, хотя в качестве возможного механизма, вероятно, следовало бы принять латеральный привнос глиноземистых растворов.

Район Мунгхир, холмы Карагпур, Индия. В районе Мунгхир в Индии описаны [282] латериты с бокситовыми горизонтами, которые образуют покровы на докембрийских сланцах. В этом районе во многих местах на верхних склонах холмов обнажаются материнские породы и перекрывающие их типичные продукты изменения бокситов.

Описание профиля. Глинистые сланцы, содержащие кварц, полевые шпаты и слюду, преобразуются либо в гиббсит—гётит—анатазовые бокситы, либо в гётит — гиббсит — каолиновые латериты, богатые железом. В некоторых бокситах встречается немного бёмита и диаспора.

Альвар [10] описал в районе Карагпурских холмов в Индии сходные покровы латеритных выветрелых пород, развитых на докембрийских сланцах и филлитах, которые латерально сменяются как массивными, так и пизолитовыми бокситами.

Исследования профилей бокситового выветривания кластических осадков разбирают в основном следующие вопросы: 1) фациальные картины (смены фаций); 2) латеральную миграцию растворов (которая, вероятно, играла наиболее важную роль); 3) диагенетическую и постдиагенетическую стадии минералообразования; 4) геохимию профилей.

Приведенные примеры показывают, что латосоли, богатые глиноземом, образуются из классических осадков, содержащих много полевых шпатов и слоистых силикатов. Реликтовые структуры первичных пород в этих зональных профилях затушевываются текстурами, возникающими в результате диагенетиче-

ского минералообразования. По минеральному и химическому составам зоны выветривания аналогичны зонам профилей на изверженных породах. Кроме того, фациальные переходы от латеритов к бокситам, вероятно, эквивалентны соответствующей фациальной картине на изверженных породах.

Бокситы на карбонатных породах. Карстовые бокситовые залежи, очень различные по размерам, формировались на протяжении всей истории Земли. Карстовые залежи встречаются повсюду. Главные эпохи образования этих бокситов показаны на фиг. 6.

Гаррасовиц [109] различал «калькбокситы» и «силикатбокситы» (образовавшиеся на изверженных породах). Вадас [252] доказал, что бокситы на меловых известняках в Венгрии содержат аллохтонный материал. Поэтому он заменил термин «калькбокситы» нейтральным термином «карстовые бокситы», чтобы подчеркнуть связь с породами ложа и в то же время не определять генезис материала.

В настоящее время термин «карстовые бокситы» используется широко, потому что все больше и больше данных указывает на аллохтонный источник материала и все чаще находят прослойки кластических осадков между подстилающими известняками и бокситами.

Три самых главных вопроса генезиса заключаются: 1) в условиях локализации залежей, источнике материала и механизме транспортировки, 2) диагенезе и 3) постдиагенетических процессах.

Район распространения залежей, источники материала, механизм транспортировки. Районы распространения карстовых бокситов охватывают участки устойчивых и неустойчивых шельфов. Бассейны осаждения имеют длину от нескольких сотен метров до нескольких сотен километров. Мощность бокситовых тел изменяется от 1 до 50—60 м, составляя в среднем 3—8 м.

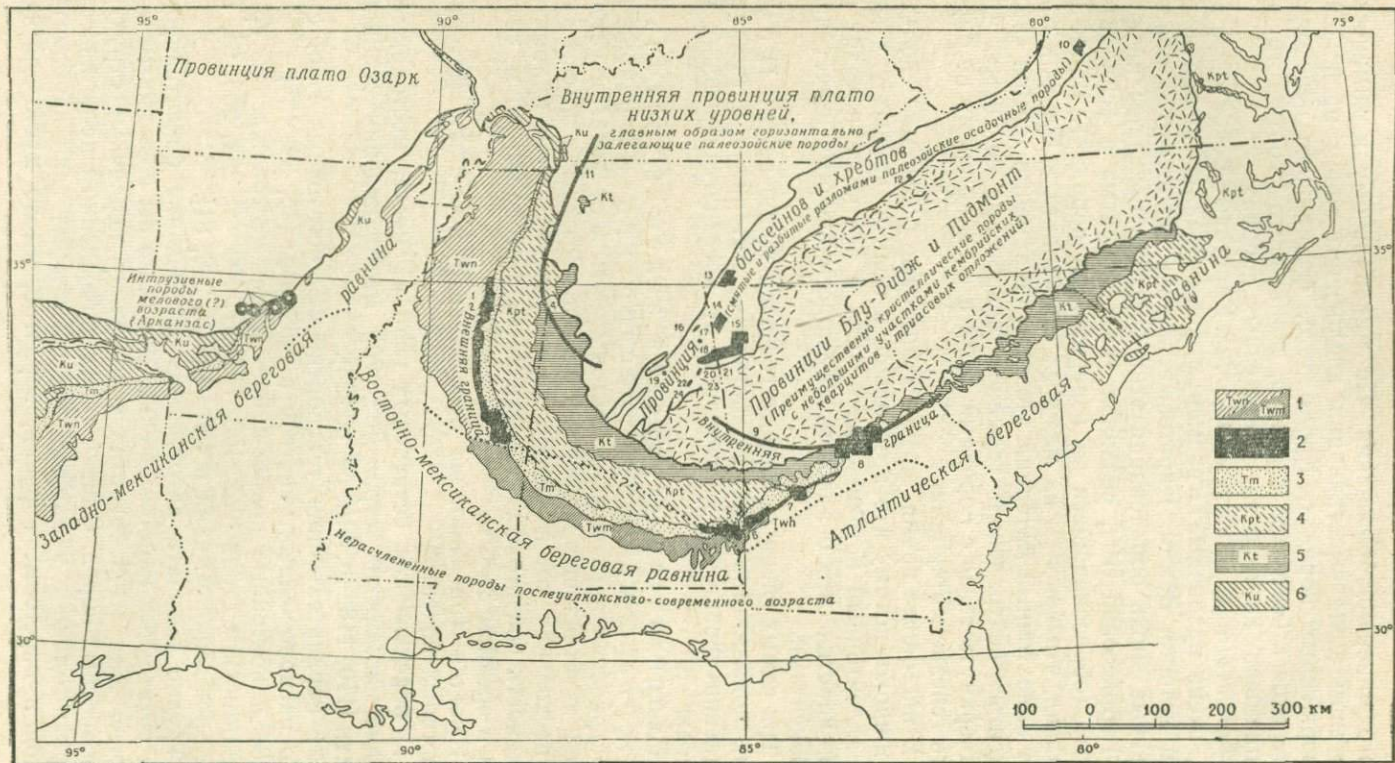
Имеется три гипотезы относительно источника материала карстовых бокситов:

1) бокситизация остаточных глин на месте: месторождения средиземноморских стран [62, 70], месторождения Ямайки и Гаити [110, 116, 46, 119, 54, 3, 228];

2) параавтохтонная транспортировка остаточных глин с высоко расположенных участков в бассейны [65, 39, 135];

3) аллохтонные покровы на карсте: месторождения средиземноморских стран [252, 105, 75, 197, 199, 17, 254, 255, 64, 174], месторождения Ямайки и Гаити [279, 280, 81].

Трудно доказать автохтонное образование бокситизированных остаточных карстовых глин. Это было бы возможным в том случае, если бы в бокситах сохранились первичные структуры карбонатных пород. Однако таких наблюдений еще не известно. Параавтохтонное переотложение остаточных глин карбонатных пород в карстовые воронки, вероятно, имело место для части



добокситовых осадков. Роль параавтохтонного материала обычно остается неопределенной из-за отсутствия прямых определений его содержания.

Аллохтонная природа покровов на карстовой поверхности вытекает во многих случаях из геологической ситуации или из минералогических обоснований. По существу имеются два источника материала для бокситов: 1) латеритизированный или свежий материал различного гранулярного состава, отложившийся в основном реками в континентальных бассейнах или морской среде у побережья; 2) эоловые накопления свежих вулканических туфов.

Ниже приведены примеры месторождений, иллюстрирующие различия в условиях локализации бокситов, источнике материалов и механизмах транспортировки.

Береговая равнина Мексиканского залива, США. В южной части равнины некоторые бокситовые залежи покоятся на кластических осадках либо на карбонатных породах. По характеру они промежуточные между бокситами в обломочных толщах и бокситами на карбонатных фациях. Важнейшие условия, контролировавшие образование бокситовых залежей, следующие [179]: 1) наличие добокситовых латеритизированных комплексов изверженных пород; 2) наличие ископаемых поверхностей суши; 3) предохранение бокситов и каолиновых глин от эрозии.

Внутренний и внешний бокситовые пояса, образовавшиеся вокруг комплекса изверженных пород провинции Блу-Ридж и Пидмонт на поздне меловой — раннетретичной поверхности, слабо наклонены в направлении раннетретичных поверхностей окраины Мексиканского залива и устья Миссисипи (фиг. 59). Залежи на северо-западном крыле внутреннего пояса покоятся на закарстованной поверхности палеозойской карбонатной

▲ Фиг. 59. Месторождения и проявления бокситов юго-востока США и их связь с некоторыми формациями и географическими районами.

Ki — поздне меловые нерасчлененные отложения; *Kt* — нерасчлененные отложения группы или формации Тускалуза; *Kpt* — послетускалузские меловые толщи; *Tm* — нерасчлененные отложения группы Мидуэй; *Tw* — нерасчлененные отложения группы Уилкокс; *Twp* — неморские отложения; *Twt* — морские отложения.

Точками показано примерное положение береговой линии раннеуилкокского времени; сплошными линиями — внутренние и внешние границы отложений в провинции Береговой равнины; черные участки — бокситы.

Месторождения и проявления: 1 — Типпа-Бентон, Миссисипи; 2 — район Понтоток, Миссисипи; 3 — район Уинстон-Ноксуби-Кемпер, Миссисипи; 4 — район Марджерум, Алабама; 5 — район Эуфала, Алабама; 6 — район Спрингвэлл, Джорджия; 7 — район Андерсонвилл, Джорджия; область между районами Андерсонвилл и Спрингвэлл и прилегающие к ним; 8 — район Ирвинтон, Джорджия; 9 — район Уорм-Спрингс, Джорджия; 10 — район Спотсвуд, Виргиния; 11 — район Индиан-Маунд, Теннесси; 12 — район Элизабетон, Теннесси; 13 — район Чаттануга, Теннесси; 14 — район Саммервилл, Джорджия; 15 — районы Хермитейдж, Кейв-Спрингс и Бобо, Джорджия; 16 — область Форт-Пайн, Алабама; 17 — район Конго, Алабама; 18 — области Рок-Ран и Гошен-Вэлли, Алабама; 19 — район Эшвилл, Алабама; 20 — область Джексонвилл, Алабама; 21 — район Нансес-Крик, Алабама; 22 — область Эннистон, Алабама; 23 — район Де Арманвилл, Алабама; 24 — область Талладега, Алабама [179].

1, 2 — эоцен; 3 — палеоцен; 4, 5, 6 — верхний мел.

толщи Провинции бассейнов и хребтов, пенеплена Вэлли-Флор или Харрисберг [40]. Эта поверхность, вероятно, представляла собой не плоскую равнину, а была покрыта холмами и грядами. Если это так, то на ней протекали процессы эрозии и осадко-накопления.

Однако бокситовые залежи на юго-восточном крыле расположены на позднемеловых песках и глинах. В районе Ирвингтон бокситы перекрываются средне- и позднэоценовыми и олигоценовыми формациями.

Бокситы внешнего пояса [40] приурочены к восточной части Береговой равнины, где они переслаиваются с обломочными отложениями, заключенными в интервале между группами Мидуэй и Уилкоккс (палеоцен — эоцен; фиг. 60).

В Миссисипи (фиг. 60) бокситы и ассоциирующие с ними каолиновые глины залегают на глинах Поттерс-Крик, которые постепенно через белые слюдистые глины сменяются книзу темносерыми слюдистыми глинами, слагающими большую часть формации. Вероятно, эти глины, первоначально слагавшие верхнюю часть формации в бокситовых районах, отличались от большей части формации и представляли прибрежную фацию глин Поттерс-Крик. Эти морские глины богаты монтмориллонитом. На юго-восточном крыле в Алабаме [5] и в Джорджии [6, 7] бокситы и каолиновые глины приурочены к формации Нанафалиа раннеэоценового возраста (фиг. 61) и подстилаются закарстованными морскими палеоценовыми отложениями формации Клейтон. Между районами Эуфалия [5] и Уинстон-Нокуби-Кемпер [3] встречаются морские мелководные отложения палеоценового и раннеэоценового возраста. Никаких данных о расположении береговой линии нет, но если бы даже бокситы и присутствовали когда-либо вдоль побережья залива, то они были бы размывы. Сохранение бокситовых залежей от размыва имеет большое значение для современной картины их распространения.

Возраст бокситов определялся по ископаемым растениям, обнаруженным в связанных с бокситами каолиновых глинах. Период бокситообразования в этих двух районах был коротким; он начался не раньше позднего олигоцена и окончился в раннем эоцене.

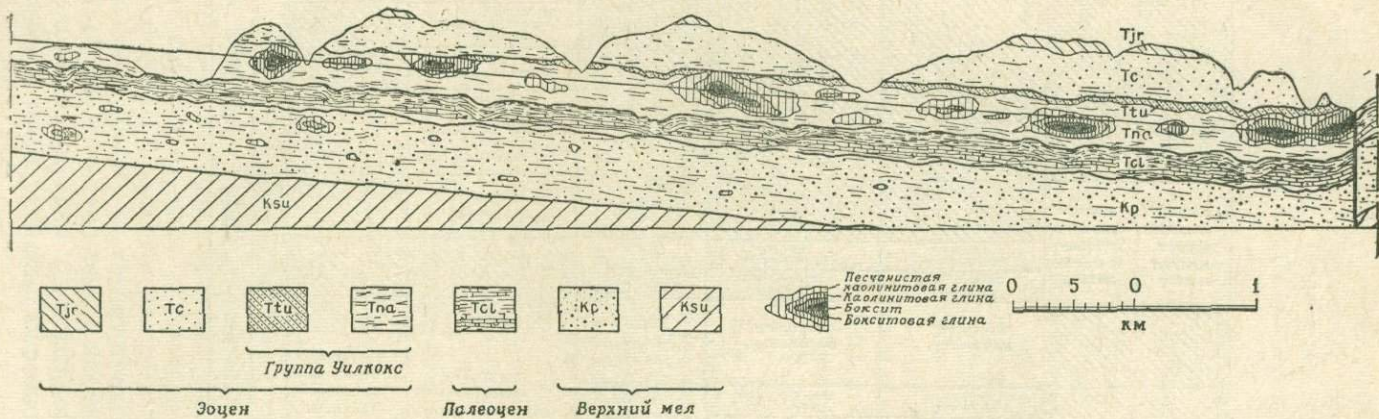
В Провинции бассейнов и хребтов форма бокситовых тел зависит от особенностей карстового рельефа, которые связаны с характером трещин кливажа и отдельности. Рудные линзы могут достигать в длину от одной до нескольких сотен метров, причем большинство из них чем шире, тем мощнее.

Карстовые воронки на заявках Уилкоккс и Смита и в районе Индиан-Маунтинс [73] покрыты с поверхности остаточными глинами с обильными кремнями из подстилающих пород. Залежи бокситов перекрываются толщей, сложенной линзами песка, лигнита и каолиновых глин и отнесенной к группе Уилкоккс. Имеются признаки постбокситовых оползней, а именно неболь-

Возраст	Группа	Западный Теннесси, район Индиан-Маунтинс	Северо-западная Алабама, район Марджерум	Миссисипи, все районы	Восточная Алабама, районы Зуфула	Западная Джорджия, районы Спрингвэй и Андерсонвилл	Центральная Джорджия	
							Район Ирвинтон	Район Уорт-Спрингс
Эоцен	Джексон				Группа Джексон	Группа Джексон	Группа Джексон	
	Клейборн				Группа Клейборн	Группа Клейборн	Группа Клейборн	
	Уилкоккс	Глины палеоценового и эоценового возраста	Глины палеоценового и эоценового возраста	Формация Уилкоккс Песчаники Фирн-Спрингс	Баши-Марл формации Хатчи-Тиаби Пески Тускахома Формация Нанафалиа	Баши-Марл формации Хатчи-Тиаби Формация Тускахома Формация Нанафалиа		
Палеоэоцен	Мидуэй			Глины Поттерс-Крик Формация Клейтон	Формация Клейтон	Формация Клейтон		
	Селма			Меловые формации Плейбри-Байер и оу-Крик Формация Рипли	Пески Провиденс Формация Рипли	Пески Провиденс Формация Рипли	Верхне-меловые породы, нерасчлененные	Верхне-меловые породы, нерасчлененные
Поздний мел	Тусла-Ложа	Пески и галечники, эквивалентные формации Гордон	Формация Гордон					
			Песчаники Сайпресс Формация Гаспер Песчаники Вестел Эквивалент известняков Сент-Дженевьев					
Миссисипий			Известняки Уорсо	Известняки Уорсо				

----- Бокситы

Фиг. 60. Сопоставление формаций, обнажающихся в бокситоносных районах, и останцов пород Береговой равнины [179].



Фиг. 61. Распределение бокситовых руд в разрезе Андерсонвиллского бокситового района, Джорджия, США. Бокситы слагают линзы с наибольшим содержанием Al на центральных участках. Tjr—глинистая толща группы Джексон, содержащая остаточный материал известняков олигоценового возраста; Tc—пески группы Клейборн; Ttu—формация Тускахома; Tna—формация Нанафалиа; Tcl—группа Мидуэй, формация Клейтон, известняки с карстовым рельефом; Kp—пески Провиденс; Ksu—осадочные породы, нерасчлененные [281].

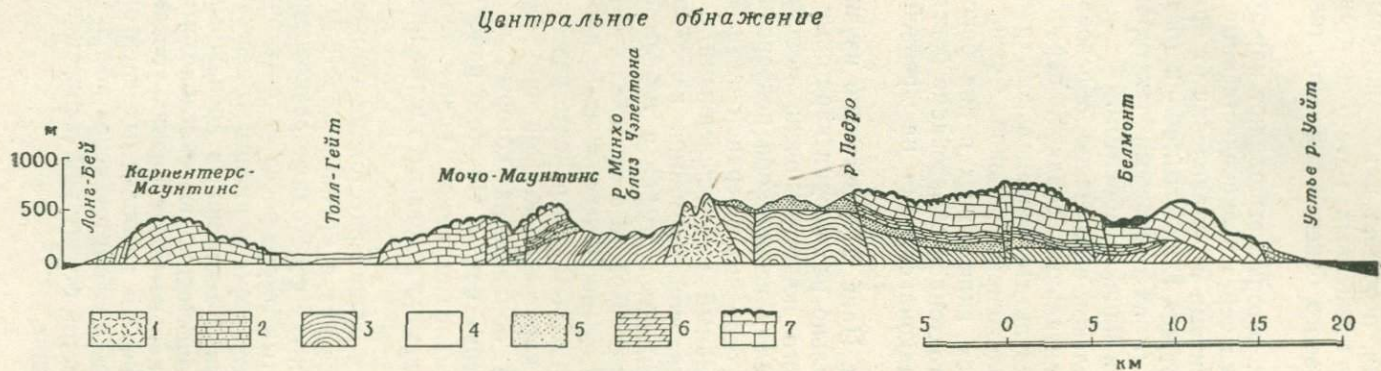
шие зеркала скольжения, особенно в каолиновых глинах, и совместное нахождение смещенных масс бокситов различных типов и блоков пизолитового боксита в каолиновой основной массе.

Каолиновые глины, которые выполняют карстовые депрессии и воронки, сменяются через низкокачественные бокситы высококачественными бокситами в направлении от края депрессий к центру. Бокситы имеют как глинистый облик (без пизолитов), так и камнеподобный (с пизолитовыми текстурами), причем пизолиты сложены почти нацело гиббситом.

Такие бокситовые залежи, несомненно, образовались из песчано-глинистых континентальных осадков, переотложенных в карстовые области в результате флювиальной транспортировки из более высоко расположенных районов. Связь между мощностью глин и качеством включенных в них бокситовых линз прямо указывает на автохтонное образование бокситов, которое происходило после осадконакопления на древней земной поверхности.

Ямайка и Гаити. Цанс [279] детально изучил месторождения Ямайки и специально исследовал карстовые образования [278]. После миоценового поднятия очень мощная третичная формация желтых и белых известняков подверглась интенсивному закарстовыванию, особенно в верхней части. Уровень грунтовых вод, поддерживаемый многочисленными потоками карстовых вод из известняковой формации, контролировался непроницаемой толщей андезитов, туфов и туффитовых глин мелового и раннетретичного возраста в основании. В районе Центрального хребта более древние изверженные породы выходят на более высоких уровнях, чем поверхность известняков. Истоки поверхностных и карстовых потоков приурочены к вулканическим породам, на обнажениях которых в Центральном хребте развиты латеритные почвы. Из этого района в закарстованные области поступало огромное количество выветрелых андезитов и туфов вследствие их размыва в течение влажных сезонов (фиг. 62).

После переноса на большие расстояния тонкие фракции отложились в сезонных озерах в крупных карстовых котловинах. На Ямайке встречаются все переходные разновидности пород — от высококремнеземистых терра-росса и остаточных глин на известняках до бокситов с очень низким содержанием кремнезема. На высоких уровнях с хорошими дренажными условиями формировались преимущественно высокоглиноземистые гиббситовые бокситы, тогда как на более низких уровнях, в понижениях рельефа, периодически затопляемых грунтовыми водами, образовывались богатые каолинитом терра-росса. Ямайские бокситы — породы с землистой структурой (конкреции очень редки), лишь иногда окаменевшие.



Фиг. 62. Разрез через центральную часть Ямайки, иллюстрирующий структурные соотношения бокситоносной формации белых известняков и более древних пород.

Вертикальный масштаб увеличен в 7 раз [279].
 1—андезит-порфиры; 2—прибрежные формации (послераннемиоценовые), 3—сланцы, конгломераты и рудистовые известняки (верхний мел),
 4—аллювиальные отложения; 7—туфы, туффиты и конгломераты (ранний эоцен?); 6—желтые известняки (средний эоцен); 7—белые известняки
 с бокситами (средний эоцен—ранний миоцен).

Латеритные почвы Гаити сходны по составу с почвами в известняковых долинах Сьерра-де-Бахоруко в Доминиканской Республике и на известняковых возвышенностях Ямайки. Все эти образования залегают на третичных известняках и, вероятно, весьма близки в генетическом отношении [95].

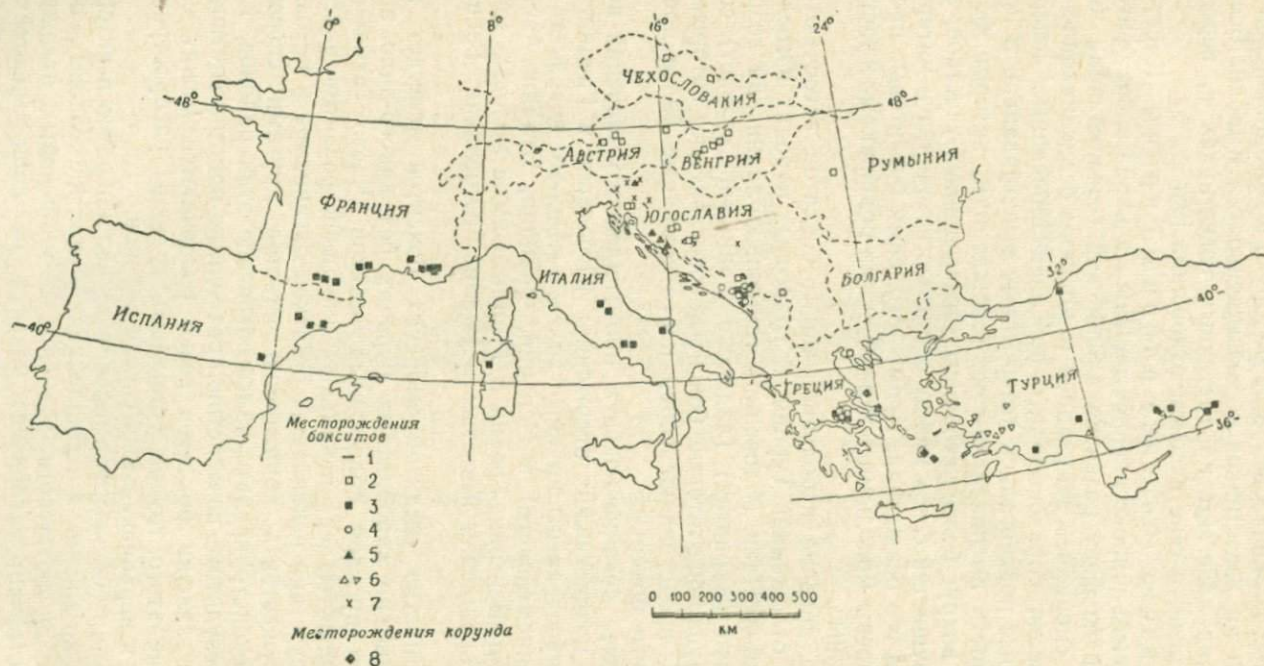
Средиземноморские районы Европы. Карстовые бокситы очень широко распространены в южной Европе (фиг. 63). В последнюю фазу развития альпийской геосинклинали циклы поднятий сменились денудацией и морским осадконакоплением. Периодически образовывались пенепленизированные поверхности, которые подвергались латеритному выветриванию. В противоположность американским месторождениям, которые формировались вокруг более устойчивых возвышенных участков, здесь часто нарушается связь между областью источника и материала и местами его осаждения. Кроме того, сами бокситовые провинции нарушены молодыми тектоническими подвижками и частично эродированы.

Самые древние небольшие линзы бокситов встречаются в пермских отложениях Турции. В триасовых породах Югославии в Смартно-об-Паки (Словения) (анизийско-ладинский возраст) и в Грацац (Хорватия) (ладинско-карнийский возраст) содержатся крупнопизолитовые бокситы, косослоистые, которые, несомненно, представляют собой переотложенные более древние пизолитовые бокситы.

Наиболее древние бокситы промышленного значения встречаются в позднерурских отложениях Югославии и Греции. Широко распространены крупные залежи мелового возраста (особенно раннемелового) в Испании, Франции, Италии, Австрии, Югославии, Венгрии, Греции и Турции. Самые молодые эоценовые месторождения известны в Италии, Югославии, Греции и Турции.

Большинство средиземноморских бокситов залегают непосредственно на карбонатных породах без какого-либо промежуточного прослоя обломочных осадков. Часто сохраняются только реликты первоначальных площадей развития бокситов. Из-за отсутствия ископаемых остатков организмов и невозможности осуществить корреляцию пластов другими способами трудно реконструировать палеогеографию этих районов. Кроме того, в результате воздействия различных постдиагенетических процессов залежи бокситов резко различаются между собой. Вследствие этого трудно установить границы распространения бокситов и первоначальный состав осадков.

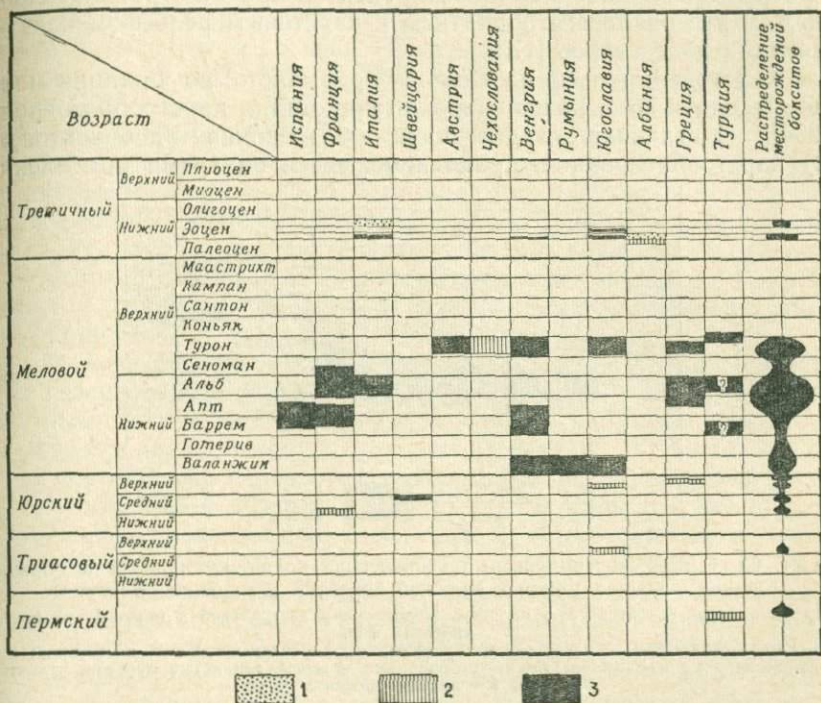
В Турции бокситы формировались неоднократно в интервале от перми до эоцена, а в Динарских Альпах Югославии — от ладинского до лютетского времени. В миоценовых отложениях также встречается горизонт боксита, но лишь эпизодически. На фиг. 64 схематически показано распределение разновозрастных бокситов.



Фиг. 63. Распределение бокситовых месторождений в южной Европе.

1—раннетретичные; 2—позднемеловые; 3—раннемеловые; 4—позднеюрские; 5—триасовые; 6—пермские, (△ наждаки); 7—неуставленного возраста; 8—в метаморфических породах.

Базальный контакт. Во Франции пояс раннемеловых месторождений бокситов простирается от От-Вар на востоке до Арьежа на западе в предгорной равнине Пиренеев. Бокситы слагают горизонтальные линзы длиной 10—30 км, шириной несколько сотен метров и мощностью в среднем 3—8 м или выполняют карстовые воронки в юрских или раннемеловых породах. Комбс и Рей [56] закартировали тела бокситов в ургонских



Фиг. 64. Стратиграфическое распределение бокситов южной Европы [19].
1 — переотложенные бокситы; 2 — глинистые бокситы, бокситистые глин; 3 — бокситы.

известняковых рифах в Арьеже. Бокситы формировались непрерывно в этом районе Центрального пояса, но рудные линзы встречаются лишь в нескольких стратиграфических горизонтах верхней части раннемеловой толщи, на участках клинообразного переслаивания с морскими осадками. Несогласие между бокситами и карбонатными толщами различного возраста обуславливает резкий контакт между ними. Рельеф в районах распространения карбонатных фаций зависит от петрологии, трещиноватости пород и положения уровня грунтовых вод.

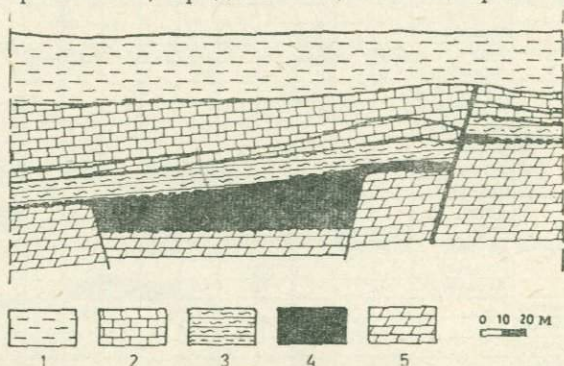
Карстообразование в среднеюрских доломитах совершается быстрее, чем в позднеюрских известняках, и усиливается при

более густой сетке трещин. Подобным образом развивается карстовый рельеф в Югославии, Венгрии и Греции [150].

В региональном плане карстовые районы можно разделить на районы с воронками на ундулирующей закарстованной поверхности (фото VI, 23) и замкнутые бассейны, которые содержат более крупные залежи бокситов на довольно ровной закарстованной поверхности.

Особенности позднемеловых бокситов Греции отражают связь между региональным поднятием и карстовым рельефом подстилающих известняков [173].

Карстовый рельеф развивался прерывисто: во Франции можно выделить по меньшей мере четыре стадии карстообразования [254]: 1) главная стадия карстообразования — добокситовая; 2) карстообразование, продолжающееся во время накопления



Фиг. 65. Синседиментационные тектонические подвижки привели к образованию особенно мощных залежей бокситов в грабенах, Венгрия.

Профиль через бокситоносную площадь Нагитаркану австрийской и пиренейской орогенических фаз.

1 — сарматские глины с известняковым детритом; 2 — среднеэоценовые известняки; 3 — нижнеэоценовые известняки; 4 — нижнеэоценовые мергели, глинистые мергели, углистые глины; 5 — меловые бокситы [238].

исходного материала бокситов; 3) локальное закарстовывание, последовавшее немедленно за диагенезом, и 4) новейшие карстовые процессы, контролируемые современным рельефом.

Две первые стадии карстообразования отмечались во многих районах. Переотложенный обломочный материал накапливался в карстовых депрессиях. Характер подошвы бокситовых тел отражает добокситовый и сингенетичный карстовый рельефы. В Венгрии встречаются особенно мощные толщи латеритных осадков, которые позднее подверглись бокситизации в результате развития сингенетических грабенообразных структур (фиг. 65, [238, 237]).

Стадию постдиагенетического локального карстообразования можно наблюдать близ Мазогю в южной Франции, где известняки несогласно перекрывают литифицированные, но осевшие и раздробленные бокситы.

Постбокситовое карстообразование на дислоцированных известняках, контролируемое современным рельефом, — весьма распространенное явление в южной Европе. На этой стадии карстообразования возникают воронки, перпендикулярные не прежней, а современной поверхности [252, 55, 182].

Между породами ложа и бокситами залегают прослои различных обломочных осадков. Во Франции во многих карстовых воронках под бокситами могут встречаться стратифицированные известняковые брекчии. Иногда в основной массе встречаются озерные водоросли (*Characea*) или ургонские морские окаменелости [197, 198, 39, 175]. В Мазогю на юге Франции Николя [174] описал в бокситах прослои глин с лигнитовым материалом. В Румынии между бокситами и нижележащими очень чистыми известняками встречаются брекчии, конгломераты и песчанистые осадки [149]. Эти кластические породы представляют собой переотложенный обломочный материал, привнесённый из района распространения изверженных пород в горах Апусени. В этих бокситах содержатся также прослои песчанистых и глинистых осадков с ископаемыми остатками плохой сохранности.

В очень редких случаях описаны постепенные переходы между известняками и вышележащими бокситизированными обломочными осадками. Папастиаматиу [182] наблюдал на месторождении поздне меловых бокситов Кафенедес (Геликон) в Греции постепенный переход от известняков к вулканическим туфам с амфиболами и полевыми шпатами. Эти туфы в свою очередь сменяются пизолитовыми бокситами с известковистой основной массой.

Верхняя граница. Первоначальная поверхность бокситовых тел, которая во время осадконакопления была горизонтальной, в настоящее время стала слабоизвилистой вследствие дифференцированного уплотнения осадков. Иногда в самой верхней части бокситовых тел можно видеть тонкую четкую слоистость.

Временами можно заметить явный постепенный переход бокситов в континентальные лигнитовые глинистые осадки кровли. Это может означать смену фаций, несогласие или непрерывное осадконакопление. Обычно бокситы подвергались незначительному переотложению в результате морской трансгрессии, которая следовала почти сразу же за бокситизацией. Однако в медленно погружающихся районах, долгое время бывших сушей (развитие почвенных покровов, накопление лигнитов или пресноводных осадков), местами происходило значительное переотложение бокситов с образованием тонкослоистых бокситов или бокситовых брекчий над основными залежами.

Морфология бокситовых тел. Границы бокситовых тел определяются в основном контурами перекрывающих и подстилающих отложений. В настоящее время бокситовые тела представляют собой либо выполнения карстовых воронок, либо линзы

протяженностью 10—15 км и шириной несколько сотен метров. В Варе (юго-восточная Франция) бокситовый пласт первоначально (фиг. 66) представлял собой широкий конус выноса, располагавшийся вокруг массива Мор-Эстерель [255]. Мощность бокситов составляет 2—8 м. Несколько узких лентовидных замкнутых бассейнов, простирающихся радиально от массива, образовались в результате более молодых тектонических подвижек и денудации. Бокситы повсюду в средиземноморских странах образуют подобные алювиальные конусы выноса.

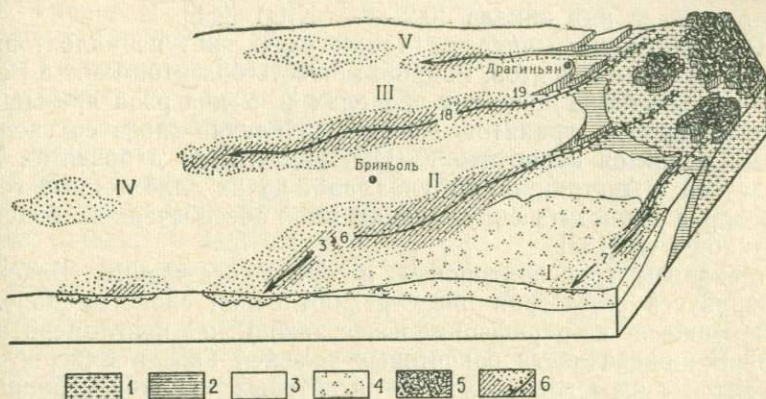
В Греции особенно четко видна связь между областью сноса и районом бокситовых залежей. Латеритный покров на офиолитах в субпелагической зоне размывался, и в закарстованных районах близ зоны Парнассус — Киона отлагались коллонды, богатые железом, кремнеземом и глиноземом (фиг. 67).

Характер *исходного материала* для образования бокситов зависит от состава обломочных продуктов, поставляемых из более высоко расположенных областей сноса, причем эти продукты могут быть различными в разных районах.

В большинстве бокситовых залежей трудно определить гранулярный и минеральный составы переотложенных материалов, по которым можно было бы судить о механизме транспортировки, так как реликтовые структуры обычно очень плохо сохраняются. В Греции в субпелагической зоне никеленосные бокситы на закарстованных юрских известняках явно имеют аллохтонное происхождение, так как поблизости находятся латеритизированные офиолиты. Для бокситов зоны Парнассус — Киона также характерно повышенное содержание никеля и хрома.

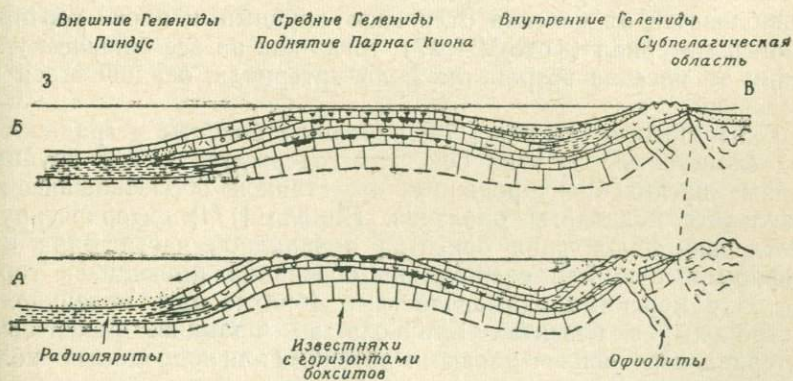
Было установлено [270], что источником материала для пермских диаспоровых бокситов и меловых бокситов Турции служили более высоко лежащие районы распространения латеритизированных базальтов или кератофигов. Латеритизированный материал в виде песка и туфы, отлагавшиеся на закарстованных раннепермских известняках, преобразовались в бокситы на месте. Около Болкардага отмечаются фациальные переходы от диаспоритов к кварцевым конгломератам с гематит-диаспоровой основной массой по направлению к массиву. В меловых бокситах Аксеки в Турции Випперн обнаружил реликтовые зерна свежих полевых шпатов и теневые контуры дезинтегрированных полевых шпатов. Предполагается, что источником материала здесь были продукты выветривания альбитизированных офиолитов соседних возвышенных участков.

Бокситы, залегающие вокруг массива Мор-Эстерель, содержат такие кластические реликтовые минералы, как кварц, турмалин и циркон. В окрестностях Драгиньяна в непосредственной близости от массива бокситовые залежи в карстовых воронках включают обломочные угловые зерна кварца (до 1—3 мм в диаметре). Этот крупнозернистый кварц происходит не из остаточных глин карбонатных пород, его единственный источник —



Фиг. 66. Массив Мор-Эстерель в восточной части департамента Вар, Франция, с реликтами прежних обширных конусов выноса из переотложенного латеритного материала.

Эти реликты приурочены к бассейнам, сохранившимся от размыва, последовавшего за постбокситовыми тектоническими смещениями.
 I — синклиналь Ле-Рева (профиль 7); II — синклиналь Пеликан—Ангардэн—Мазогю—Сен-Бом (профили 3, 6); III — синклиналь Па-де-Реку—Камбекав—Ле-Вал (профили 19, 18); IV — синклиналь Пурсьё; V — синклиналь Виллекроз—Фокс—Амфо [255].
 1 — породы фундамента; 2 — пермо-триасовые отложения; 3 — юрские отложения; 4 — нижнемеловые отложения; 5 — латеритовый покров; 6 — переотложенные латеритовые продукты и бокситы.



Фиг. 67. Связь площадей материнских пород (офиолитовая субпелагическая зона) с образованием боксита на выступах карбонатных пород Парнасус—Киона в Греции.

A — в течение ранне- и средне мелового времени; B — в течение раннесенозского времени [51].

вулканические породы массива Мор-Эстерель [200]. Об аллохтонном генезисе этих бокситов свидетельствует также высокое содержание в них никеля (0,2—2% NiO) [255].

Радиоактивные минералы также указывают на аллохтонное происхождение бокситов. Радиоактивность бокситов Гант в Венгрии изменяется в широких пределах и в два раза превышает радиоактивность гранитов Валенси. Наличие слоев со скоплениями реликтов карнотита $K_2(UO_2)_2V_2O_5 \cdot 3H_2O$ в бокситах Унтерлаусса в Австрии также указывает на их аллохтонный генезис. Зерна карнотита окружены каемкой обесцвеченного боксита шириной 1 см [133].

Механизм транспортировки и среда осаждения. Бокситы Унтерлаусса в Австрии представляют собой слоистые породы, сменяющиеся к периферии известняковыми конгломератами [203]. В нижней части бокситовых залежей Гант в Венгрии содержатся линзы глинистых и лигнитовых осадков. Кишш и Вёрёш [132] считают, что в зависимости от pH происходило селективное осаждение глиноземистого материала или глинозем-кремнеземистых соединений из суспензий. О флювиальном переносе материала свидетельствует наличие пизолитовых слоев с косой слоистостью в верхней части этих бокситовых залежей¹.

В отношении бокситов Франции существуют различные точки зрения на размер переотложенных зерен и механизм транспортировки. Кайер и Побегин [48] считают, что материал переносился в растворе. На основании изучения текстур Валетон [255] допускает, что грязевые потоки периодически формировали конусы выноса вокруг Эстерельского массива. В непосредственной близости от массива отлагался крупный и плохо сортированный материал (фото VII, 27), тогда как на все большем удалении от массива возрастала роль материала, осадившегося из суспензий.

Близ Мазогю Николая [174] наблюдал бокситы с градационной слоистостью. В этих бокситах содержатся также крупные линзы морских брекчированных известняков, образовавшиеся в результате подводных оползней. Николая [174] интерпретирует обстановку накопления бокситов в западной части Вара как озерно-морскую или озерную на основании имеющихся горизонтов с морскими окаменелостями (брахиоподы, пелециподы, гастроподы) в бокситах Бриньоль во Франции. Бокситовый материал переносился иловыми потоками или подводными оползнями. Николая предполагает, что бокситы с пизолитовыми текстурами существовали в районах источника материала до начала размыва. Согласно его точке зрения, бокситы представляют собой обломочные осадки, подвергшиеся небольшому диагенетическим изменениям.

¹ В позднемерловых бокситах Венгрии найдены озерные гастроподы, *Pyr-gulifera cf. pichleri*, *Melania heberti*, *Strophomostela cretacea* [16, 24].

Многие бокситы отложились в морской обстановке, что доказано находкой морских окаменелостей в поздне меловых бокситах Греции [173], Унтерлаусса-2 в Австрии [105] и в средне-эоценовых бокситах Далмации (моллюски, кораллы, ежи, мшанки и наземные растения) [208].

Урал. На Северном Урале [43] между палеозойскими подстилающими известняками и бокситами встречаются конгломераты мощностью 2—3 м с гальками известняка, сцементированными бокситовым материалом. На Южном Урале к тому же стратиграфическому уровню приурочены бокситовые брекчии, сцементированные кальцитом.

Многие залежи бокситов Урала (например, на месторождении Красная Шапочка) представляют собой псаммитовые или конгломератовые толщи, в которых почти или совсем отсутствует сортировка частиц. По-видимому, материал бокситов переносился временными мутьевыми потоками. Об этом также свидетельствует градационная слоистость (размер зерен уменьшается постепенно от основания к вершине в каждом ритме). Такие потоки попадали в карстовые полости, в которых турбидитовые воды разгужались, причем вначале осаждались самые крупные частицы. В слоях тонкого бокситового ила видны трещины усадки, выполненные псаммитовым бокситом.

Привнесенный материал откладывался в виде шлейфов на склонах и в виде коллювиальных образований у основания склонов (приконтактный тип по Бушинскому [43]) либо в виде озерных осадков в периодически или постоянно обводненных депрессиях. Обычно континентальные и континентально-пресноводные бокситы не отделяются конгломератами от перекрывающих морских осадков. Бокситоносные низины, очевидно, затоплялись с образованием морских заливов или лагун.

Тихоокеанские острова. В заключение следует упомянуть красные земли, богатые гиббситом, залегающие на коралловых рифах тихоокеанских островов. Калугин [121] указывает, что в вулканических породах и карстовых бокситах отношения $Al_2O_3/Fe_2O_3/TiO_2$ очень сходны. Он предполагает, что на карбонатных фациях сначала образовались туфы и по ним развились терра-росса и затем бокситы.

Последние данные приводят к следующим выводам:

1. Исходные материалы минералогически сходны с бокситами и латеритами, глинами, аркозами, туфами или близкими породами.

2. Размер частиц может изменяться от валунов аллохтонного происхождения до коллоидных частиц.

3. Осадконакопление, возможно, осуществлялось из турбулентных периодических рек в виде фангломератов, или из сглаженных турбидитовых потоков в озерах и лагунах, или в виде подводных оползней.

4. Условия среды осадконакопления могут изменяться от континентальных (периодические реки или озера) до морских (лагуны).

5. В бокситах южной Франции, как считает Эрхарт, четко видна последовательность осадконакопления. Денудация латеритов на соседних возвышенных участках сначала приводила к удалению верхней части разреза, богатой Fe, Si и Al, затем средней части, богатой Fe и Al, и, наконец, основания разреза, обогащенного кремнеземом и глиноземом. Вследствие этого на месте залегания бокситов формировался перевернутый профиль. (Другая интерпретация этого явления приведена в разделе, посвященном диагенезу.)

6. Бокситы сменяются перекрывающими отложениями, как правило, по резкой границе. Обычно имеется такая последовательность: бокситы → лигниты или лигнитовые глины → пресноводные осадки → морские осадки.

Диагенез. Прежде чем перейти к диагенезу бокситов, рассмотрим следующие вопросы:

1. По составу исходный материал бокситов может изменяться от аркозов до латеритных осадков или различных автохтонных остаточных глин. Размер частиц изменяется от валунов до коллоидальных частиц.

2. Диагенез всегда происходит в континентальных бассейнах на различных глубинах.

3. Геометрия трещин в породах ложа, ориентировка и размер карстовых воронок и депрессий контролируют движение грунтовых вод.

4. Климат и растительность определяют условия среды в вертикальном разрезе.

5. Условия среды накопления перекрывающих осадков могут влиять на позднедиагенетические минеральные преобразования руд.

Во многих случаях определение исходного материала затруднительно из-за отсутствия четких структурных взаимоотношений. Однако имеются несомненные примеры накопления исходного материала, не подвергшегося диагенезу, а также бокситов, интенсивно измененных при диагенезе.

Обломочные породы, едва затронутые процессами диагенеза, известны в слоистых пизолитовых бокситовых отложениях Урала (каменноугольные), в карнийских бокситах Далмации, в раннемеловых бокситах близ массива Сентрал-Мор (фото VII, 27) на юго-востоке Франции и в позднемеловых бокситах Гант Венгрии.

В других районах карстовые бокситы образовались на месте из латеритного материала в результате диагенетических процессов. В тех местах, где бокситы переходят в слоистые глины, еще можно различить реликтовые глинистые минералы. В юго-западной Франции монтмориллонитовые и иллитовые глины в

боковом направлении сменяются бокситами. В юго-восточной Франции [174] и в Греции [173] в верхних частях бокситовых тел, слегка измененных диагенетическими процессами, все еще видна слоистость. Степень упорядоченности исходного каолинита в этих районах резко изменяется. Примеры явного автохтонного диагенеза представляют бокситы Ямайки, Венгрии, Франции, Греции, США и Урала. Генезис бокситов характеризуется выносом кремнезема и происходящей на месте дегидратацией Al- и Fe-гидратов [252].

В настоящее время различаются следующие диагенетические процессы:

1. Изменения химического и минерального состава: а) десилификация — преобразование глинистых минералов в Al-гидроокислы; б) дегидратация — преобразование Al-гидроокислов в гидратированные Al-окислы; в) частичный вынос железа; г) обогащение базальных слоев некоторыми элементами-примесями.

2. Изменение текстур и структур: а) образование пузырчатых, пизолитовых и брекчиевидных текстур; б) литификация.

Изменения текстур, химического и минерального составов происходят одновременно.

Часто указывают на то, что образование гиббсита, бёмита или диаспора зависит от возраста месторождения. Действительно, большинство гиббситовых карстовых бокситов имеет третичный возраст (Ямайка, Гаити, южная Европа). Исключение представляют раннетретичные диаспоровые бокситы Кашмира. Наблюдаются фациальные переходы от гиббситовых к бёмитовым и диаспоровым бокситам. В меловых месторождениях южной Европы, а также в палеозойских бокситах Северной Америки и Урала бёмит и диаспор встречаются совместно.

В зависимости от местных условий, но независимо от геологического возраста диагенез приводит к образованию следующих фаций:

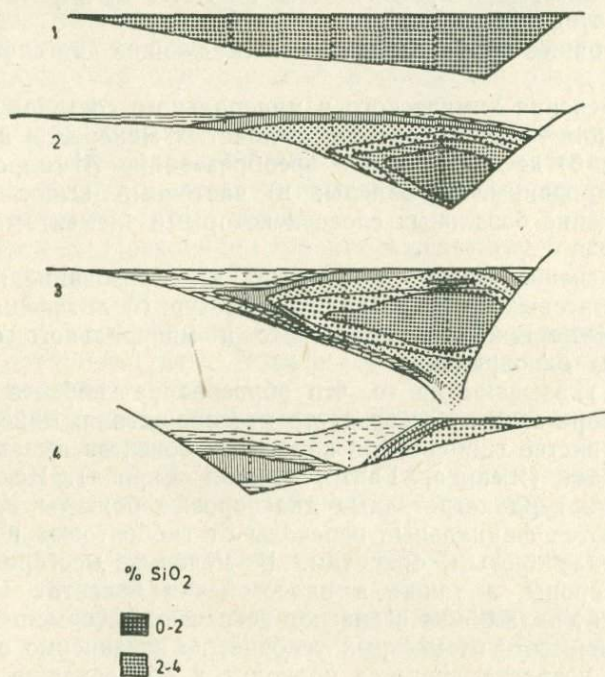
- 1) каолинит-гиббситовой;
- 2) каолинит-гиббсит-бёмитовой;
- 3) каолинит-бёмитовой;
- 4) каолинит-бёмит-диаспоровой;
- 5) бёмит-диаспоровой.

Ниже приведены примеры, иллюстрирующие возможные пути диагенетических преобразований.

Ямайка. До сих пор уделялось мало внимания изучению минерального состава богатых гиббситом бокситов и почти ничего не известно о фациальных переходах и об условиях их диагенетической переработки. В бокситах Ямайки наиболее хорошо изучена каолинит-гиббсит-бёмитовая фация.

Там, где залежи богаты кремнеземом, преобладающий глинистый минерал — каолинит. В глинах карстовых воронок ниже уровня застойных грунтовых вод присутствует монтмориллонит

[3]. Из этих глин в центральной части воронок благодаря наличию дренажных карстовых трещин (фиг. 68) вынесено много кремнезема. Встречаются новообразованные гидроокислы алюминия. Гиббсит преобладает над бёмитом в окислительных условиях в более высоких горизонтах залежей, но в низколежащих участках встречается в подчиненном количестве по отношению к бёмиту. Очень высокое содержание железа (11—23% Fe_2O_3)



Фиг. 68. Содержание кремнезема наименьшее в центральных участках долин, где интенсивность дренажа была максимальной, Ямайка [279].

обусловлено присутствием гематита и гётита в виде небольших железистых конкреций, особенно в верхней части залежей. В этих конкрециях накапливаются также MnO_2 и P_2O_5 .

В табл. 27 приведены химические составы типичных карибских бокситов типа терра-росса.

По проницаемости и пористости, которая достигнет 50%, эти губчатые бокситы очень напоминают лёсс. Об этом свидетельствует высокое водонасыщение порового пространства, занимающего 60—98% в образцах, собранных в конце сухих сезонов. Во влажные сезоны бокситы адсорбируют громадное количество воды.

Южная Европа. В верхнемеловых месторождениях Венгрии видны постепенные переходы от глин и бокситистых глин к

Химический состав (%) карибских бокситов типа терра-росса

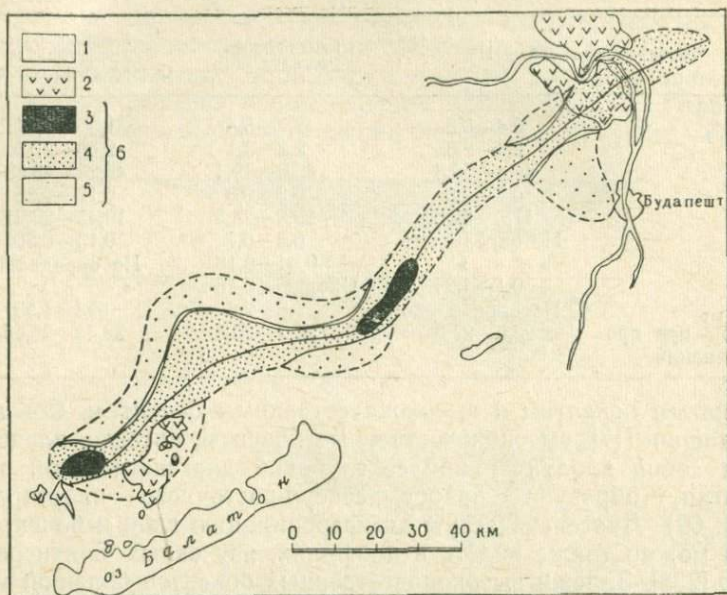
Ямайка, плато Хайер [118]	Гаити, плато Рошелуа [95]	Доминиканская республика, Сьерра-де-Бахоруко [94]	
SiO ₂	0,4—3,5	2,4—5,3	1,55—5,17
TiO ₂	2,4—2,6	2,3—3,1	2,50—2,75
Al ₂ O ₃	46,4—50,3	42,6—49,4	46,25—48,53
P ₂ O ₅	0,3—2,8	0,3—0,8	0,13—0,26
Fe ₂ O ₃	17,5—22,8	20,8—23,5	19,43—20,61
MnO ₂	Не определено	0,4—0,7	0,13—0,56
MgO	»	0,04—0,18	Не определено
CaO	0,1—1,2	Следы — 0,18	»
H ₂ O ₋₁₁₀	Не определено	1,8—2,6	0,73—1,53
Потери при про- каливании	26,0—27,8	20,1—25,8	23,43—26,55

глинистым бокситам и высококачественным бокситам. Согласно Бардошши [17], высококачественные бокситы, которые представляют собой продукт наиболее глубокой диагенетической переработки, образуют полосу северо-восточного простирания (фиг. 69). Диагенетическую дифференциацию глин и бокситов в бока можно также видеть в профилях, изученных Сантнером и Сабо [238]. Залежи высококачественных бокситов большой мощности занимают пониженные участки, тогда как глины или глинистые бокситы залегают на флангах этой полосы.

Очевидно, эта смена фаций обусловлена процессами десицификации уже на месте их залегания. Такие же фациальные переходы от глин к бокситам можно обнаружить на месторождениях Франции в предгорьях Пиренеев и в окружении массива Мор-Эстерель [254, 255]. Здесь происходили процессы десицификации и образовались три сосуществующие фации (так же как и в Венгрии): гиббситовая, бёмитовая и диаспоровая.

Почти ничего не известно о гиббситовой фации Альпин и Лангедока. Бёмит-гематитовая фация характерна для большинства бокситов Вар. Латеритный обломочный материал различного размера отлагался в депрессиях, окружающих области денудации (см. выше). Так как бассейны находились на разных уровнях, это обусловило различия в характере движения грунтовых вод, что привело к разной степени диагенетической переработки материала.

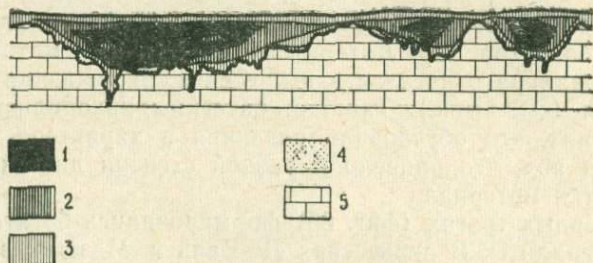
В северных трогах (фиг. 66) формировались богатые каолинитом аргиллиты. В депрессиях Ле-Валь и Мазою, в которых диагенетические преобразования были наиболее глубокими, маломощные бокситы на более высоких участках содержат больше SiO₂, причем автохтонная десицификация явно связана с характером рельефа (фиг. 70). По вертикали бокситы слагают главную часть разреза мощностью 2—3 м, преимущественно ферраллитовую по составу и перекрытую сialлитовой



Фиг. 69. Среднее содержание Al_2O_3 и география бокситовых проявлений в Венгрии.

Бокситы, занимающие центральные участки полосы, наиболее богаты глиноземом, Fe_2O_3 и TiO_2 . Наименьшие содержания кремнезема приурочены к осевой части бокситового пояса [17].

1 — известняки; 2 — базальты, андезиты (неоген); 3 — среднее содержание $Al_2O_3 > 46\%$; 4 — среднее содержание Al_2O_3 40 — 46%; 5 — среднее содержание $Al_2O_3 < 40\%$; 6 — бокситы.



Фиг. 70. Схематический разрез месторождения бокситов Мазогу [254].

1 — бокситы; 2 — бокситистые глины; 3 — каолинитовые глины; 4 — марганцовисто-железистая корка; 5 — подстилающие породы.

шляпой мощностью несколько дециметров. Хотя оба слоя образовывались одновременно, граница между ними имеет неправильные очертания (фото VI, 24).

В течение начальных стадий диагенеза в ферраллитной зоне возникали пизолиты диаметром 0,2—2,0 мм; если их размер меньше 0,2 мм, то обычно они называются оолитами. Эти образования имеют конкреционную природу. Ядра пизолитов представлены либо реликтовыми фрагментами латеритных железистых образований, либо гелевыми ферраллитными агрегатами. Пизолиты нарастали путем ритмического осаждения железа и глинозема с образованием тонких оболочек преимущественно бёмитового или гематитового состава. Субмикроскопические сростания бёмита и гематита указывают на кристаллизацию обоих минералов из геля, богатого Fe и Al (фото VIII, 29, 33). Во время образования пизолиты были еще мягкими, что приводило к их однородной деформации (фото IX, 35) и предпочтительной ориентировке на большей площади залежи. Эти пизолиты цементируются основной массой, состоящей из субмикроскопических гематита и бёмита. Одинаковое строение соседних пизолитов, их однородная деформация и латеральные переходы в непизолитовые бокситы указывают на то, что пизолитовые текстуры образовывались на месте их современного залегания.

Верхняя сиаллитная зона богата кремнеземом, хотя в ней и содержится немного железа. В этих породах невооруженным глазом трудно различить какие-либо структуры. Однако для них характерны микроструктуры в виде каолинит-бёмитовых конкреций, включенных в каолинитовую основную массу. Эти однородные структуры наводят на мысль об их одновременном парагенетическом развитии в ферраллитной и сиаллитной зонах. С поверхности бокситы пронизаны окаменевшими корешками растений, что указывает на их рост в процессе диагенеза бокситов (фото IX, 38, 39). При очень низких рН в верхней части разреза, создаваемых растительностью, кремнезем реагировал с высокоглиноземистыми гелями с образованием каолинита. Соединения железа растворялись, и железо выносилось из этого горизонта. Мобилизация железа распространялась на более низкую ферраллитную зону, в которой происходило неоднократное его растворение и осаждение. В результате селективной дезинтеграции гематита в бокситах возникали псевдобрекчиевые текстуры. В светлоокрашенной основной массе встречаются угловатые и зазубренные частицы различного размера. В других местах железо накапливалось у древних уровней грунтовых вод и осаждалось в виде гётитовой корки на более плотных высокожелезистых участках псевдобрекчий (фото VIII, 29—31). Мобилизация железа происходила в течение последних стадий диагенеза и часто вызывала образование темных включений в белой бокситовой основной массе.

Характер обезжелезнения бокситов отражает картину дренажа в течение последних стадий диагенеза. Дренаж связан с трещиноватостью закарстованных пород ложа (фото VII, 25; X, 40).

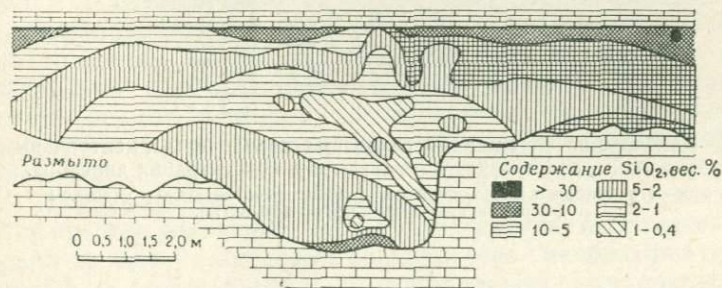
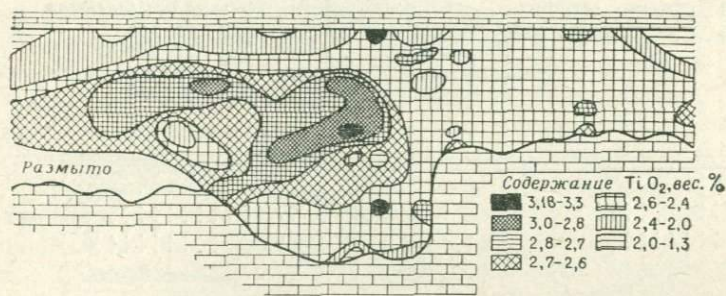
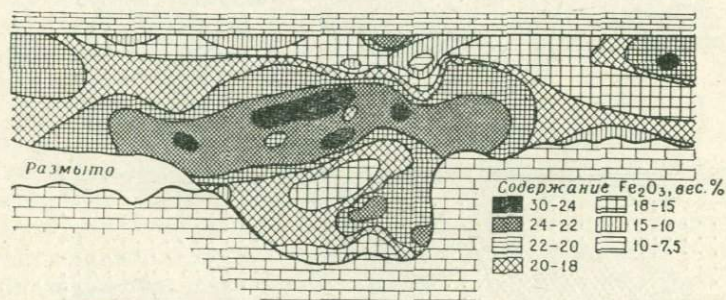
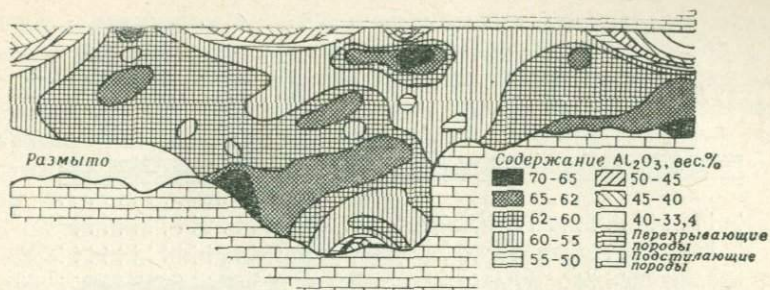
Помимо бёмитовой фации, на французских месторождениях (Од, Аржеж) имеются все промежуточные разновидности от бёмитовых бокситов до бёмит-диаспоровых и диаспоровых бокситов. Начальное осаждение вещества в основной массе и пизолитах приводит к образованию субмикроскопических бёмитовых или бёмит-гематитовых кристаллов. Диаспор представляет собой вторичный минерал, более крупнозернистый, секущий первичные структуры пизолитов (фото IX, 36).

Эти три фации характеризуются преобладанием одного из трех минералов глинозема — гиббсита, бёмита или диаспора. Во всех трех фациях гематит — самый ранний минерал Fe. В то время как вторичный гётит развивался в гиббситовой и бёмитовой фациях, железо мигрировало из диаспоровой фации или на более поздней стадии (постдиагенетический парагенезис) образовывался магнетит или сидерит.

Глинистые минералы бёмитовой фации представлены хорошо упорядоченными каолинитами, хотя в диаспоровой фации, в которой встречаются другие слоистые силикаты — Al-хлорит, иллит и монтмориллонит, — минералы имеют менее упорядоченную структуру [49].

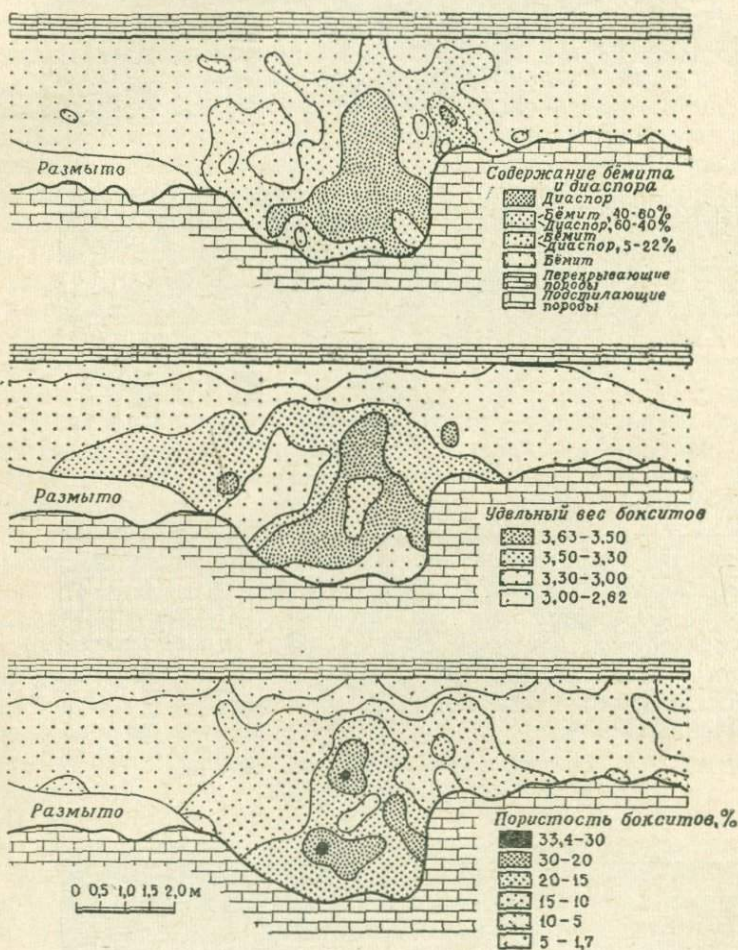
Содержание аморфного материала в этих трех фациях различно. Бёмитовая фация представлена наиболее полно раскристаллизованным веществом, тогда как диаспоровая фация содержит много аморфного материала. Усадка вследствие потери воды была наибольшей в диаспоровой фации, породы которой пересечены многочисленными жилками диаспора и каолинита. Эти же минералы образовывались на различных стадиях кристаллизации в основной массе, в пизолитах и конкрециях и в трещинах дегидратации, и они имеют псевдоморфный характер.

В греческих бассейнах Ниа [173] детально изучил автохтонную десилицификацию и дегидратацию с образованием диаспора. Здесь также имеется связь между карстовым рельефом зоны Парнасус — Киона и возвышенными участками субпелагической зоны офиолитов, поставляющих продукты латеритного выветривания. В течение позднего мела эти продукты сносились в карстовые депрессии. Находки морских гастропод и озерной фауны и флоры указывают на осаждение в литоральной области суспензий, богатых железом, кремнеземом и глиноземом. Тонкая слоистость первоначальных осадков видна в верхних глинистых частях разрезов бокситовых залежей. Преобразование осадка в боксит происходило в наземных окислительных условиях. На серии образцов из нескольких карстовых воронок были изучены процессы десилицификации и дегидратации бокситов. Результаты исследования показали, что имеются четкие зависимости



Фиг. 71. Распределение главных элементов в позднемеловых бокситах рудника Кетро (Парнасус, Греция).

Наивысшие содержания глинозема и наименьшие содержания кремнезема приурочены к центральным участкам долины с наиболее интенсивным дренажем [173].



Фиг 72. Наибольшие содержания глинозема приурочены к центральным частям долины, где отмечаются наивысшие концентрации диаспора. Установлено, что наибольшее содержание диаспора соответствует участкам с самой высокой плотностью и пористостью [173].

между характером рельефа и интенсивностью дренажа, а также между рельефом и характером распределения Si, Al и Fe.

Увеличение интенсивности дренажа приводило к уменьшению количества кремнезема и повышению содержания глинозема. Железо выносилось из верхних частей профилей и из участков с оптимальным дренажем. Титан накапливался сначала с железом, а затем с глиноземом.

Селективное растворение и удаление компонентов приводило к изменению минерального состава и структур бокситов. В участках с оптимальным дренажем пористость и удельный вес были наибольшими (фиг. 71, 72), т. е. наибольшая скорость выноса компонентов обусловила развитие максимальной удельной поверхности и здесь образовывались минералы с наибольшим удельным весом.

Главные минералы — каолинит, бёмит, диаспор, гётит и гематит. Поскольку каолинит — единственный кремнеземсодержащий минерал, картины распределения содержаний каолинита и кремнезема совпадают. Каолинит встречается в основном в верхних частях разрезов и в зонах плохого дренажа на контакте с подстилающими породами. В местах с оптимальным дренажем образовывался диаспор из бёмита в течение последних стадий диагенеза. В боковых и вертикальном направлениях диаспоровые бокситы через диаспор-бёмитевые бокситы часто переходят в чисто бёмитовые бокситы. Интересно отметить, что в переходной зоне отношение диаспор — бёмит обычно равно 20 : 80.

Граница между породами переходной и диаспоровой зон резкая. Очевидно, реакция бёмит — диаспор протекала быстрее в условиях плохого дренажа у подошвы залежи.

Текстурные особенности бокситов. Бёмитовые бокситы разбиваются на обломки с гладкой поверхностью. Диаспоровые бокситы, которые значительно тверже, разбиваются на обломки с раковистой неровной поверхностью. Эти бокситы сложены конкрециями, пизолитами и реликтовыми зёрнами, сцементированной основной массой. Пизолиты представляют собой вторичные образования, возникшие на ранних стадиях диагенеза. По трещинам синерезиса пизолиты разрушены, и их обломки «плавают» в основной массе. Этот процесс дробления отличается от механического разрушения, которое происходит при переотложении и транспортировке материала. Среди конкреции различают:

1) Равномерно непрозрачные реликтовые конкреции, представляющие реликты ранних стадий диагенеза. Степень растворения железа увеличивается на участках с наибольшей проницаемостью. Имеется ряд пород, представленных светлоокрашенными пизолитами в светлоокрашенной основной массе, темноокрашенными пизолитами в светлоокрашенной основной массе и, наконец, темными пизолитами в темной основной массе. Для этого

процесса выноса железа характерны угловатые зазубренные реликтовые участки (фото VIII, 29).

2. Конкреции со светлоокрашенными центральными участками и непрозрачными оболочками, в которых едва заметны пизолитовые структуры. Эти конкреции характерны для переходной бёмит-диаспоровой и бёмитовой фаций (фото VIII, 30).

Конкреции имеют уплощенную форму, они обычно ориентированы горизонтально в верхней зоне и содержат мало железа. Это вторичные конкреции, которые росли, осаждаясь на зародышах железа из растворов, просачивающихся через пластический материал.

В бёмитовой зоне кристаллиты имеют субмикроскопические размеры; минералы железа и глинозема здесь образуют тонкие срастания. Породы диаспоровой фации сложены более крупными кристаллами, в них минералы глинозема и железа лучше дифференцированы.

Диаспор встречается: 1) в виде крупнокристаллических оболочек в пизолитах, часто прорастающих основную массу; эти пизолиты имеют меньшие размеры, чем в бёмитовой зоне (фото IX, 36); 2) в виде крупнокристаллических образований в основной массе; 3) в непрозрачных конкрециях; 4) в виде прожилков в основной массе, пизолитах и конкрециях (фото IX, 37).

В переходной зоне по направлению к бёмитовой фации диаспор постепенно исчезает, сначала в пизолитах и затем в основной массе и в конкрециях, хотя в виде прожилков он встречается в самой бёмитовой зоне.

Низ [173] приводит следующую генетическую интерпретацию этих явлений: сначала формировались бёмитовые бокситы с бёмитовыми пизолитами. На более поздней стадии в центральных частях карстовых воронок образовывался диаспор, и в это же время в краевых участках вследствие худшего дренажа формировался бёмит. Бёмитовые пизолиты из этих краевых участков достигали больших размеров, а в центральных участках они преобразовывались в диаспоровые пизолиты. При переходе бёмита в диаспор, который сопровождался отделением минералов железа, пизолиты становились более мягкими и частично сплющивались. Переход бёмита в диаспор приводил к увеличению пористости пород на центральных участках карстовых выделений. Более высокая пористость и лучшие условия дренажа, обусловившие удаление SiO_2 и разделение минералов глинозема и железа (а не условия pH или Eh), очевидно, способствовали образованию диаспоровых зародышей.

В течение этого процесса перекристаллизовывался гематит. Диагенетические преобразования закончились тогда, когда прекратился дренаж в результате подъема грунтовых вод, вызванного морской трансгрессией.

Миссури и Пенсильвания, США. В палеозойских бокситах, подобных бокситам США, Урала и Китая, можно видеть региональную смену фаций.

Глины Челтенхем пенсильванского возраста в Миссури [5, 6, 159, 124, 126] и Пенсильвании [85, 35, 36, 120] детально изучались в поле и в лаборатории.

Широко распространенный слой формации Грейдон (самый ранний пенсильваний) с кремнистыми конгломерато-брекчиями и кварцитовидными пиритовыми песчинками несогласно залегает на древней закарстованной поверхности. Для этой формации характерна крайняя неоднородность по залеганию (линзы, оползни и деформации, типичные для мягких пород). Породы представляют собой отложения древнего русла. Формация Грейдон в свою очередь перекрывается Челтенхемской формацией огнеупорных глин, полого погружающейся в северо-восточном, северном и западном направлениях от купола Озарк (фиг. 73).

Подошва формации Челтенхем имеет неправильную форму и содержит карманы, представляющие собой депрессии и воронки, возникшие в результате выщелачивания известняков, в которых иногда встречаются структуры обрушения. На южных плато карст развит на глубину 70 м, хотя на севере карстовые депрессии мельче (около 20 м).

В соответствии с этим уровень грунтовых вод на юге находился ниже, чем на севере. Осадки имеют наибольшую мощность (около 20 м) в бассейнах северных участков, имеющих неправильные очертания.

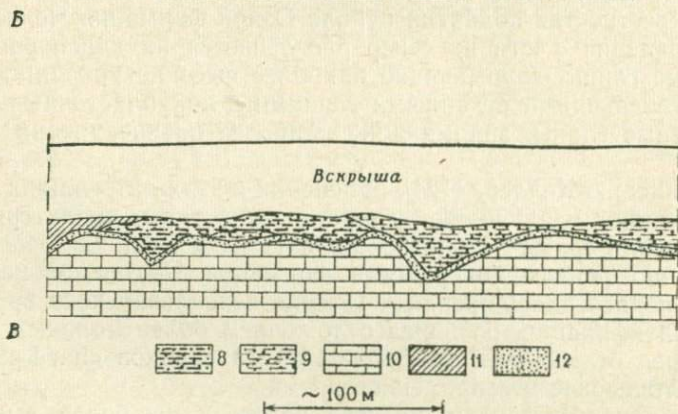
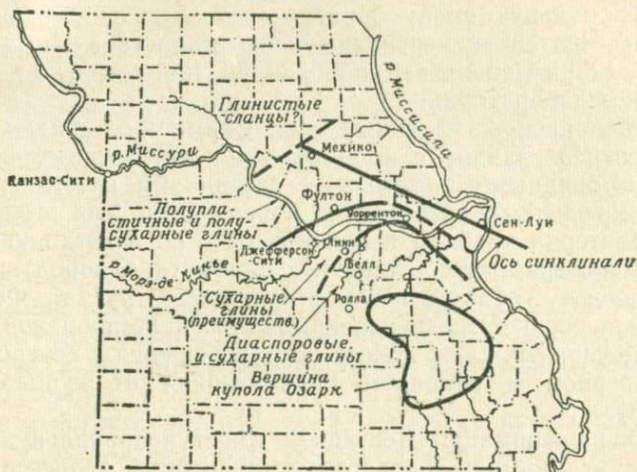
В Миссури огнеупорные глины постепенно сменяются песчаниками, пластичными глинами, полупластичными, полусухарными и диаспоровыми глинами. С этими породами также ассоциируют красные или зеленые железистые отложения.

В окрестностях поднятия купола Озарк формация Челтенхем в направлении с юга на север расчленяется на диаспоровые и сухарные глины, занимающие наиболее высокие уровни; толщу с преобладающими сухарными глинами и полупластичные и полусухарные глины, занимающие наиболее низкие уровни (фиг. 73, А).

По мнению Келлера [124], изменения в этих литофациях четко представляют различимые литологические типы, характеризующие условия среды их образования.

Обычно ровная поверхность формации Челтенхем неоднократно подвергалась эрозии в течение пенсильванского времени после литификации, но перед отложением более молодых осадков, перед отложением третичных (?) галечников «hard-pan» и в плейстоценовое и современное время.

Формация Челтенхем на юге залегает на более высоких уровнях, чем на севере. Видимо, на юге эрозии подверглись более низкие горизонты этой формации (фиг. 73, Б).



1. Фации полупластичных и сухарных глин. Эти глины образуют плащеобразную залежь мощностью 20—1 м (в среднем 7 м). Мощность огнеупорных глин резко изменяется от одного карьера к другому так же, как появляются и исчезают линзы каменного угля. Очевидно, глины отлагались потоками в маршах и лагунах, окруженных холмами. В нижней части залежей огнеупорные глины сложены каолинитом с различной степенью упорядоченности; присутствует немного иллита и кварца. В верхней части залежей каолинит становится более упорядоченным и хорошо окристаллизованным, а сами глины — «тверже» и приближаются по свойствам к сухарным разновидностям. Растворимые катионы были вынесены в результате интенсивного выветривания.

Структуры полупластичных и полусухарных глин обычно беспорядочные, частицы каолинита ориентированы под различными углами, что объясняется ростом агрегатов минерала из гомогенного ила или геля. Встречаются участки изотропной глины, которые возникли в результате флокуляции частиц из вод с высокой концентрацией катионов. Рост кристаллов может объясняться процессами агградации или деградации (выветривание первичных силикатов).

Предполагают, что эта фация образовалась в низинной маршевой области около моря. Выходящие на поверхность извест-

◀ Фиг. 73. А — распространение поясов глинистых пород (пенсильванского возраста) в Миссури.

Каждый пояс характеризуется определенным составом глинистых пород т. е. литофациями в пределах формации Челтенхем. Содержание глинозема в глинах каждого пояса закономерно возрастает в направлении к вершине купола Озарк. Эти пояса изогнуты в северо-западной части крыла и ограничены участками размыва пенсильванских отложений. Ось синклинали, в которой сохранились сухарные и полусухарные глины, простирается между Сен-Луи и Моберли. Пластичные глины залегают глубже других в этой синклинали; сухарные встречаются на северо-восточном крыле (район Уайтсайд), где эти породы подняты в складке Линкольн, и в направлении к югу, где они были подняты при образовании купола Озарк;

В — схематический разрез залежи диаспорсодержащих огнеупорных глин Миссури.

Полный разрез составлен по району Буэкер-Пит, где на огнеупорных глинах с небольшим перерывом залегают известняки Форт-Скот. Жирной линией, секущей доломиты, перекрывающие пенсильванские отложения, показана поверхность распространения галечников (отмеченных в двух местах). Эта линия указывает на размыв, сменившийся отложением галечников и возобновленным циклом эрозии.

Ниже современной эрозионной поверхности залегают пенсильванские отложения, лишённые огнеупорных глин, за ними следуют неглубоко залегающие тела огнеупорной глины и несколько глубоко лежащих тел огнеупорных глин и (или) песчаных «непромышленных» глин. Глубоко залегающие тела представляют собой реликты, сохранившиеся от размыва. Они, вероятно, окружались пенсильванскими породами или ордовикскими доломитами в зависимости от характера эрозии в челтенхемское и настоящее время;

В — схематическая зарисовка стенки карьера залежи полупластичных и полусухарных глин.

Очевидно, что распространение высококачественных огнеупорных глин не зависит от стратиграфии, оно беспорядочное в пределах одного, двух и более карьеров. Источники сноса и условия отложения во время накопления глин изменялись [126].

1 — известняки над огнеупорными глинами; 2 — глинистые сланцы над огнеупорными глинами; 3 — доломиты — «базальные известняки» Джефферсон-Сити (ордовик); 4 — галечники — «твердая шляпа»; 5 — песчаники — «базальные»; 6 — огнеупорные глины; 7 — пестроцветные глинистые пески; 8 — огнеупорные глины, 1-й сорт; 9 — огнеупорные глины, 2-й сорт; 10 — известняки Берлингтон (миссисипий); 11 — железистые глины; 12 — конгломератистые песчаники.

няки формировали рельеф от слабо до умеренно пересеченного, с карстовыми депрессиями, изолированными от подземных рек. Об этом свидетельствуют структуры обрушения и особенности условий залегания глинистых углей в светло- до темноокрашенной глинистой толще. Подошва залежей и породы ложа, вероятно, были насыщены водой. Слабокислые поровые воды, просачивающиеся кверху (O_2 , органические кислоты), выщелачивали Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и K^+ и частично выносили кремнезем (табл. 28).

Таблица 28

Химический состав (%) Миссурийских огнеупорных глин [159]

	1	2	3	4	5
SiO_2	3,89	44,42	45,92	48,90	56,10
Al_2O_3	76,21	38,63	35,79	33,20	24,47
Fe_2O_3	0,98	0,55	0,75	1,47	3,64
TiO_2	3,52	2,12	2,28	1,58	1,58
CaO	0,08	0,04	0,06	0,56	0,61
MgO	0,06	0,10	0,36	0,34	1,11
Na_2O	0,79	0,30	0,44	0,10	0,17
K_2O	0,24	0,12	0,41	1,53	2,89
H_2O	14,56	13,90	13,06	11,55	8,39
Сумма	100,33	100,18	99,07	99,29	99,27

1. Диаспоровая глина, округ Мэриес. 2. Сухарная огнеупорная глина, округ Линкольн. 3. Полусухарная огнеупорная глина Уоррен. 4. Полупластичная огнеупорная глина, округ Одрейн. 5. Пластичная «формовочная» глина, округ Одрейн.

В направлении к морю от этого пояса, вероятно, образовывались типичные морские глинистые сланцы. К северу в направлении этого фациального перехода мощность глин увеличивается.

2. Пояс сухарных глин. В южном направлении полупластичные и полусухарные глины постепенно сменяются сухарными глинами, которые занимают более высокие участки на склонах купола Озарк. Единственные реликты доплейстоценовой поверхности представлены глубокими карстовыми изолированными воронками.

Сухарные глины отличаются от полупластичных главным образом более высокой степенью упорядоченности каолинита и меньшим содержанием иллита. Повышенное содержание TiO_2 обусловлено примесью анатаза. Цвет сухарных глин изменяется от черного до белого. Исходя из присутствия каменного угля и рассеянного пирита, можно сделать вывод о том, что Ен в бассейне обычно был отрицательным. Пояс сухарных глин формировался в бассейне на более устойчивой поверхности с повышенной концентрацией H^+ и меньшей концентрацией K^+ .

3. Пояс диаспоровых глин. Диаспоровые (и бёмитовые), а также диаспор-каолинитовые глины встречаются в карстовых

воронках различного размера у самой вершины купола Озарк. В средней и нижней частях залежей отмечены прослои диаспора, которые полого падают к центрам воронок. Встречающиеся здесь сухарные глины представляют собой высокосортное сырье. Диаспоровые глины содержат наибольшее количество глинозема (табл. 28). Здесь, видимо, происходило наибольшее выщелачивание кремнезема и накопление глинозема. Предполагают, что состав диаспоровых глин зависит от условий их залегания.

Проницаемость у диаспоровых глин больше, чем у бёмитовых, а у последних больше, чем у сухарных глин. Явное увеличение проницаемости при возрастании содержания глинозема дает основания полагать, что это увеличение связано с выносом кремнезема из сухарных глин, за счет которых формировались бёмитовые и диаспоровые глины [7].

Диаспоровые глины состоят из диаспора и хорошо окристаллизованного каолинита. В нескольких залежах вместо диаспора присутствует бёмит. Обычно содержатся также гётит, лепидокрокит и анатаз. Существуют промежуточные по составу глины от сухарной до диаспоровой. Гиббсит встречается в виде продукта современного выветривания, тогда как первичный гиббсит не обнаружен.

На основании ассоциации диаспора с каменным углем, органическим углеродом и изредка с пиритом Келлер [124] заключил, что диаспор образовался в восстановительных условиях в застойных водах.

Зернистые текстуры (оолиты, пизолиты) могли развиваться непосредственно в гелях.

Диаспоровые частицы имеют явно необломочное происхождение; это подтверждается перемежаемостью диаспоровых и сухарных глин в любом направлении, наличием постепенных переходов между этими глинами и микроструктурами, которые отличаются от микроструктур обломочных пород.

Аллен [5] описал постепенные переходы каолинитовых оолитов в диаспоровые оолиты. В этой фации иногда совместно встречаются бёмит и диаспор. Диаспоровые глины обычно более пористые, чем бёмитовые, но не ясно, связана ли эта повышенная пористость с тем, что удельный вес диаспора 3,4, а бёмита 3,0 г/см³.

Бёмит слагает основную тонкозернистую массу и не встречается в оолитах. Полевые наблюдения, которые указывали бы на образование диаспора за счет бёмита, отсутствуют. Генетические соотношения между бёмитом и диаспором неясны.

Болгер и Вейтц [36] показали, что огнеупорные глины (формация Мерсер) потсвиллской серии пенсильванского возраста образовались в тех же условиях, в каких отложились глины Челтенхем [124]. Главные минералы формации Мерсер — каолинит и диаспор, бёмит, окислы и сульфиды железа, сидерит и слюдоподобные глинистые минералы. Микроскопическое

изучение показало, что различные минералы неоднократно кристаллизовались в виде основной массы, конкреций, желваков и прожилков.

Обычная транспортировка тонкозернистой основной массы пизолитов и желваков исключается. Фрагменты растрескавшихся и растащенных в разные стороны диаспоровых желваков также указывают на образование диаспора на ранних стадиях диagenеза. Осадконакопление происходило в болотах, в которые поступали коллоидальные гели, приносимые медленными реками. Из этих гелей кристаллизовались каолинит, бёмит и диаспор. После литификации происходило образование кристаллов в трещинах, возникавших в результате усадки в течение длительного периода. Каолинит и диаспор последовательно образовывались в этих трещинах. До того как возобновилось осадконакопление, огнеупорные глины отвердели.

Урал. Согласно данным А. К. Гладковского и И. Н. Ушатинского [92], эйфельские бокситы Северного Урала представляют собой элювиальные образования. Соотношения между бёмитовыми и диаспоровыми бокситами нельзя объяснить ни осадконакоплением, ни метаморфизмом. В карстовых воронках красные бокситы из самых нижних частей залежей и серые бокситы в самых верхних частях состоят в основном из диаспора и бёмита. Центральные части красных бокситов, подвергавшихся и не подвергавшихся процессам почвообразования, состоят из диагенетических диаспоровых оолитов, сцементированных бёмитовой основной массой. Бёмит в окружающих бокситах не переходил в диаспор.

Китай. В районе Гун в провинции Хэнань в Китае [217] закарстованные ордовикские известняки перекрываются одним оолитовым шамозитовым горизонтом с идиобластическим сидеритом или серовато-зелеными хлоритовыми сланцами и диаспоровыми оолитами; в боковых направлениях и по вертикали эти породы сменяются каолинитовыми бокситами или твердыми серыми бокситами. В кровле бокситы становятся бурыми или буровато-черными из-за примеси углистого вещества и перекрываются каменным углем. На этих породах залегают фузулинидовые известняки начала позднекаменноугольной эпохи. Материнские породы бокситов представлены хлоритовыми и мусковитовыми сланцами. Реликтовые минералы тяжелой фракции — турмалин и циркон. Кварц и окислы железа отсутствуют. Бёмит также отсутствует, хотя он встречается в бокситах Греции, США и СССР. Реликты пизолитов и обломки указывают на их неоднократное переотложение еще в пластическом осадке. Угловатые каолинитовые агрегаты, инкрустированные мусковитом, представляют собой реликты замещенных полевых шпатов. Помимо обломочных слоистых силикатов, в основной массе образовались такие минералы, как хлорит, мусковит, каолинит и диаспор (5—10 мкм), в виде червеобразных кристаллов. Диаспор также

встречается в составе более или менее округлых оолитов в виде идиоморфных кристаллов или ячеистых сростков и в виде крупных кристаллов (20—40 мкм). В этих бокситах содержится 20% SiO_2 , 50—70% Al_2O_3 и 2—4% TiO_2 , очень мало железа, до 3% органического углерода, более 1% K_2O и менее 1% Na_2O .

Аномально высокое содержание второстепенных элементов — Cr, V и Ni — указывает на происхождение за счет основных пород.

Генезис этих бокситов следующий:

1. В большинстве случаев бокситы залегают на карстовом ложе, но не образуются за счет карбонатных пород.

2. Бокситы сформировались из многократно переотложенного материала.

3. Осадконакопление началось с образования шамозита в качестве главного минерала (а также сульфидов железа, хлорита и сидерита) и закончилось образованием минералов, богатых алюминием. Затем возникло торфяное болото.

4. Наблюдается следующая смена фации: бокситы → каолиновые бокситы → глинистые сланцы → антрациты.

5. Диаспор и каолинит — одновременные сингенетические минералы, развивавшиеся повсеместно на протяжении всего периода отложения бокситов. На поздней стадии глинистые минералы не образовывались.

6. В течение диагенеза формировались диаспоровые пизолиты и диаспоровые конкреции. Хлорит, мусковит и диаспор имеют неметаморфическое происхождение.

Кашмир, Индия. На месторождениях Джамму Кашмира описан следующий профиль [193]:

эоценовые отложения:

каменный уголь
диаспоровые бокситы мощностью 2 — 3 м
кремнеземистая брекчия
известняки (предполагаемые)
известняки

дотриасовые образования:

В бока залежи диаспоровые бокситы сменяются пластами глини. Эти бокситы представляют собой твердые породы с массивной или пизолитовой текстурой, часто тонкослоистые, от белых до серых, загрязненные органическим веществом.

Пизолиты деформировались и приобрели удлиненную форму еще в пластическом осадке. Основная масса состоит преимущественно из субмикроскопического бёмита. Диаспор встречается в виде более крупных кристаллов в основной массе и пизолитах. Эти бокситы характеризуются низким содержанием Si и Fe и высоким содержанием глинозема. Они содержат примесь органического углерода.

В табл. 29 приведены анализы типичных бокситов месторождений Джамму.

На фиг. 74 и 75 нанесены анализы всех диаспоровых бокситов.

Химический состав типичных образцов бокситов месторождения Джамму

	Пизолитовый боксит (западнее Джангала)	Чакар (3-й фут)	Чакар (1-й фут)	Чакар (1-й фут)	Чакар (2-й фут)	Чакар (3-й фут)
SiO ₂	0,84	6,78	6,53	14,07	0,79	1,31
Fe ₂ O ₃	1,09	3,56	1,68	3,88	0,75	1,86
Al ₂ O ₃	78,34	70,71	73,43	61,70	80,74	78,24
MgO	0,13	0,05	0,02	0,03	0,77	0,04
CaO	0,20	0,02	0,10	0,22	0,10	0,21
K ₂ O	Нет	Нет	0,24	Нет	Не опреде- лялось	0,15
Na ₂ O	Нет	Нет	0,42	0,56	То же	Нет
H ₂ O ⁺	14,99	14,37	13,87	14,48	12,15	14,59
H ₂ O ⁻	0,03	0,71	0,21	0,39	0,11	0,13
TiO ₂	4,35	4,36	3,08	3,90	3,38	2,48
C	0,22	0,12	0,11	0,82	1,46	1,35
Сумма	100,19	100,68	99,69	100,05	100,25	100,36

Выделяются три группы диаспоровых бокситов:

Группа 1: точки у линии SiO₂ — Al₂O₃ (Миссури, Хэнань, Джамму);

Группа 2: точки у линии Fe₂O₃ — Al₂O₃ (Греция);

Группа 3: в центральной части диаграмм с дополнительными минералами двухвалентного железа (Франция).

Во всех случаях диаспор образовался, по-видимому, за счет бёмита на поздних стадиях диагенеза. В бёмитовых бокситах бёмит и гематит образуют тонкие и субмикроскопические сростки. В течение преобразования бёмита в диаспор происходили следующие процессы:

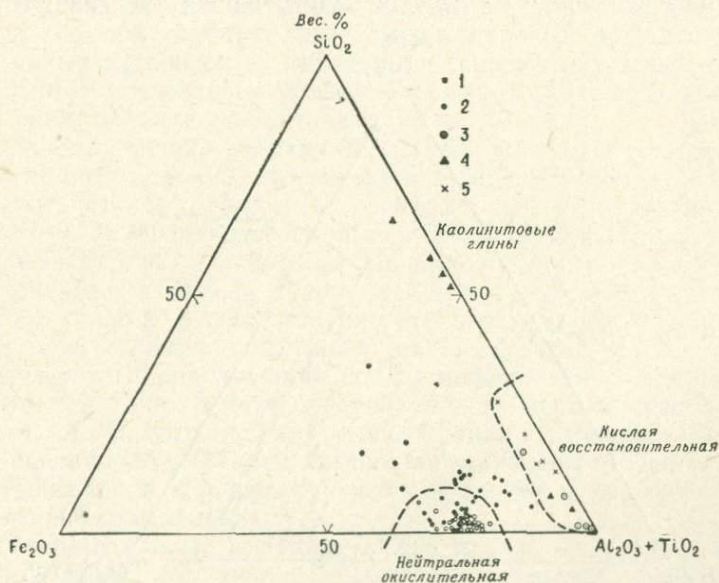
- в группе 1: железо растворялось и выносилось;
- в группе 2: железо растворялось и осаждалось снова в виде хорошо окристаллизованного гематита;
- в группе 3: железо растворялось и образовывались минералы двухвалентного железа — сидерит или пирит.

Во всех случаях происходило пространственное разделение минералов железа и алюминия. Эти минералы развивались в виде более крупных кристаллов. Процесс рекристаллизации был обусловлен высокой скоростью растворения, возможно, лишь на участках с оптимальными условиями дренажа. Условия pH и Eh, вероятно, менялись. В случае греческих бокситов минералы Fe³⁺ растворялись и осаждались повторно, что указывает на нейтральную и окислительную обстановку. В случае бокситов Миссури, Хэнани и Джамму Fe²⁺ выносилось из рудных залежей.

В бокситах Франции сидерит, ассоциирующий с диаспором, осаждался из растворов с Fe^{2+} , что указывает на кислую восстановительную обстановку.

Выводы. Диагенез бокситов протекает в несколько стадий в континентальной щелочной или нейтральной среде:

1. Все процессы зависят от характера дренажа, который контролируется трещиноватостью закарстованных пород ложа, и характера растительности.



Фиг. 74. Треугольная диаграмма составов ($SiO_2-Fe_2O_3-Al_2O_3$) бёмитовых и диаспоровых бокситов по данным химических анализов.

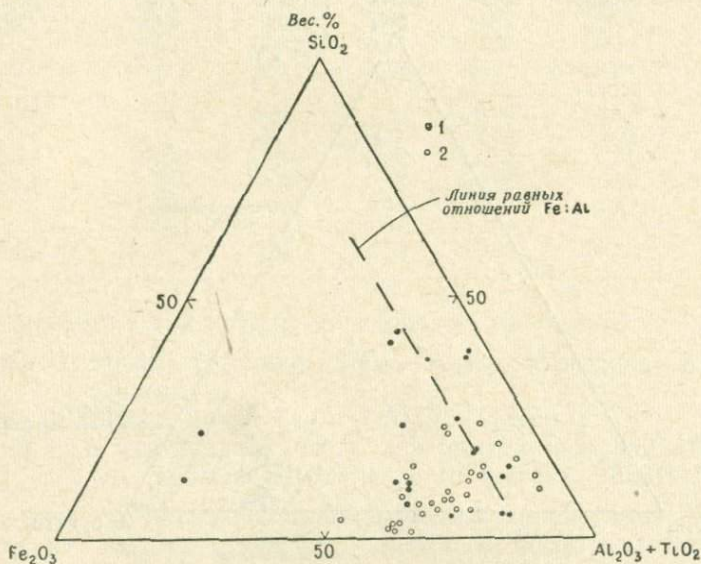
Составы диаспоровых бокситов или диаспоросодержащих глин Миссури, Хэняня и Джамму ложатся близко к линии $SiO_2-Al_2O_3$. Составы диаспоровых бокситов Греции располагаются близ линии $Al_2O_3-Fe_2O_3$, тогда как бёмитовые бокситы Греции также попадают во внутреннюю часть этого поля.

1 — бёмитовые бокситы, Греция; 2 — диаспоровые бокситы, Греция; 3 — диаспоровые бокситы Джамму, Индия; 4 — диаспоровые бокситы, Миссури; 5 — диаспоровые бокситы, Хэнянь.

2. Начальная ступень диагенеза — десилицификация, которая протекает наиболее интенсивно в участках с оптимальными условиями дренажа. Трехслойные минералы преобразуются в двухслойные (каолинитовая группа), которые в свою очередь переходят в гидроксилы алюминия. Первичные минералы Al — гиббсит или бёмит, а первичные минералы Fe — преимущественно гётит.

3. Новообразованный каолинит возникает в результате силицификации верхней части профилей; железо растворяется, но часто осаждается снова в виде гётита.

4. На участках с оптимальными условиями дренажа гиббсит может дегидратироваться с образованием бёмита. В тонкозернистых бёмит-гематитовых бокситах отмечается одновременная кристаллизация бёмита и гематита из геля. В условиях интенсивного дренажа бёмит может переходить в диаспор. Разделение минералов железа и алюминия ведет к перекристаллизации гематита в основной массе или к выносу железа. Некоторые диаспоровые бокситы не содержат минералов железа. В отдельных палеозойских и мезозойских проявлениях образование диа-



Ф и г. 75. Диаспоровые бокситы Франции, подобно бёмитовым бокситам, попадают во внутреннюю часть поля составов.

Во всех случаях железо мобилизовалось и мигрировало из бокситов или осаждалось в виде гематита или сидерита.

1 — диаспоровые бокситы, Франция; 2 — бёмитовые бокситы, Франция.

спора происходило, по-видимому, после разделения минералов железа и алюминия. Дегидратация диаспора с образованием корунда описана в бокситах СССР и Венгрии.

5. В результате диагенетических процессов могут образоваться следующие агрегаты: а) концентрические пизолиты диаметром 0,2—20 мм; б) реликтовые конкреции, возникающие в результате растворения минералов железа в основной массе; в) импрегнированные конкреции, образующиеся путем инкрустации минералами железа (гематитом или гётитом) участков бокситов, первоначально богатых железом; в начале бокситы были землистыми или пластичными, поэтому в них часто развиваются текстуры течения — деформированные оолиты с предпочтительной ориентировкой.

6. Пизолиты и импрегнированные конкреции первыми претерпевают дегидратацию с образованием диаспора, а минеральные преобразования в основной массе происходят главным образом на поздней стадии. В течение диагенеза некоторые второстепенные элементы, например Mn, Ni, Co, растворяются и концентрируются в результате осаждения в основании бокситовых залежей.

Постдиагенетические процессы. Среди постдиагенетических процессов можно выделить эпигенетические изменения, обуславливаемые воздействием поровых вод, поступающих из перекрывающих отложений, и современные процессы выветривания и эрозии покровных отложений, начавшие действовать после поднятия территории.

Обе эти группы процессов могут приводить к образованию сходных парагенетических ассоциаций. Наиболее важные эпигенетические процессы — регидратация, ресилицификация, обезжелезнение, сидеритизация, пиритизация, кальцитизация.

На бокситовых залежах многих районов, особенно в областях неустойчивых шельфов, образуются континентальные или прибрежные болота с обильной растительностью. Восстановительные кислые условия в подстилающих бокситах могут создаваться в результате подпруживания вод и притока гумусовых кислот. Примерами таких месторождений служат месторождения бокситов в СССР, Югославии, Греции, Франции и Венгрии. Венгерские бокситы [252, 135] перекрываются лигнитовыми глинами, отложившимися в обширных болотах в эоцене и подвергшимися интенсивному изменению.

Каменноугольные тихвинские бокситы и мезокайнозойские бокситы СССР (Зауралье, Казахстан) претерпели эпигенетическую ресилицификацию и регидратацию [92]. Разложению подверглись минералы глинозема и особенно минералы железа. Из перекрывающих лигнитовых пластов в бокситы поступали S, P, CO₂ и SiO₂, разрушавшие бокситы преимущественно с поверхности и вдоль трещин на большие глубины. Начальную стадию изменения представляла мобилизация железа. В зависимости от характера движения грунтовых вод минералы железа растворялись, и формировались светлоокрашенные, так называемые обесцвеченные, низкожелезистые бокситы. На других участках в результате реакции железа с S²⁻ образовывались мощные сплошные пиритовые или марказитовые линзы в кровле или подошве залежей или прожилки в самом рудном теле.

В серых бокситах пирит часто встречается в виде вкрапленников в основной массе или псевдоморфоз по пизолитам и конкрециям.

В присутствии CO₂ развивался сидерит. Сидерит может замещать высокожелезистые зоны пизолитов или конкреций. Иногда он образует крупные конкреции в основной массе или выполняет поры и трещины. Подобно сидериту, Ca — Mg-карбонатные

минералы могут встречаться в виде выполнений пор или замещать другие минералы.

Эпигенетические процессы заключаются в регидратации, мобилизации и выносе Si и Fe и образовании каолинита, карбонатов или сульфатов железа.

Выветривание бокситов после их поднятия протекает преимущественно в кислой окислительной обстановке, что особенно хорошо видно на примере венгерских бокситов. Процессы выветривания здесь приводят к растворению первичных минералов и образованию сульфатов, алюминатов и фосфатов. Повторное окисление верхних частей залежей обесцвеченных бокситов часто приводит к разрушению сульфидов [135]. Пиритовые конкреции обрастают гематитом или гётитом, которые на более поздней стадии могут снова раствориться. В результате разложения пирита также образуется мелантерит $\text{Fe}[\text{SO}_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ [15]. Разложение сульфидов в верхних частях бокситовых тел может привести к вторичной импрегнации нижних частей залежей сульфидными растворами, т. е. к пиритизации [135].

При процессах окисления Ca и SO_4 реагируют с образованием гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а Al осаждается в виде алуниита $\text{KAl}_3[(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2]$ [251] и аугелита $\text{Al}_2[(\text{OH})_3/\text{PO}_4]$. Эти новообразованные минералы выполняют поры или в виде пленок покрывают стенки трещин и полостей.

Процессы образования терра-росса у верхнего и нижнего контактов бокситовых тел, происходящие близ дневной поверхности, могут быть настолько интенсивными, что приводят к обрушению бокситов и перекрывающих отложений. Бокситы дезинтегрируются в результате их растворения и образовании каолинита и гётита вдоль трещин. В ходе очень интенсивного постгенетического карстообразования бокситы деградируют и преобразуются в землистые красные и желтые или белые глинистые бокситы (фото VII, 26). Примеры такого преобразования известны на многих месторождениях Франции, Венгрии и Греции.

Выводы

1. В восстановительных кислых условиях минералы Fe^{3+} растворяются, и железо может снова осадиться в виде пирита или сидерита. В этих же условиях могут происходить регидратация минералов Al и Fe и каолинизация.

2. В окислительных условиях образуются сульфаты, алюминаты и фосфаты.

3. Бокситы могут снова приобрести землистый облик и рыхлое сложение в результате постгенетического закарстовывания пород ложа и процессов образования терра-росса. Улучшению качества бокситов способствует только вынос железа; все другие постдиагенетические процессы ухудшают качество первичных бокситов.

«Бокситы» на фосфатсодержащих породах. В Таиба в Сенегале описаны [50, 230, 242] фосфорносные латеритоподобные образования, которые залегают на глинистых породах раннелютетского возраста. Здесь наблюдается следующий профиль:

4. Al-фосфаты; чередующиеся серые, серовато-белые, белые и зеленоватые прослойки; пористые, с многочисленными пустотами; мощность 3—4 м; верхняя часть горизонта нередко представлена переотложенным материалом, смешанным с венчающими разрез песками.

3. Глинистые пласты; бурые или пестроокрашенные; мощность изменяется в пределах 0,5—2 м, что обусловлено подводными оползнями.

2. Са-фосфаты; конгломератовые фосфатные слои изменчивой мощности, чередующиеся с песками, алевритами и кремнями; переотложенные морские глины, серовато-белые с тонкой слоистостью.

1. Подстилающие глины.

Речная эрозия после поднятия территории обусловила образование пересеченного рельефа.

Эти четыре горизонта сложены следующими минералами:

1. Подстилающие глины состоят из монтмориллонита и аттапульгита (содержащихся в переменных количествах). 2. В слоях, богатых фосфором, Са-фосфаты представлены фторапатитом, образующим оолиты и псевдооолиты. Глинистые минералы фосфатсодержащих прослоев и пласта глин состоят из монтмориллонита и каолинита (в качестве примеси). 3. Глинистые прослойки сложены монтмориллонитом. Возможно, присутствует примесь каолинита. 4. Самая верхняя часть разреза включает Al фосфаты (табл. 30).

Таблица 30

Химический состав пород зоны алюмофосфатов [230]

Номер образцов	P ₂ O ₅	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CO ₂	SiO ₂	MnO	CaO/P ₂ O ₅
78	28,7	6,4	31,6	2,4	0,2	10,8	0,5	0,22
77	31,7	7,0	32,3	2,8	0,4	3,8	0,35	0,72
76	28,7	9,8	31,5	2,0	0,5	6,8	0,80	0,34
75	25,7	8,8	28,6	2,4	0,4	15,9	0,85	0,34
74	28,3	8	31,2	2,8	0,7	10,1	1,0	0,28
73	15,1	5,6	21,1	3,6	0,2	41,3	0,9	0,36
72	19,9	6,6	25,2	2,8	0,4	29,1	1,05	0,33
71	13,5	5,5	22,8	6,0	0,5	38,3	1,05	0,40
70	13,4	5,6	18,7	11,6	0,4	38,4	1,45	0,41
69	15,0	3,2	14,2	5,2	0,5	52,4	0,6	0,21
68	20,8	3,6	21,6	18,0	0,2	17,1	0,9	0,17

Отложения из нижней части профиля не подверглись изменениям, тогда как верхние горизонты претерпели латеритизацию с выносом Ca, Fe и Si.

Al-фосфаты образовывались за счет Ca-фосфатов, реликты которых еще сохраняются. В зоне Al-фосфатов крадаллит $\text{CaAl}_3\text{H}[(\text{OH})_6/(\text{PO}_4)_2]$ — преобладающий минерал. Присутствует немного аугелита $\text{Al}_2[(\text{OH})_3/\text{PO}_4]$, особенно в верхней части разреза. Вместо монтмориллонита здесь образовались каолинит и иллит. Кремнистые слои подверглись растворению и распадению на кремнистый порошок.

Не ясно, какие процессы привели к накоплению железа в глинах, подстилающих фосфатные образования, — первичные процессы осадконакопления или латеритизация. Поэтому не определено положение границы, до которой протекали процессы латеритизации.

Глава 6.

ГЕОХИМИЯ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В этой главе рассматриваются общие геохимические закономерности образования бокситовых месторождений. С учетом сведений, приведенных в гл. 5, показано, что химический состав бокситов определяется следующими факторами: 1) количеством полезных компонентов в материнских породах; 2) характером химической связи полезных элементов с устойчивыми и неустойчивыми минералами при выветривании; 3) интенсивностью дренажа в ходе выветривания: осаждением минералов на месте (относительное обогащение), вертикальным или горизонтальным переносом элементов грунтовыми водами (абсолютное обогащение); 4) полигенетическими изменениями: позднедиагенетическими, — эпигенетическими.

Для генезиса бокситов главное значение имеют Si, Al и Fe. Огромные залежи образовались полностью или частично путем выноса кремнезема, что привело к относительному накоплению Al и Fe. Отношение Al/Fe в таких бокситах соответствует отношению этих элементов в исходных породах. Так, например, ферраллиты представляют собой горизонты бокситов на изверженных породах и большинство карстовых залежей. Спаллиты (высококремнеземистые породы) формировались в том случае, если железо выносилось быстрее, чем кремнезем. Эти породы слагают сапролитовую зону на изверженных породах, а на осадочных отложениях они представлены высокоглиноземистыми глинами и промежуточными разновидностями между этими глинами и сухарными. Аллиты образуются путем относительного накопления алюминия при селективном выносе кремнезема и железа.

Кроме процессов относительного обогащения, могут происходить процессы абсолютного обогащения (образование импрегнаций) в виде переноса Fe, Al и Si в коллоидной или ионной

форме на большие расстояния в вертикальном и боковых направлениях и их последующего осаждения (примеры таких месторождений описаны в гл. 5). Для того чтобы раскрыть это явление, рассматриваются основные закономерности поведения указанных элементов в растворах.

В табл. 31 [28] приведены относительные концентрации элементов-примесей в бокситах по сравнению с породами земной коры.

Таблица 31

Концентрация элементов в земной коре и бокситах

Элементы	Бокситы	Земная кора	Коэффициент концентрации
Al	30,16	7,45	4,05
Fe	9,99	4,20	2,38
Si	3,80	26,00	0,15
Ti	1,64	0,64	2,56
Ca	0,81	3,25	0,25
C	0,515	0,35	—
S	0,50	0,10	5,00
K	0,36	2,35	0,15
P	0,13	0,12	1,08
Mg	0,09	2,35	0,038
Na	0,08	2,40	0,03
Mn	0,076	0,10	0,76
V	0,062	0,02	3,10
Cr	0,055	0,03	1,83
Cu	0,023	0,01	2,30
Zn	0,021	0,02	1,05
Ga	0,0035	—	—

Кремнезем. На ранних стадиях диагенеза кремнезем в противоположность алюминию выносится. Существует прямая связь между выносом кремнезема и интенсивностью дренажа в бокситах. Поэтому во многих залежах отмечаются постепенные переходы в вертикальном и боковых направлениях от ссилитов (40% SiO₂) к аллитам или ферраллитам (2% SiO₂).

В плато-бокситах на изверженных породах максимальное содержание кремнезема отмечается в самой нижней и самой верхней зонах. Ресилификация базальной сапролитовой зоны происходила в результате поступления кремнезема, высвобождавшегося при разложении каркасных силикатов верхних зон, тогда как накопление SiO₂ в самой верхней зоне, приводившее к образованию глинистых минералов, может объясняться воздействием влаголюбивых растений. Так как во всех полностью сохранившихся залежах картина распределения SiO₂ почти одинакова, то можно считать, что поведение SiO₂ объясняется общими закономерностями.

Более того, прямая связь между характером распределения SiO₂ и интенсивностью дренажа наблюдается также в бокситах,

измененных диагенетическими процессами и переслаивающихся с осадками (Ямайка, Греция, Суринам). Самая верхняя часть залежей этих бокситов также подверглась интенсивной ресилицификации, вероятно, в результате дегидратации, обусловленной жизнедеятельностью растений. Новообразованные минералы представлены группой каолинита, но там, где воды были застойными, образовывались минералы группы монтмориллонита. Новообразованных кристаллов кварца в бокситовых залежах не обнаружено. В бокситах можно встретить трещины и поры, импрегнированные глинистыми минералами, и участки боксита, замещенные этими минералами в результате эпигенетической мобилизации SiO_2 .

Алюминий. На ранних стадиях диагенеза увеличиваются интенсивность дренажа, скорость удаления SiO_2 , степень относительного обогащения алюминием. Высокопористые породы с хорошо сохранившимися реликтовыми структурами представляют собой основные участки относительного накопления Al в плато-бокситах, причем в них главный Al-минерал — гиббсит. Интенсивность дренажа возрастает вверх по разрезу и в бока в сторону склонов долин. Эти участки с оптимальными условиями дренажа характеризуются абсолютным накоплением Al, образованием пизолитов и присутствием бёмита, кроме гиббсита.

По сравнению с материнскими породами содержание алюминия в бокситах может увеличиваться в 3—4 раза. Наибольшие содержания Al_2O_3 (60—70%) отмечены в центральных частях залежей (профили на месторождениях Арканзаса, Индии и Австралии).

Эпигенетическая миграция алюминия играет второстепенную роль, и лишь изредка в плато-бокситах широко проявлены процессы перекристаллизации и образования гиббсита в порах.

В залежах бокситов, переслаивающихся с осадками, на участках с наибольшим содержанием Al_2O_3 , также существовали оптимальные условия дренажа. В качестве первичных минералов здесь установлены гиббсит и бёмит. Отмечается, что увеличение степени образования пизолитов связано с повышением интенсивности дренажа в плато-бокситах, причем в пизолитовых бокситах содержится наибольшее количество Al. Гиббсит дегидратируется с образованием бёмита или диаспора. Наибольшие содержания алюминия приурочены к центральным участкам залежей (до 80% Al_2O_3) в диаспоровых бокситах.

Для бёмитовых бокситов всегда характерны субмикроскопические структуры, тогда как для гиббситовых бокситов — тонкокристаллические или крупнозернистые (кристаллы размером до 100 мкм), а для диаспоровых бокситов — всегда крупнокристаллические. В гиббситовых и бёмитовых бокситах обычно встречаются тонкие сростки минералов Fe и Al, однако с повышением интенсивности дренажа степень разделения Fe и Al и пористость увеличиваются. Все эти явления указывают на преимущественно

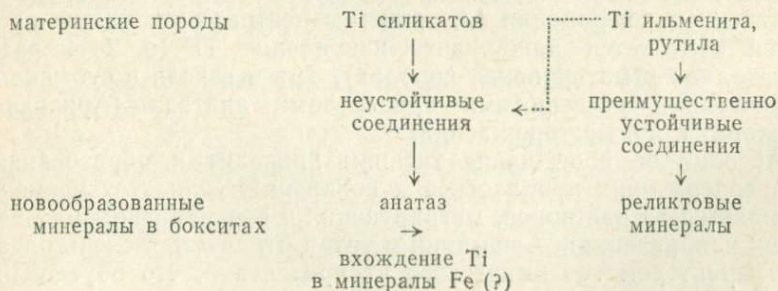
относительное накопление Al при диагенезе карстовых бокситов, тогда как миграция Al и процессы абсолютного накопления Al имели второстепенное значение.

Некоторые элементы-примеси, такие, как Ti, Zr и V, накапливаются вместе с Al (см. стр. 184).

Железо. В бокситах на изверженных породах может происходить как относительное, так и абсолютное накопление железа. Относительное накопление обуславливает сохранение такого же отношения Al/Fe, какое имеют материнские породы. Абсолютное накопление отмечается как результат импрегнации железом верхней железистой корки и многих участков сапролитовой зоны. В то время как в центральных частях профилей содержание железа может быть очень низким (менее 1% Fe₂O₃), в железистой шляпе оно достигает 50—60%. Обычный первичный минерал железа — гематит, образующийся из геля. В горизонтах с абсолютным накоплением железа и с минералами, образовавшимися из гелей, железо и сиаллитовые компоненты разделяются с образованием пузырчатых текстур и с выделением гематита и каолинита или гиббсита. Гётит также может быть первичным (в бокситах на чарнокитах в южной Индии), если наблюдается только относительное накопление железа. Эпигенетические минералы железа представлены гётитом, изредка — маггемитом и сидеритом, если преобладали условия застойных вод.

В гиббситовых и бёмитовых карстовых бокситах присутствуют очень тесные срастания минералов Al и Fe, образующие ферраллиты или ферсиаллиты. Большинство бокситов на осадочных породах и на основных изверженных породах имеют близкие отношения Al/Fe. По этой причине ферраллитные продукты выветривания можно рассматривать в качестве исходных пород многих карстовых бокситов. Минералы Al и Fe разделяются при диагенезе, эпигенезе и выветривании. Местами отмечают только вторичная инфильтрация и накопление железа. В процессе диагенеза и эпигенеза железо обычно выносятся из бокситов. В белых бокситах содержание Fe₂O₃ не превышает 1—2%.

Титан. По данным А. А. Мигдисова [161], при выветривании в бокситах более всего накапливается титан. В этих случаях титан распределяется следующим образом:



В бокситах на изверженных и метаморфических породах титан связан с такими реликтовыми минералами, как титаномагнетит, ильменит, или с диагенетическими образованиями — обычно с анатазом. Подобно Al и Fe, Ti может накапливаться относительно или абсолютно в результате миграции и осаждения из растворов. Максимальные содержания TiO_2 , обнаруженные в бокситах, составляют 15—32%. Содержание титана в бокситах определяется его содержанием в исходных породах и степенью мобилизации при выветривании (табл. 32).

Таблица 32

Содержание Ti в бокситах и материнских породах

	Окислы, %				Отношение TiO_2 материнских пород/ TiO_2 бокситов
	SiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3 + FeO$	TiO_2	
Базальт, Гуджарат (Индия)	54,26	17,26	11,65	0,81	
Боксит, Гуджарат (Индия)	0,6	64,2	1,2	2,9	3,6
Базальт, Удагири (Индия)	50,51	17,18	14,59	2,58	
Боксит, Удагири (Индия)	1,2	54,2	4,2	4,3	1,7
Нефелиновый сиенит, округ Селайн, США	56,51	21,11	3,0	0,5	
Зона конкреций, округ Селайн, США	1—7	57—61	1—3,5	1,2—4,4	2,4—8,7
Чарнокит, Котагири (Индия)	67,03	14,99	6,4	0,91	
Боксит 2, Котагири (Индия)	2,67	53,07	9,94	1,57	1,7
Чарнокит, Иеркауд П (Индия)	64,14	18,85	5,13	0,70	
Боксит 7, Иеркауд П (Индия)	0,19	57,10	9,03	1,88	2,7
Андезит, Белиан (Саравак)	52,49	17,70	8,00	1,82	
Боксит горный (средний), Белиан (Саравак)	1,69	54,73	9,90	2,47	1,4
Дацит, о. Манус (Австралия)	67,31	14,22	5,58	0,53	
Боксит, о. Манус (Австралия)	0,36	56,71	10,84	1,09	2,1

Содержание Ti возрастает в основном пропорционально с увеличением содержания Al, причем в центральных частях профилей отмечается наибольшее накопление Ti (в 2—4 раза больше, чем в материнских породах). Титан связан с субмикроскопическими рассеянными кристаллами анатаза (Арканзас, Гуджарат и др. месторождения).

Абсолютное обогащение титаном приводит к образованию титансодержащих пропластков и конкреций, если этот элемент осаждается из растворов, мигрирующих в вертикальном или боковых направлениях. Алюминий и титан отличаются очень близким характером геохимического распределения, что обусловли-

вает тесную связь между содержаниями Ti и Al на многих бокситовых месторождениях.

В карстовых бокситах в среднем содержится 2—4% TiO_2 . Большая часть титана связана с субмикроскопическим новообразованным анатазом. Титан накапливается преимущественно параллельно с алюминием, хотя местами он тяготеет к участкам, обогащенным железом.

Обломочные бокситы и материнские породы имеют близкие отношения Al/Ti, однако более четкая корреляция между Al и Ti отмечается в тех карстовых бокситах, в которых неоднократно происходили процессы растворения и осаждения минералов в нескольких стадиях диагенеза. Бардошши [22] указывает, что Ti накапливается вместе с Al (фиг. 76), хотя одновременно он отмечает накопление Ti вместе с Fe. В бокситах Франции отмечено диагенетическое накопление Ti и Al в главном ферраллитном горизонте и параллельное обогащение железом в верхней сиаллитной зоне [254]. В ферраллитном горизонте Ti осаждался в виде анатаза, а в сиаллитной зоне он ассоциирует с вторичными железистыми конкрециями.

Элементы-примеси. Процессы последовательного выноса Si и Fe ведут к постоянному накоплению Al в латеритных бокситах и в бокситах на осадочных породах. Мобилизация элементов-примесей в течение диагенеза, эпигенеза и выветривания обуславливает их многократное переотложение.

Некоторые элементы-примеси могут концентрироваться в такой степени, что бокситы приобретают самостоятельное или дополнительное практическое значение в качестве руды Ti, Ni, Co и Cu.

В общем элементы-примеси геохимически ведут себя одинаково в бокситах на изверженных, метаморфических и осадочных породах.

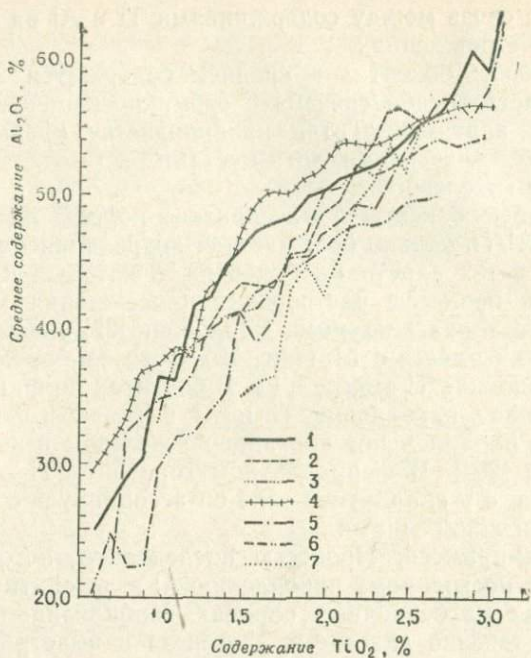
Ниже приведены примеры распределения элементов-примесей в бокситах на изверженных и метаморфических породах и в карстовых бокситах.

Элементы-примеси в бокситах на изверженных и метаморфических породах. Гордон и др. [97] сопоставили содержания элементов-примесей в нефелиновых сиенитах и бокситах четырех типов Арканзасского месторождения, США. Они установили, что Sr, Cu, Ga, Nb и Mo в общем накапливаются в большей степени, а Zr, Ti, Sc, V, Be, Mn, Y и Pb — в меньшей степени, чем алюминий.

Из бокситов выносятся Sr, Zr, Ba, Ca, Mg и щелочи (табл. 33, 34).

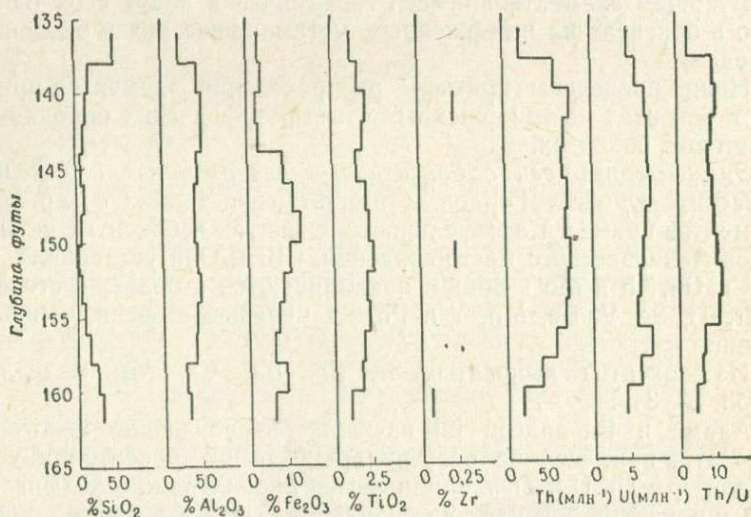
Адамс и Ричардсон [2] изучали распределение некоторых элементов-примесей по разрезу арканзасских бокситов и установили, что Th, U и Zr накапливаются параллельно с Al (фиг. 77).

В индийских бокситах на базальтах было установлено значительное накопление галлия вместе с алюминием [53].



Фиг. 76. Изменение содержания TiO_2 в зависимости от содержания Al_2O_3 в карстовых бокситах Венгрии [22].

1 — дорога Халимба — Девечер; 2 — Халимба — Череш; 3 — Сёц — Хатарвёльд; 4 — Нирад — Ишамайор; 5 — Гант — Харастош; 6 — Искасетдёрдь — Княчеш; 7 — Нежа.



Фиг. 77. Распределение некоторых главных элементов и микроэлементов в бокситах на нефелиновых сиенитах, округ Селанин, Арканзас, США [2].

Содержание (вес. %) элементов-примесей в нефелиновом сиените, бокситах
и бокситистых глинах Арканзасского месторождения

Элементы	Нефелиновый сиенит (3 образца)	Бокситы всех видов (14 образцов)	Бокситы			
			тип 1 (3 образца)	тип 2 (7 образцов)	тип 3 (3 образца)	тип 4 (1 образец)
Ti	0,51 ¹	1,06	0,73	1,1	1,0	1,8
Zr	0,050	0,13	0,12	0,12	0,13	0,2
Mn	0,097	0,12	0,083	0,17	0,040	0,05
Ca	1,01 ¹	0,12	0,033	0,11	0,20	0,2
Nb	0,013	0,050	0,050	0,050	0,040	0,08
Mg	0,38 ¹	0,037	0,0053	0,050	0,037	0,09
Sr	0,027	0,019	0,0035	0,010	0,053	0,03
Ba	0,071	0,017	0,0013	0,0030	0,060	0,04
Y	0,013	0,015	0,0057	0,020	0,012	0,02
Cr	0,0001	0,011	0,0043	0,0089	0,018	0,02
La	0,030	0,010	0,012	0,0096	0,0067	0,02
V	0,0047	0,0092	0,0060	0,0077	0,016	0,01
Ga	0,0020	0,0086	0,0063	0,0060	0,0093	0,008
B	—	0,0031	—	0,0029	0,0070	0,002
Mo	0,00057	0,0018	0,0010	0,0016	0,0030	0,002
Cu	0,00017	0,0014	0,0013	0,0019	0,00067	0,001
Sc	0,00033	0,00069	0,00053	0,00074	0,00077	0,0006
Pb	0,00067	0,00067	0,00033	0,00067	0,00090	0,001
Ni	—	0,00064	—	—	0,0030	—
Be	0,00017	0,00022	—	0,000057	0,00090	—
Co	—	0,00014	—	—	0,00067	—

¹ По данным химических анализов. Анализировались, но не обнаружены следующие элементы: в нефелиновых сиенитах — As, Sb, Bi, In, Tl, Sn, Ag, Zn, Cd; в бокситах и бокситистых глинах — As, Sb, Bi, In, Tl, Sn, Ge, Ta, P.

Относительные концентрации или уменьшение содержаний элементов-примесей в бокситах и бокситовых глинах в сравнении с нефелиновым сиенитом [97]

Коэффициенты концентрации

Элементы	в бокситах всех типов	в бокситовых залежах				
		тип 1	тип 2	тип 3	тип 4	
Концентра- ция > Al	Cr	100	40	90	180	200
	Cu	8	8	11	4	6
	Ga	4,3	3,2	3,0	4,7	4
	Nb	3,8	3,8	3,8	3,1	6
Концентрация < Al	Mo	3,2	1,8	2,8	5,3	4
	Al	2,7	3,0	2,4	3,0?	2,9
	Zr	2,6	2,4	2,4	2,6	4
	Ti	2,1	1,4	2,1	2,0	3
	Sc	2,1	1,6	2,2	2,3	2
	V	2,0	1,3	1,6	3,4	4
	Be	1,3	—	0,3	5,3	—
	Mn	1,2	0,9	1,8	0,4	0,5
	Y	1,2	0,4	1,5	0,9	1,5
	Pb	1,0	0,5	1,0	1,3	1,5
Разубоживание	Sr	0,7	0,1	0,4	2,0	1,0
	La	0,3	0,4	0,3	0,2	0,7
	Ba	0,2	0,02	0,04	0,8	0,6
	Ca	0,1	0,03	0,1	0,2	0,2
	Mg	0,1	0,01	0,1	0,1	0,2

Состав андезита из Мунггу-Белиан, Сематан [273]

Главные элементы	(%)	Элементы-примеси	Мдн. ⁻¹
SiO ₂	52,49	Cr	75
TiO ₂	1,82	Co	65
Al ₂ O ₃	17,70	Ga	16
Fe ₂ O ₃	5,84	Mn	700
FeO	2,16	Ni	140
MnO	0,10	Sr	720
MgO	4,16	V	235
CaO	7,39	Y	100
Na ₂ O	3,98	Zr	240
K ₂ O	1,00		
H ₂ O ⁺	1,83		
H ₂ O ⁻	1,40		
P ₂ O ₅	0,83		

Вольфенден [273] показал на примере бокситов Малайзии, что селективное накопление некоторых элементов зависит от условий позднего диагенеза. Содержания элементов-примесей в андезитах приведены в табл. 35. В «горных» бокситах (табл. 36) с хорошими условиями дренажа, в болотных бокситах (табл. 37) и в базальном сапролите (табл. 38), где преобладали условия застойных вод, эти элементы вели себя по-разному.

В сапролите относительно накапливались Cr и Zr, так как они связаны с хромитом и цирконом — минералами, устойчивыми при выветривании. Другие элементы — Ni, Co и P — концентрировались в результате привноса растворами (см. стр. 184).

Галлий осаждается преимущественно в восстановительных условиях и накапливается в аллитной зоне болотных бокситов. Разложение гётита при отрицательных значениях Eh могло привести к выносу Co и Ni. Марганец также легко растворяется в восстановительных условиях. В аллитной зоне Cr и Zr связаны как с реликтовыми, так и с новообразованными минералами (табл. 39).

Не на всех месторождениях бокситов обнаруживаются такие определенные тенденции в поведении элементов. Калиги [130] изучал распределение Mn, Ni, Cr и P в многочисленных бокситовых и латеритных профилях на базальтах и чарнокитах Индии.

Он показал, что между этими элементами и главными элементами не устанавливается определенных соотношений и что содержания элементов-примесей резко различаются в разных образцах (табл. 40).

В различных бокситах устанавливаются как вынос, так и накопление Cr и P. В одних бокситах в значительных количествах накапливается Ni, однако из других он может быть полностью

Данные неполного анализа горных бокситов из Мунггу-Белиан, Сематан [273]

Номер образца	S7271	S7272	S7275	S7276	S7277	S7278	S7279	S7280	Среднее
Главные элементы, %									
Al ₂ O ₃	54,20	55,62	56,44	51,89	54,57	55,18	54,49	55,48	54,73
Связанная SiO ₂	1,02	1,61	1,14	1,87	2,46	0,88	0,78	0,97	1,34
Свободная SiO ₂	0,50	0,37	0,21	0,30	0,36	0,37	0,45	0,23	0,35
Fe ₂ O ₃	9,34	9,05	8,57	11,57	8,74	9,38	10,10	8,64	9,42
FeO	0,47	0,44	0,57	0,55	0,40	0,44	0,44	0,54	0,48
TiO ₂	2,52	2,42	2,25	3,21	2,30	2,49	2,47	2,08	2,47
P ₂ O ₅	0,32	0,17	0,34	0,29	0,21	0,31	0,33	0,32	0,28
П. п. п.	29,45	29,19	29,99	28,34	29,31	29,33	29,40	30,10	29,39
H ₂ O (-105° С)	0,70	0,42	0,51	0,65	0,54	0,45	0,63	0,54	0,55
Сумма	98,52	99,29	100,02	98,67	98,89	98,83	99,09	98,90	99,01
Элементы-примеси, млн ⁻¹									
Cr	260	210	250	320	290	250	280	250	260
Co	39	22	20	10	—	33	24	20	21
Ga	28	30	24	22	25	37	27	22	27
Mn	290	370	320	370	220	290	320	300	310
Ni	47	45	90	39	45	48	50	43	50
Sr	—	170	85	190	140	45	50	130	~ 100
V	270	200	235	300	228	235	235	200	240
Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	410	480	390	400	410	390	370	350	400

Данные неполного анализа болотных бокситов из Мунггу-Белнан, Сематан [273]

Номер образца	S7268	S7269	S7270	S7273	S7281	S7282	Среднее
Главные элементы, %							
Al ₂ O ₃	49,95	52,50	49,56	54,90	47,72	54,83	51,58
Связанная SiO ₂	9,01	9,73	8,39	4,56	5,15	4,16	6,83
Свободная SiO ₂	7,78	1,36	6,53	4,77	10,36	6,64	6,24
Fe ₂ O ₃	2,32	5,25	4,05	3,22	4,33	1,60	3,46
FeO	0,41	0,21	0,35	0,22	0,70	0,21	0,35
TiO ₂	2,76	2,59	2,95	1,93	2,28	1,83	2,39
P ₂ O ₅	0,19	0,13	0,17	0,19	0,21	0,19	0,18
П. п. п.	26,08	27,21	25,76	29,16	28,16	28,78	27,52
H ₂ O (-105° С)	0,69	0,83	0,72	0,48	0,99	0,64	0,72
Сумма	99,19	99,81	98,48	99,43	99,90	98,88	99,27
Элементы-примеси, млн ⁻¹							
Сг	240	370	310	200	240	200	260
Со	9	10	5	7	13	7	8
Са	47	42	42	38	40	34	40
Мп	140	120	320	120	130	70	150
Ni	40	44	20	17	31	12	27
Sr	120	130	220	170	110	160	150
V	185	235	170	210	280	130	200
У	—	—	—	50	—	—	—
Zr	530	430	470	460	400	370	440

Данные неполного анализа каолинистых глин из Мунггу-Белиан, Сематан [273]

Номер образца	S6108	S6539	S6546	S6547	S6557	Среднее
<i>Главные элементы, %</i>						
Al ₂ O ₃	29,51	35,00	31,17	24,47	29,89	30,01
SiO ₂	34,72	30,50	24,90	26,53	33,40	30,01
Суммарное Fe как Fe ₂ O ₃	13,60	12,03	15,67	11,34	12,47	13,02
MgO	0,58	н. о.	н. о.	5,40	н. о.	—
CaO	0,06	н. о.	н. о.	3,60	н. о.	—
TiO ₂	2,90	2,88	3,18	2,55	2,71	2,84
P ₂ O ₅	0,23	0,28	1,90	2,33	0,65	1,08
П. п. п.	17,28	18,76	22,54	21,87	19,93	20,08
Сумма	98,88	99,45	99,36	98,09	99,05	97,04 [†]
<i>Элементы-примеси, млн⁻¹</i>						
Cr	180	150	360 ²	160	160	160
Co	65	34	46	90	100	67
Ga	22	25	25	20	20	23
Mn	380	300	320	2200 ²	2200 ²	330
Ni	140	240	180	90	210	170
Sr	—	65	640 ²	—	180	—
V	270	250	340	310	230	280
Y	65	—	50	—	60	—
Zr	440	510	430	400	430	440

¹ Средние содержания CaO и MgO не рассчитывались.² Эти аномально высокие величины не учитывались при вычислении средних содержаний.

Коэффициенты концентрации элементов в бокситах и каолинистых глинах, образовавшихся из андезитов [273]

Элемент	Коэффициенты концентрации и разубоживания			
	горный боксит	болотный боксит	каолинистая глина	
Концентрация > Al	Cr	3,5	3,5	2,7
	Al	3,1	2,9	
	Zr	1,6	1,8	1,8
				1,7
	Ga	1,7	2,5	1,4
Концентрация < Al	Ti	1,4	1,3	1,6
	Fe	1,2	0,5	1,6
	V	1,0	0,9	1,2
	Ni	0,4	0,2	1,2
	Co	0,3	0,1	1,0
	P	0,3	0,2	1,3
Разубоживание	Mn	0,4	0,2	0,5
	Sr	0,14	0,2	—
	Si	0,03	0,3	0,6

вынесен. Для марганца характерны наиболее резкие колебания содержания. Как вынос, так и накопление Ni и Mn отмечаются в самых верхних частях различных профилей. Необходимо получить дополнительные данные, чтобы охарактеризовать поведение этих элементов при латеритном выветривании.

Элементы-примеси в карстовых бокситах. В карстовых бокситах распределение элементов-примесей зависит от состава материнских пород и условий дренажа.

Согласно данным Шроля и др. [215], в бокситах Австрии Cr, Ni, Be и В накапливаются вместе с железом. Так как элементы-примеси этих бокситов в значительной мере заимствованы из материнских пород, знание их геохимии могло бы помочь определению состава этих пород. Шроль и Зауэр [216] рассчитали отношения ряда элементов различных материнских пород и бокситов, например Ti/Cr, Cr/Ni, Mo/V. Эти авторы показали, что бокситы имеют постоянные отношения Cr/Ni. На этом основании предполагается, что бокситы образовались за счет ультраосновных пород или базальтов (фиг. 78). Отношения Ti/Cr или Mo/V менее удобны для геохимической характеристики бокситовых провинций.

Таблица 40

Содержание элементов-примесей (млн.⁻¹) в чарноките, бокситах и базальтах Индии [130]

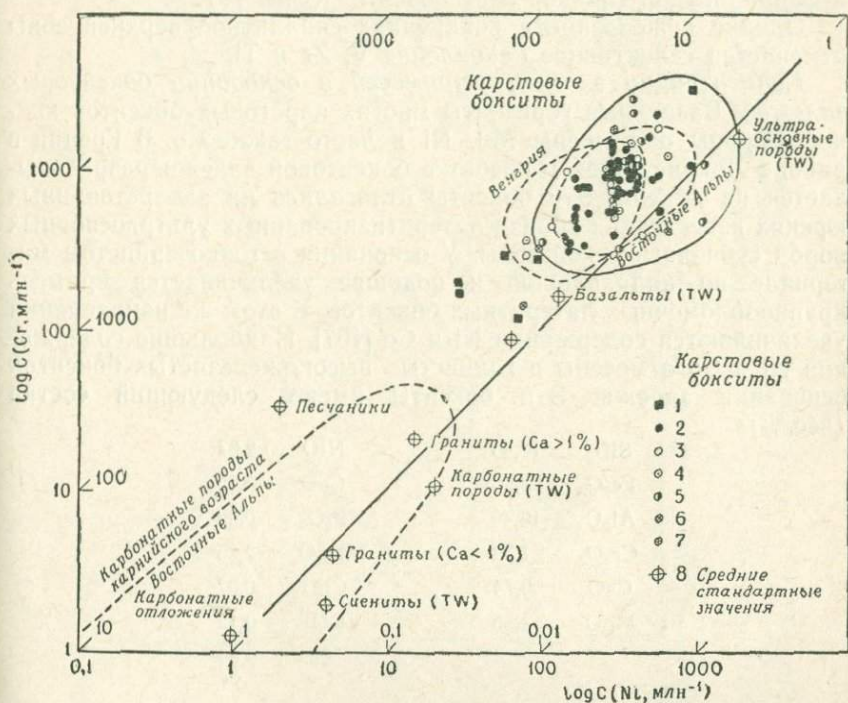
Порода	Район	Mn	Cr	P	Ni
Чарнокит	Котагири	3 560	200	350	2 100
Бокситы	»	380—1 970	40—100	10—1 680	800—3 600
Базальты	Удагири	8 040	150	750	3 500
Сапролиты	То же	430—3 030	190—370	180—740	100—1 600
Бокситы	»	240—2 690	220—980	160—620	100—2 900
Железистая корка	»	1 360—13 240	460—1 530	340—1 540	200—2 100
Базальты	Меваса/Гуджарат	4 680	140	300	1 200
Сапролиты	То же	280—1 820	50—110	150—700	200—1 400
Бокситы	»	540—2 120	40—160	90—250	300—500
Железистая корка	»	520—1 770	100—150	410—730	100—1 000

Таблица 41

Среднее содержание элементов-примесей (млн.⁻¹) в бокситах четырех месторождений западной и восточной Герцеговины [152]

Месторождение	Количество образцов	Cr	Li	Ni	Y	La	U	Th	Th/U
Западная Герцеговина									
Студена Врела	31	447	8,5	346	47	117	7,6	40,0	5,2
Мратньяча	10	568	4,5	333	47	143	7,0	39,2	5,6
Восточная Герцеговина									
Дабрица	13	1 150	71	371	168	273	2,7	34,6	12,8
Горный Брштаник	4	1 600	74	500	272	205	3,0	39,8	13,2

Максимович [152] на примере бокситовых месторождений Югославии показал, что вариации в содержаниях элементов-примесей связаны с различным составом материнских пород. Например, в карстовых бокситах западной части Герцеговины по сравнению с бокситами восточной части содержится меньше Cr, Mo, Li, Ni, Zr, Y, La и Sr и больше U и Th. В бокситах восточной



Ф и г. 78. Содержание Cr и Ni в карстовых бокситах и в карбонатных породах формации Карн в восточных Альпах.

Указаны средние содержания в различных породах, полученные Турекьяном и Ведыполем [248].

1 — каолинистые глины; 2 — Австрия; 3 — Венгрия; 4 — Югославия; 5 — Греция; 6 — Франция; Испания, 7 — Ямайка [216].

части провинции содержится в 2—5 раз больше хрома, чем в бокситах западной части. Эти изменения содержания, несомненно, связаны с различиями в составе материнских пород (табл. 41).

Отмечается мобилизация Al и Fe, а также элементов-примесей при глубоком диагенезе, вследствие чего элементы-примеси ведут себя аналогично этим главным элементам. В некоторых местах Zr, Pb, U и Th связаны с обломочным цирконом. При процессах минералообразования в бокситах Ti и Zr входят в структуру анатаза. По-видимому, Zr, V и Ga также

захватываются минералами алюминия. Распределение Ni в основном обнаруживает прямую зависимость от содержания каолинита.

В бокситах Вар во Франции V и Zr концентрируются вместе с Ti и, вероятно, входят в состав анатаза [254]. Содержание этих элементов увеличивается с возрастанием содержания алюминия в ферраллитной главной зоне бокситов (фиг. 79).

Однако в железистых конкрециях сиаллитной верхней зоны отмечается селективное накопление V, Zr и Ti.

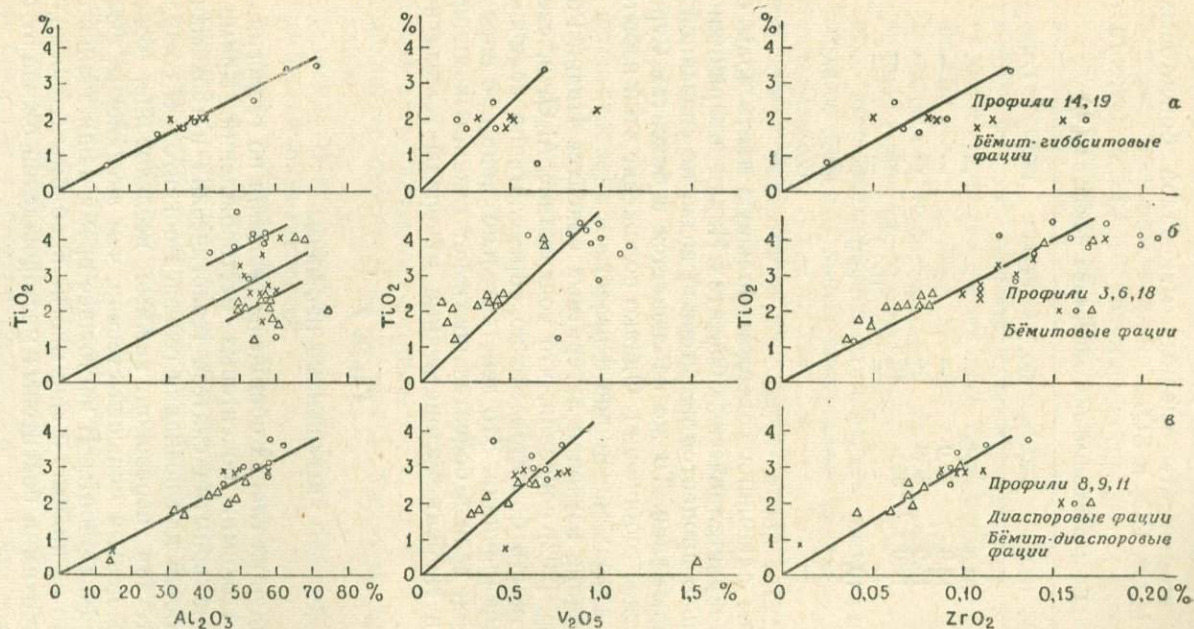
Концентрации элементов-примесей в основании бокситовых залежей. Базальные горизонты многих карстовых бокситов южной Европы обогащены Mn, Ni и часто также Co. В Греции в районе Локрис такой горизонт в бокситовой залежи разрабатывается на никель. Эти бокситы отлагались на закарстованных юрских известняках вблизи латеритизированных ультраосновных пород субпелагической зоны. У основания в тонкозернистом материале по направлению к подошве увеличивается примесь крупнообломочных латеритных бокситов. В этом же направлении увеличиваются содержания Ni и Co [167]. Наибольшие содержания Ni и Co отмечены в глинистых высокожелезистых бокситах основания залежи. Эти бокситы имеют следующий состав (вес. %):

SiO ₂	16,45	NiO	2,67
Fe ₂ O ₃	53,50	CoO	0,05
Al ₂ O ₃	13,45	P ₂ O ₅	0,09
Cr ₂ O ₃	1,38	Mn ₂ O ₄	2,25
CaO	0,74	CuO	0,07
MgO	1,85	SO ₃	0,12
		As	0,03

Повышенные концентрации обусловлены растворением никеля и кобальта в верхней части профиля и их осаждением в нижней части залежи (обычно мощностью несколько сантиметров, в редких случаях до 3 м) при позднем диагенезе. Накопление Ni и Mn в основании залежей отмечалось также на других меловых месторождениях Греции [23], Франции [255, 74] и Венгрии. Скопления Ni и Mn часто встречаются на закарстованных породах в виде черных корок неправильной формы толщиной несколько сантиметров (фото VIII, 32).

В этих случаях присутствуют следующие минералы никеля и марганца:

- гарниерит Ni₆[(OH)₈/Si₄O₁₀],
- таковит 5Ni(OH)₂ · 4Al(OH)₃ · 4H₂O,
- литиофорит (Al₂Li)(OH)₂MnO₂,
- тодорokit (H₂O) ≤ 2(Mn ...) ≤ 8(O, OH)₁₆.



Фиг. 79. Параллельные накопления Ti, Zr, V и Al в карстовых бокситах Франции.

а—бёмит-гиббситовые фацции Ле-Бо; **б**—бёмитовые фацции Вара; **в**—диаспоровые и бёмитовые фацции Ода и Арьежа. В главной зоне бокситов эти элементы, вероятно, входят в структуры алюминиевых и титановых минералов [254].

Вода. На практике содержание воды в бокситах определяется по потерям при прокаливании, в которые входят также CO_2 и SO_4 .

Летучие компоненты главных минералов бокситовых руд (табл. 42): H_2O^+ , CO_2 и SO_4 .

Таблица 42

Состав главнейших минералов бокситов (%)

Минералы	H_2O^+	Al_2O_3	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	CO_2	S
Гиббсит	34,6	65,4	—	—	—	—	—
Бёмит	15,0	85,0	—	—	—	—	—
Диаспор	15,0	85,0	—	—	—	—	—
Каолинит	14,0	39,5	46,5	—	—	—	—
Гематит	—	—	—	100,0	—	—	—
Гётит	10,1	—	—	89,9	—	—	—
Сидерит	—	—	—	—	62,1	37,9	—
Пирит	—	—	—	—	46,6	—	53,4

Минералы алюминия содержат большую часть воды бокситов. В полнокристаллических бокситах Индии и Франции отмечено несколько процентов избыточной воды, не связанной с минералами алюминия. То же наблюдается в бокситах Суринама (Алева, частное сообщение). Однако положение этой избыточной воды в структурах минералов неизвестно.

На основании изучения латеритных бокситов Индии Рой-Чандхури и др. [202] показали, что содержание Al_2O_3 и, следовательно, сортность бокситов можно определить по величине потерь при прокаливании. Это действительно лишь при определенных условиях: если в бокситах почти нет глинистых минералов, а гематит и гиббсит — единственные минералы железа и алюминия.

Глава 7

НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

В предыдущих главах обобщены сведения по геологии, минералогии и геохимии бокситовых месторождений. Кроме того, была сделана попытка синтеза геологических и геохимических закономерностей для познания генезиса бокситов. К сожалению, из-за отсутствия переводов важные исследования советских авторов освещены в меньшей степени, чем английские, французские и немецкие работы. В настоящее время наши знания о бокситах далеко не полные, и еще многие проблемы геологии, минералогии и геохимии бокситовых месторождений ожидают своего разрешения.

В этой связи хотелось бы упомянуть только несколько важнейших вопросов, которые могут быть решены в ближайшем будущем.

Вопросы, относящиеся к *бокситам, развитым на изверженных и метаморфических породах*, особенно к африканским месторождениям:

- возраст месторождений;
- положение нижней границы и структура бокситов;
- распределение и перемежаемость гиббситовой и бёмитовой фаций;
- генетическое значение различных новообразованных структур в гиббситовой и бёмитовой фациях;
- условия развития первичных гематитовой или гётитовой фаций;
- зависимость распределения элементов-примесей от первичных минеральных фаций;
- роль полигенетических фациальных изменений, например образование вторичных минералов железа — маггемита и сидерита;
- геохимия бокситов: а) в окислительной обстановке, б) в восстановительной обстановке.

Вопросы, относящиеся к *карстовым бокситам*:

- генезис и состав исходных пород;
- роль и значение диагенетических минеральных преобразований;
- роль диаспора и минералов железа при диагенезе;
- значение новообразованных структур и их связь с фациальными обстановками;
- время, направленность и степень перераспределения элементов-примесей.

Несмотря на то что *бокситы на обломочных породах* занимают обширные площади, они очень слабо изучены и наиболее важно выяснить следующие вопросы:

- механизм переноса алюминия в бассейны осадконакопления;
- условия среды осадконакопления по окаменелостям или реликтам окаменелостей;
- палеогеографические условия образования гиббситовых и бёмитовых бокситов;
- типы и распределение новообразованных структур;
- геохимические закономерности распределения и сохранения элементов-примесей;
- роль фосфора.

Только после тщательного рассмотрения всех этих вопросов можно будет оценить во времени и пространстве оптимальные условия бокситообразования и охарактеризовать эпохи возникновения бокситов в истории Земли. Тогда связь между источниками сноса и парагенезисами, с одной стороны, и геохимией бокситов — с другой, станет яснее. Но понять геохимическое поведение элементов-примесей, вероятно, удастся только в отдалённом будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Abbot A. T.*, Occurrence of gibbsite on the island of Kauai, Hawaiian Islands, *Econ. Geol.*, **53**, 842—853, 1958.
2. *Adams J. A. S., Richardson K. A.*, Thorium, uranium and zirconium concentrations in bauxite, *Econ. Geol.*, **55**, 1653—1675, 1960.
3. *Ahmad N.*, Genesis, mineralogy and related properties of West Indian soils, 1, Bauxitic soils of Jamaica, *Soil. Sci. Soc. Am., Proc.*, **30**, 719—722, 1966.
4. *Aleva G. J. J.*, The buried bauxite deposit of Onverdacht, Surinam, South America, *Geol. Mijnbouw.*, **44**, 45—58, 1965.
5. *Allen V. T.*, Mineral composition and origin of Missouri flint and diaspore clays, *Mem. Geol. Surv., Bien. Rept., App. IV*, **58**, 5—24, 1935.
6. *Allen V. T.*, Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits, *Bull. Geol. Soc. Am.*, **63**(7), 649—688, 1952 [см. русский перевод: *Аллен В. Т.*, Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях, в сб. «Происхождение бокситов», ИЛ, М., 1959].
7. *Allen V. T.*, Relation of porosity and permeability to the origin of diaspore clay, *Clays Clay Minerals*, **3**, 389—401, 1954 [см. русский перевод: *Аллен В. Т.*, Зависимость пористости и проницаемости диаспоровых глин от их происхождения, в сб. «Происхождение бокситов», ИЛ, М. 1959].
8. *Allen V. T., Sherman G. D.*, Genesis of Hawaiian bauxite, *Econ. Geol.*, **60**(1), 89—99, 1965.
9. *Altschuler Z. S., Dwornik E. J., Kramer H.*, Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering, *Science*, **141**, 148—152, 1963.
10. *Alwar M. A. A.*, Bauxite deposits in the Karagpur Hills, Monghyr district, Bihar, *Indian Minerals*, **16** (1), 30—33, 1962.
11. *Архангельский А. Д.*, Происхождение бокситов в СССР, *Бюлл. МОИП, отд. геол.*, вып. 11, 1933.
12. *A. S. T. M.*, Index (Inorganic) to the Powder Diffraction, Am. Soc. Testing Materials, Philadelphia, Pa., 1963.
13. *Aubert G.*, Classification des sols, Tableaux des classes, sous-classes, groupes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'ORSTOM, *ORSTOM Cahiers Pedol.*, 1965 (3), 269—288, 1965.
14. *Balkay, Bardossy G.*, Lateritesedési részfolymat vizsgálatok Guineai late-riteken, *Földt. Közl.*, **97**, 91—110, 1967.
15. *Bardossy G.*, Melanterit a scozi bauxitban, *Földt. Közl.*, **84** (3), 217—219, 1954.
16. *Bardossy G.*, Csigamaradvány a nagykovácsi agyagos bauxitból, *Földt. Közl.*, **87**, pp. 454, 1957.
17. *Bardossy G.*, Geochemistry of Hungarian bauxites, *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **5**, 103—155; 255—285, 1958.
18. *Bardossy G.*, A Magyar Bauxit Geokémiai Vizsgálata, *Muszaki Könyvkiadó, Budapest*, 233 pp., 1961.
19. *Bardossy G.*, Die Entwicklung der Bauxitgeologie seit 1950, *Symp. Bauxites, Zagreb*, **1**, 31—50, 1963.

20. *Bardossy G.*, Quelques problèmes de la minéralogie des bauxites, *Comm. Soc. Franç. Minéral.-Crist.*, 1965.
21. *Bardossy G.*, Bibliographie des Travaux concernant les Bauxites publiés en français, anglais, russe et allemand, *ICOBA, Paris*, 51 pp., 1966.
22. *Bardossy G., Bardossy L.*, Contribution to the geochemistry of titanium, *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 2, 191—203, 1954.
23. *Bardossy G., Mack E.*, Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass-Kiona-Gebirges, *Mineral. Deposita*, 2, 334—348, 1967.
24. *Barnabas K.*, Stratigraficeskoe polozenie mestoro zdenij melovich boksitov Vengrii, *M. A. F. J. Evkönyve (Budapest)*, 49, 1005—1016, 1961.
25. *Bates T. F.*, Halloysite and gibbsite formation in Hawaii, *Clays Clay Minerals*, *Proc. Natl. Conf., Clays Clay Minerals*, 9 (1960), 315—328, 1962 [см. русский перевод: *Бейтс Т. Ф.*, Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
26. *Bauxitesymposium*, Symposium sur les Bauxites, Oxydes et Hydroxides d'Aluminium, 1—3, *Bauxitesymposium, Zagreb*, 553 pp., 1963.
27. *Beneslavsky S. J.*, Chemical and mineralogical composition of bauxites and some problems concerning the genesis of their minerals, *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 6 (1/2), 55—64, 1959.
28. *Бенеславский С. И.*, Минералогия бокситов (критерии оценки качества и технологических свойств бокситовых руд по их вещественному составу), *Госгеолтехиздат, М.*, 1963.
29. *Berthier P.*, Analyse de l'alumine hydratée des Baux, *Ann. Mines*, 6, 531—534, 1821.
30. *Betschlin A. G.*, *Lehrbuch der speziellen Mineralogie*, Deutscher Verlag Grundstoff-Industrie, Leipzig, 679 p., 1964.
31. *Bezjak A., Jelenić J.*, The crystal structures of boehmite and bayerite, *Symp. ICOBA, Zagreb*, 105—112, 1963.
32. *Biedermann G., Schindler P.*, On the solubility of precipitated iron (III) hydroxide, *Acta Chem. Scand.*, 11, 731—740, 1957.
33. *Bielfeldt K.*, Entwicklungsrichtungen der Aluminium-Industrie, insbesondere im Hinblick auf die Standortwahl, *Erzmetall*, 21, 547—598, 1968.
34. *Bleackley D.*, The bauxites and laterites of British Guiana, *Geol. Surv. Brit. Guiana*, 34, 1—156, 1960.
35. *Bolger R. C., Weitz J. H.*, Mineralogy and nomenclature of the Mercer fireclay in north-central Pennsylvania, *Proc. Penn. Acad. Sci.*, 25, 124—130, 1951.
36. *Bolger R. C., Weitz J. H.*, Mineralogy and origin of the Mercer fireclay of north-central Pennsylvania, *A. I. M. E. Symp. Vol. — Problems of clay and laterite genesis*, 81—93, 1952.
37. *Bonifas M.*, Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique, *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 17, 1—159, 1959.
38. *Bonifas M., Legoux P.*, Présence de maghémite massive dans des produits d'altération latéritique, *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 10, 7—9, 1957.
39. *Bonte A.*, Sur la formation en deux temps des bauxites, *Compt. Rend.*, 260, 5076—5077, 1965.
40. *Bridge J.*, Bauxite deposits of the southeastern United States, in *Symposium on Mineral Resources of the southeastern United States*, Tennessee Univ. Press, Knoxville, Tenn., 107—201, 1950.
41. *Brindley G. W.*, The reaction series gibbsite-chi-alumina-kappa-alumina-corund, *Am. Mineralogist*, 46, 771—785; 1187—1190, 1961.
42. *Brown G.*, The dioctahedral analogue of vermiculite, *Clay Minerals Bull.*, 2 (10), 64—69, 1953.
43. *Buchinsky G. J.*, Types of karst bauxite deposits and their genesis, *Symp. ICOBA, Zagreb*, 1, 93—105, 1963.
44. *Бушинский Г. И.*, Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965), в кн. «Генезис бокситов», изд-во «Наука», М., 1966.

45. *Bunsen R.*, Darstellung des Magnesiums auf elektrolytischem Wege, *Ann. Chem.*, **82**, 137—145, 1852.
46. *Butterlin J.*, A propos de l'origine des bauxites des régions tropicales calcaires, *Compt. Rend. Soc. Géol., France*, **5**, 121—123, 1958.
47. *Caillère S.*, Boehmite et diaspore ferrifères dans un bauxite de Pèrille, *Compt. Rend.*, **254**, 137—139, 1962.
48. *Caillère S., Pobeguïn T.*, Considérations générales sur la composition minéralogique et la genèse des bauxites du Midi de la France, *Mém. Museum Natl. Hist. Nat. (Paris), Sér. C*, **12** (4), 125—212, 1965.
49. *Caillère S., Hénin S., Pobeguïn T.*, Présence d'un nouveau type de chlorite dans es «bauxites» de St. Paul de Fenouillet, Pyrénées Orientales, *Comp. Rend.*, **254**, 1657—1658, 1962.
50. *Capdecemme L.*, Etudes minéralogiques des gîtes de phosphates alumineux de la région de Thiès (Senegal), Origine de gisements de phosphates de Chaux, *Congr. Géol. Intern., Compt. Rend.*, 19-e, Algiers, 103—117, 1952.
51. *Celet P.*, Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale, *Ann. Géol. Pays Helléniques*, **13**, 446 pp., 1962.
52. *Choubert B.*, Nos connaissances sur la géologie de la Guyane française, *Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7*, **1**, 129—135, 1965.
53. *Chowdhury A. N., Chakraberty S. C., Bose B. B.*, Geochemistry of gallium in bauxite from India, *Econ. Geol.*, **60**, 1057, 1965.
54. *Clarke O. M.*, The formation of bauxite on karst topographic in Eufalia district, Alabama, and Jamaica, West India, *Econ. Geol.*, **61**, 903—916, 1966.
55. *Combes P. J.*, Dissolution karstique sous une couche de bauxite, Remarques sur l'origine des gisements en poches, *Compt. Rend. Soc. Somm. Géol. France*, **4**, 123—124, 1965.
56. *Combes P. J., Rey J.*, Découverte de bauxites intraurgoniennes de la région de Durbansur Ariège (Ariège), *Compt. Rend. Somm. Soc. Géol. France*, **9**, 318—320, 1963.
57. *Coquand M. H.*, Sur les bauxites de la chaîne des Alpines (Bouche du Rhône), *Bull. Soc. Géol. France*, **2**, 28, 98—115, 1871.
58. *Correns C. W.*, Experiments on the decomposition of silicates and discussion of chemical weathering, *Clays Clay Minerals Symp. Publ.*, 443—459, 1963 [см. русский перевод: *Корренс К. В.*, Опыты по разложению силикатов и некоторые вопросы химического выветривания, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
59. *Correns C. W., Von Engelhardt W.*, Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates, *Chem. Erde*, **12**, 1—22, 1938.
60. *Correns C. W., Von Engelhardt W.*, Röntgenographische Untersuchungen über den Mineralbestand sedimentärer Eisenerze, *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 131—137, 1941.
61. *De Kimpe C., Gastuche M., Brindley G. W.*, Ionic coordination in aluminosilic gels in relation to clay mineral formation, *Am. Mineralogists*, **46**, 1370—1381, 1961.
62. *De Lapparent J.*, Les Bauxites de la France méridionale, *Imprimerie Nationale, Paris*, 186 pp., 1930.
63. *Delvoigne J.*, Pédogenèse en Zone tropicale, La Formation des Minéraux secondaires en Milieu ferrallitique, *ORSTOM, Paris*, 177 p., 1965.
64. *Demangeron P.*, Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif central dans les bauxites de l'isthme durancien, *Compt. Rend.*, **261**, 2685—2688, 1965.
65. *Denizot G.*, Description des massifs de Marseille, Veyre et de Puget, *Ann. Musée Hist. Nat., Marseille, Mém.*, **26** (5), 236, 1934.
66. *De Weisse J. G.*, Les bauxites de l'Europe Centrale, *Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, **58** (9), 1—162, 1948.
67. *De Weisse J. G.*, Geographische Lage und wirtschaftliche Aspekte der bedeutendsten Bauxitlagerstätten der Erde, *Aluminium*, **44**, 579—581, 1968.

68. *Dieulafoy L.*, Les bauxites, leurs âges, leurs origine, diffusion complète du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale, *Compt. Rend.*, **93**, 804—807, 1881.
69. *Doeve G.*, *Groeneveld Meijer W. O. J.*, Bauxite deposits of British Guiana and Surinam in relation to underlying unconsolidated sediments suggesting two-step origin, *Econ. Geol.*, **58** (7), 1160—1162, 1963.
70. *Duboul-Raxavet C.*, *Périnet G.*, Sur la composition minéralogique des bauxites des Alpes, *Compt. Rend. Congr. Soc. Sav.*, 84e, Dijon, 397—404, 1960.
71. *Duchaufour P.*, Précis de Pédologie, Masson, Paris, 481 pp., 1965. [см. русский перевод: Дюшафур Ф., Основы почвоведения, Эволюция почв, изд-во «Прогресс», М., 1970].
72. *Duffin W. J.*, *Goodyear J.*, A thermal X-ray investigation of scabroite, *Mineral Mag.*, **32**, 353—362, 1960.
73. *Dunlop J. C.*, *Bergquist H. R.*, *Craig L. C.*, *Overstreet E. F.*, Bauxite deposits of Tennessee, *U. S. Geol. Surv., Bull.*, 1199-L, 37 p., 1965.
74. *Durozoy G.*, *Haute H.*, *Jacob C.*, Présence d'hydroxide de nickel naturel dans le gisement de bauxite de Codouls/Var. *Compt. Rend.*, **263** (7), 625—626, 1966.
75. *Erhart H.*, La Genèse des Sols en tant que Phénomène géologique, Masson, Paris, 90 pp., 1956.
76. *Erhart H.*, Le témoignage paléoclimatique de quelques formation paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie, *Geol. Rundschau*, **54**, 15—24, 1965.
77. *Ernst L.*, Die Hüttenaluminiumproduktion der Welt im Jahre 1967, *Wirtschaft*, **44**, 261—265, 1968.
78. *Erwin G.*, *Osborn E. F.*, The system $Al_2O_3-H_2O$, *Journ. Geol.*, **59**, 381—394, 1959.
79. *Evans H. J.*, The geology and exploration of the Cape York Peninsular bauxite deposits in northern Queensland, *Chem. Eng. Mining, Rev.*, **51** (11), 48—56, 1959.
80. *Ewing F. J.*, The crystal structure of diaspor, *Journ. Chem. Phys.*, **3**, 203—207, 1935.
81. *Eyles V. A.*, A phosphatic band underlying bauxite deposits in Jamaica, *Nature*, **182** (4646), 1367—1368, 1958.
82. *Feitknecht W.*, *Michaelis W.*, Über die Hydrolyse von Eisen (III) Perchloratlösungen, *Helv. Chim. Acta*, **45**, 212—224, 1962.
83. *Filipovski Cj.*, *Ćirić M.*, Zemljista Jugoslavije, *Yugoslav Soc. Soil Sci.*, **9**, 1—500, 1963.
84. *Fischer E. C.*, Annotated bibliography of the bauxite deposits of the world, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **999**, 221 pp., 1955.
85. *Foose R. M.*, High-alumina clays of Pennsylvania, *Econ. Geol.*, **39**, 557—577, 1944.
86. *Foot R. B.*, The iron clay of South India, *Mem. Indian Geol. Surv.*, **12**, 217, 1876.
87. *Fox C. S.*, The bauxite and aluminous laterite occurrences of India, *Mem. Geol. Surv. India*, **49**, 287 pp., 1923.
88. *Fox C. S.*, Bauxite, Grosby-Lockwood, London, 312, 1927.
89. *Garrels R. M.*, *Christ G. L.*, Solutions, Minerals and Equilibria, Harper and Row, New York, N. Y., 450 pp., 1965 [см. русский перевод: Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л., Растворы, минералы, равновесия, изд-во «Мир» М., 1968].
90. *Ginsberg H.*, Aluminium (Die metallischen Rohstoffe, 15), Enke, Stuttgart, 135 pp., 1962.
91. *Ginsberg H.*, *Hütting W.*, *Stiehl H.*, Beiträge zum System $H_2O-Al_2O_3$, 2, *Z. Anorg. Allgem. Chem.*, **318**, 238—256, 1962.
92. *Gladkovsky A. K.*, *Ushatinsky I. N.*, Genesis and alteration of aluminous minerals in bauxite, *Symp. Bauxites*, Zagreb, 153—170, 1963.
93. *Goldich S. S.*, A study in rock-weathering, *Journ. Geol.*, **46**, 17—58, 1938.

94. *Goldich S. S., Bergquist H. R.*, Aluminous lateritic soil of the Sierra of Bahoruco area (Dominican Republic), U. S. Geol. Surv. Bull., 953C, 53—84, 1947.
95. *Goldich S. S., Bergquist H. R.*, Aluminous lateritic soil of the republic of Haiti, West Indies, U. S. Geol. Surv. Bull., 954C, 109 pp., 1948.
96. *Goldschmidt V. M.*, The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks, Journ. Chem. Soc., 139, 655—675, 1937.
97. *Gordon M., Tracey J. I., Ellis M. W.*, Geology of the Arkansas bauxite region, U. S. Geol. Surv., Profess. Papers, 299, 268 pp., 1958.
98. *Gross S., Heller L.*, A natural occurrence of bayerite, Mineral. Mag., 33, 723—724, 1963.
99. *Grosser G.*, Der Verwitterungsverlauf eines Basaltes aus der Oberlausitz, Fortschr. Mineral. Krist. Petrog., 16, 327—328, 1932a.
100. *Grosser G.*, Die Verfahren zur Berechnung und graphischen Darstellung der chemischen Gesteinsverwitterung, 1, Mitteilung über den Basalt des Wacheberges bei Taubenheim an der Spree, Chem. Erde, 7, 130—152, 1932b.
101. *Grosser G.*, Die Veränderungen im Chemismus der Eruptivgesteine durch die Verwitterung, Chem. Erde, 11, 73—216, 1935.
102. *Grubb P. L. C.*, Critical factors in the genesis, extent and grade of some residual bauxite deposits, Econ. Geol., 58, 1267—1277, 1963.
103. *Grubic A.*, Les bauxites de la province dinarique, Bull. Soc. Géol. France, 7 (6), 382—388, 1964.
104. *Haber F.*, Über Hydroxyde des Al und Te^{3+} , Naturwissenschaften, 13, 1007—1012, 1925.
105. *Haberfellner E.*, Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden, Berg Hüttenmänn, Monatsh., 96, 62—69, 1951.
106. *Harden G., Bateson J. H.*, A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana, Econ. Geol., 58, 1301—1308, 1963.
107. *Harder E. C.*, Examples of bauxite deposits illustrating variation in origin, Problems of clay and laterite genesis, Am. Inst. Mining Met. Eng., 35—64, 1952 [см. русский перевод: Хардер Е., Примеры бокситовых месторождений различного происхождения, в сб. «Происхождение бокситов», ИЛ, М., 1959].
108. *Harder H.*, Experimente zur «Ausfällung» der Kieselsäure, Geochim. Cosmochim. Acta, 29, 429—442, 1965.
109. *Harrassowitz H.*, Laterit, Fortschr. Geol. Palaeontol., 4, 253—566, 1926.
110. *Hartmann J. A.*, Origin of heavy minerals in Jamaican bauxite, Econ. Geol., 50 (7), 738—747, 1955.
111. *Hathaway J. C., Schlanger S. O.*, Nordstrandite ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) from Guam. Am. Mineralogist, 50, 1029—1037, 1965.
112. *Hauschild U.*, Alkalimetallionen freier Hydrargillit, $Al(OH)_3$, Naturwissenschaften, 51, 238—239, 1964.
113. *Hazra P. C., Ray D. K.*, A short note on seismic phenomena in India and their relation to tectonics, Indian Minerals, 16, 241—246, 1962.
114. *Hendricks D. M., Wittig L. D., Jackson M. D.*, Clay mineralogy of andesite saprolite, Clays Clay Minerals, Proc. Natl. Conf. Clays Clay Minerals, 27, 395—407, 1967.
115. *Heydemann A.*, Über die chemische Verwitterung von Tonmineralen (experimentelle Untersuchungen), Geochim. Cosmochim. Acta, 30 (10), 995—1035, 1966.
116. *Hill V. G.*, The mineralogy and genesis of bauxite deposits of Jamaica, Am. Mineralogist, 40 (7/8), 676—688, 1955.
117. *Hüller J. E.*, Kristallchemie des $FeOOH$, Deutsche Mineralogische Gesellschaft, Wiesbaden, 1 p., 1964.
118. *Hose H. R.*, Geology and mineral resources of Jamaica, Colonial Geol. Mineral Resources (Gt. Brit.), 1, 11—36, 1950.
119. *Hose H. R.*, Bauxite Mineralogy, Extract. Met. Aluminium, 1, 3—20, 1963.
120. *Huddle J. W., Patterson S. H.*, Origin of Pennsylvanian underclay and related seat rocks, Geol. Soc. Am., Bull., 72, 1643—1600, 1961.

121. *Калугин А. С.*, О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей, Литология и полезные ископаемые, № 1, 1967.
122. *Karsulin M.*, Das Mineral $2 \text{Al}_2(\text{OH})_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ — «Tučanit», Symp. Bauxite, Zagreb, 2, 37—46, 1963.
123. *Katsura T., Kushiro I., Akimoto S. J., Walker J. L., Sherman G. D.*, Titanomagnetite and titanomaghemite in a Hawaiian soil, Journ. Sediment. Petrol., 32, 299—308, 1962.
124. *Keller W. D.*, Observation on the origin of Missouri high-alumina clays, A. I. M. E. Symp. Vol. — Problems of clay and laterite genesis, 115—135, 1952.
125. *Keller W. D.*, The origin of high-alumina clay minerals, a review, Clay Clay Minerals, 19, 129—151, 1964.
126. *Keller W. D., Westcott J. F., Bladsoe A. O.*, The origin of Missouri fire clays, Clay Clay Minerals, 2, 7—46, 1954.
127. *Kellogg C. E.*, Preliminary suggestions for the classification and nomenclature of great soil groups in tropical and equatorial regions, Comm. Bur. Soil Sci., Tech. Commun., 46, 76—85, 1949.
128. *Kennedy G. C.*, Phase relations in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ at high temperatures and pressures, Am. Journ. Sci., 257, 563—573, 1959 [см. русский перевод: *Кеннеди Д. К.*, Фазовые отношения в системе $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ при высоких температурах и давлениях, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
129. *Kessmann J.*, Zur hydrothermalen Synthese von Brookit, Z. Anorg. Allgem. Chem., 346, 30—43, 1966.
130. *Khalichi M.*, Zur Untersuchung der Spurenelemente in den Indischen Bauxiten, Lateriten und deren Ausgangsgesteinen Basalt und Charnockit, Dipl. Arbeit, Hamburg, 76 pp., 1968.
131. *Kispatić M.*, Bauxite des kroatischen Karstes und ihre Entstehung, Neues Jahrb. Mineral., 34, 513—522, 1912.
132. *Kiss J., Vörös J.*, La bauxite lignitifère du mont Bagolyhegy (Gánt) et le mécanisme de la sédimentation de la sédimentation de la bauxite, Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol., 8, 67—90, 1965.
133. *Köhler A.*, Ein Vorkommen von Carnotit im Bauxit von Unterlaussa, Jahrb. Oberösterr. Musealvereins, 100, 359—360, 1955.
134. *Komlossy G.*, Contribution à la connaissance de la gène des bauxites hongroises, Acta. Geol. Sci. Hung., 11 (4), 477—489, 1967.
135. *Komlossy G.*, Étude minéralogique et génétique de la pyritisation de quelques bauxites hongroises à l'exemple de l'occurrence à Iszkaszentgyörgy, Symp. Icoaba, Zagreb, 5, 71—81, 1968.
136. *Konta J.*, Proposed classification and terminology of rocks in the series bauxite-clay-iron ore, Journ. Sediment. Petrol., 28, 83—86, 1958.
137. *Köster H. M.*, Vergleich einiger Methoden zur Untersuchung von geochemischen Vorgängen bei der Verwitterung, Beitr. Mineral. Petrog., 8, 69—83, 1961.
138. *Krauskopf K. B.*, Dissolution and precipitation of silica at low temperatures, Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 1—26, 1956.
139. *Krauskopf K. B.*, The geochemistry of silica in sedimentary environments, Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., 7, 4—19, 1959.
140. *Krishnan M. S.*, Bauxite in den Shevaroy-Hills, Salem-district Madras residency, Records Geol. Surv. India, 77, 1—16, 1942.
141. *Lacroix A.*, Groupe de Diaspore (Minéralogie de la France et de ses Colonies, 3), Masson, Paris, 812 pp., 1901—1909.
142. *Lacroix A.*, Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés, Nouv. Arch. Mus. V, Paris, № 5, 255—358, 1913.
143. *Lacroix A.*, Minéralogie de Madagascar, Paris, 437 pp., 1923.
144. *Lengweiler H., Buser W., Feitknecht W.*, Die Ermittlung der Löslichkeit von Eisen (III) Hydroxiden mit ^{59}Fe , Helv. Chim. Acta, 44, 796—811, 1961.
145. *Liebrich A.*, Beitrag zur Kenntnis der Bauxitez vom Vogelsberg, Ber. Oberhess. Ges. Natur. Heilk., Giessen, Naturw. Abt., 28, 57—98, 1892.

146. *Lima de Faria J.*, Dehydration of goethite and diaspore, *Z. Krist.*, **119**, 176—203, 1963.
147. *Lippens B. C., De Boer J. H.*, Study of phase transformations during calcination of aluminium hydroxides by selected area electron diffraction, *Acta Cryst.*, **17**, 1312—1321, 1964.
148. *Loughnan F. C., Bayliss P.*, The mineralogy of the bauxite deposits near Weipa, Queensland, *Am. Mineralogist*, **46**, 209—217, 1961 [см. русский перевод: *Лаугнан Ф. К., Бейлисс П.*, Минералогия месторождения бокситов около Уэйпы, Квинсленд, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
149. *Lucca V.*, Contribution à la connaissance de la genèse de certaines bauxites de la R. S. Roumanie, *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, **19**, 287—295, 1966.
150. *Mack E.*, Berechnung und Schätzung der Bauxitvorräte im Parnass-Kiona-Gebirge, *Berg Hüttenmänn. Monatsh.*, **109**, 218—223, 1964.
151. *Maignien R.*, Survey of research on laterites, *UNESCO*, **125**, 1—25, 1964.
152. *Maksimović Z.*, Distribution of trace elements in bauxite deposits of Herzegovina, Yugoslavia, *ICOBA, Zagreb*, **5**, 63—70, 1968.
153. *Малявкин С. Ф.*, Бокситы, *Бюлл. АН СССР*, 145—178, 1926.
154. *Marić L.*, Terra Rossa u Karstu Jugoslavije, *Jugoslav. Akad. Znanosti Umjetnosti, Zagreb*, 72 pp., 1965.
155. *Marić L.*, Karstifikacija i geokemijska migracija nekih makroelementata i mikroelementata u jz Dinaridima (Jugoslavija), *Zeml. Biljka*, **16**, 539—547, 1967.
156. *Marshall C. E.*, A petrographic method for the study of soil formation process, *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, **5**, 100—103, 1940.
157. *Marshall C. E., Hasemann J. F.*, The quantitative evaluation of soil formation and development by heavy mineral studies: A Grundy silt loam profile, *Soil. Sci. Soc. Am. Proc.*, **7**, 448—453, 1942.
158. *Matsusaka Y., Sherman G. D., Swindale L. D.*, Nature of magnetic minerals in Hawaiian soils, *Soil. Sci.*, **100**, 192—199, 1965.
159. *McQueen H. S.*, Geology of the fire clay districts of east central Missouri, *Missouri Geol. Surv. Water Resources*, **28**, 250 pp., 1943.
160. *Megaw H. D.*, The crystal structure of hydrargittite, *Z. Krist.*, **87**, 185—204, 1934.
161. *Мигдисов А. А.*, О соотношении титана и алюминия в осадочных породах, *Геохимия*, № 2, 1960.
162. *Millot G., Bonifas M.*, Transformation isovolométriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation, *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, **8** (1), 3—19, 1955.
163. *Millot G., Lucas J., Paquet H.*, Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère, *Geol. Rundschau*, **55**, 1—20, 1966.
164. *Mohr E. C. J.*, De bodem der tropen in het algemeen, en die van Nederlandsch-Indië in het bijzonder, *Mededel. Kon. Inst. Tropen, Amsterdam*, **31** (2), 1151, 1938.
165. *Montagne D. G.*, New facts on the geology of the «young» unconsolidated sediments of northern Surinam, *Geol. Mijnbouw*, **43**, 499—515, 1964.
166. *Moses J. H., Michell W. D.*, Bauxite deposits of Guiana and Surinam, *Econ. Geol.*, **58**, 250—262, 1963.
167. *Moussoulos L.*, Le Gisement nickelifère de Larymna, Etude de ses Caractères fondamentaux et de son Méthode d'Exploration, *Ann. Géol. Pays Helléniques*, **9**, 1—58, Athens, 1957.
168. *Mückenhausen E.*, Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, *D. L. G.-Verlag, Frankfurt/Main*, 148 p., 1962.
169. *Nakamura M. T., Sherman G. D.*, The genesis of halloysite and gibbsite from Mugarite on the Island of Maui, Hawaii Agr. Expt. Sta., *Tech. Bull.*, **62**, 1—36, 1965.

170. Neuhaus A., Heide H., Hydrothermaluntersuchungen im System $Al_2O_3-H_2O$, I, Zustandsgrenzen und Stabilitätsverhältnisse von Böhmit, Diaspor und Korund im Druckbereich 50 bar. Ber. Deut. Keram. Ges., 42, 167—184, 1965.
171. Newbold T. J., Notes, chiefly geological, across the peninsula from Masulipatam to Goa, comprising remarks on the regur and laterite; occurrence trace of aqueous denudation on the surface of southern India, Journ. Asiatic Soc. Bengal, 13, 984—1004, 1844.
172. Newsome J. W., Heiser H. W., Russell A. S., Stumpf H. C., eds., Alumina Properties Alcoa Res. Laboratories, Tech. Paper, 10, 88 p., 1960.
173. Nia R., Geologische, petrographische, geochemische Untersuchungen zum Problem der Boehmit-Diaspor-Genese in griechischen Oberkreidebauxiten der Parnass-Kiona-Zone, Thesis Univ. Hamburg, 133 pp., 1968.
174. Nicolas J., Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du sud-est de la France, Mineral. Deposita, 3, 18—33, 1968.
175. Nicolas J., Esterle M., Position et âge de la bauxite karstique d'Ollière (Var.), Compt. Rend., 260, 3722—3723, 1965.
176. Norrish K., Taylor R. M., The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethites, Journ. Soil. Sci., 12, 294—306, 1961.
177. Oersted H. C., Oversight over Videnskabernes Selskabs Forhandling, 5, Kopenhagen, 15—16, 1824.
178. Okamoto G., Okura T., Goto K., Properties of silica in water, Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 123—132, 1957 [см. русский перевод: Окамото Г., Окура Т., Гото К., Свойства кремнезема в воде, в сб. «Геохимия литогенеза», ИЛ, М., 1963].
179. Overstreet E. C., Geology of the southeastern bauxite deposits, U. S. Geol. Surv., Bull., 1199—A, 19 pp., 1964.
180. Owen H. B., Bauxite in Australia, Australia, Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Bull., 24, 234 p., 1954.
181. Pa Ho Hsu, Bates Th. F., Formation of X-ray amorphous and crystalline aluminium hydroxides, Mineral. Mag., 33 (264), 749—768, 1964.
182. Papastamatiou J., Quelques Observations sur la Genèse des Bauxites en Grèce, 1, ICOBA, Zagreb, 3—8, 1965.
183. Patterson S. H., Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world, U. S. Geol. Surv., Bull., 1228, 176 pp., 1967.
184. Patterson S. H., Robertson C. E., Weathered basalt in the eastern part of Kauai, Hawaii, U. S. Geol. Surv., Prof. Papers, 424-C, 195—198, 1961.
185. Pedro G., Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines, Ann. Agron., 15 (2, 3, 4), 344 p., 1964.
186. Pedro G., Intérêt géochimique et signification minéralogique du paramètre moléculaire $K_i = SiO_2/Al_2O_3$ dans l'étude des latérites et bauxites, Bull. Groupe Franç. Argiles, 18 (13), 19—31, 1966.
187. Pedro G., Berrier J., Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau, Compt. Rend., 262, 729—732, 1966 [см. русский перевод: Педро Ж., Беррье Ж., Об экспериментальном выветривании каолинита и его преобразовании в бёмит под действием воды], в кн. Педро Ж., Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород, изд-во «Мир», М., 1971].
188. Pedro G., Bitar-K. E., Sur l'influence du type chimique de la roche mère dans le développement des phénomènes d'altération superficielle; recherches expérimentales sur l'évolution des roches ultrabasiques (serpentinites), Compt. Rend., 263D, 313—316, 1966.
189. Posnjak E., Merwin H. E., Hydrated ferric oxides, Am. Journ. Sci., 47 (1919), 311—348, 1922a.
190. Posnjak E., Merwin H. E., The system $Fe_2O_3-SO_3-H_2O$, Journ. Am. Chem. Soc., 44, 1965—1994, 1922b.
191. Prescott J. A., Pendleton R. L., Laterite and lateritic soils, Commonwealth Bur. Soil Sci., Tech. Commun., 47, 51 pp., 1952.
192. Ragland J. L., Coleman N. T., The hydrolysis of Al-salts in clay and soil systems, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 24, 457—460, 1960.

193. *Ran T. V. M.*, Bauxite from Kashmir, *Mineral. Mag.*, **22**, 87—91, 1931.
194. *Raupach M.*, Aluminium ions in aluminium hydroxide, phosphate and soil-water systems, *Nature*, **188**, 1049—1050, 1960.
195. *Raupach M.*, Solubility of simple aluminium compounds expected in soils, I—III, *Australian Journ. Soil Res.*, **1** (1), 28—35; 36—45; 46—54, 1963.
196. *Richard L. W.*, The composition and constitution of red and yellow soil earths that may be substituted for bauxite in certain industrial operations, *Econ. Geol.*, **58** (1), 138—142, 1963.
197. *Roch E.*, Les bauxites of Provence: des poussières fossiles? *Compt. Rend.*, **242**, 2847—2849, 1956.
198. *Roch E.*, Les bauxites de la France, *Rev. Gén. Sci. Pures App.*, *Bull. Assoc. Franç. Avan. Sci.*, **66** (5/6), 151—156, 1958.
199. *Roch E.*, Les problèmes relatifs à la géologie et la biogéographie des terrains renfermant les bauxites et les ocres, *Compt. Rend. Coll. Biostratigr. Crétacé-Eocène France Meridionale*, 21—27, 1967.
200. *Roch E., Deicha G.*, Sur les «argilites» de la région de Draguignan (Var), *Compt. Rend. Soc. Géol. France*, 145—147, 1966.
201. *Roy Chowdhury R.*, Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bharat and Bopal, *Mem. Geol. Surv. India*, **85**, 1—271, 1958.
202. *Roy Chowdhury M. K., Anand Alwar M. A.*, Loss on ignition as a guide in prospecting for bauxite, *Indian Minerals*, **18**, 49—54, 1964.
203. *Rüttner A., Woletz G.*, Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa, *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **48**, 221—256, 1956.
204. *Saalfeld H.*, Strukturen des Hydrargillits und der Zwischenstufen beim Entwässern. *Neues Jahr. Mineral., Abh.*, **95**, 1—87, 1960.
205. *Saalfeld H., Mehrotra B. B.*, Elektronenbeugungs-Untersuchungen an Aluminium-oxiden, *Z. Deut. Keram. Ges.*, **42**, 161—166, 1965.
206. *Saalfeld H., Mehrotra B. B.*, Zur Struktur von Nordstrandit $Al(OH)_3$, *Naturw. Hefte*, **5**, 128—129, 1966.
207. *Sainte-Claire Deville H.*, *Ann. Chim. Phys.*, **43**, 27; *Compt. Rend.*, **46**, 452, 1854.
208. *Sakač K.*, Marine fossils in the bauxites of Dalmatia, *Geol. Vjesnik*, **19**, 131—138, 1966.
209. *Sapozhnikov D. G.*, On the subtraction of aluminium by organic acids from minerals and rocks in the course of weathering, *Symp. Bauxites, Zagreb*, **1**, 107—113, 1963.
210. *Sawhney B. L.*, Aluminium interlayers in soil clay minerals, montmorillonite and vermiculite, *Nature*, **182**, 1595—1596, 1958.
211. *Schellmann W.*, Zur lateritischen Verwitterung von Serpentin, *Geol. Jahrb.*, **81**, 645—678, 1964.
212. *Schellmann W.*, Die Bildungsbedingungen sedimentärer Chamosit- und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätte Echte, *Neues Jahr. Mineral. Abh.*, **111**, 1—31, 1969.
213. *Schindler P., Michaelis B., Feitknecht W.*, Löslichkeitsprodukte von Metalloxiden und -hydroxiden: die Löslichkeit gealterter Eisen (III) hydroxid-fällungen, *Helv. Chim. Acta*, **46**, 444—449, 1963.
214. *Schmalz R.*, A note on the system $Fe_2O_3-H_2O$, *Journ. Geophys. Res.*, **64**, 575—579, 1959.
215. *Schroll E., Sauer D.*, Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten, *Symp. Bauxites, I, Zagreb*, 201—225, 1963.
216. *Schroll E., Sauer D.*, Beiträge zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums, *ICOBA Zagreb*, **5**, 83—96, 1968.
217. *Schüller A.*, Mineralogie und Petrographie neuartiger Bauxite aus dem Gun Distrikt, Honan-Provinz (China), *Geologie*, **6**, 379—399, 1957.
218. *Schwertmann U.*, Über die Synthese definierter Eisenoxide, *Z. Anorg. Allgem. Chem.*, **298**, 339—348, 1959.
219. *Schwertmann U.*, Die Bildung von Goethit und Hämatit in Böden und Sedimenten, *Proc. Intern. Clay Conf.*, **1**, 159—165, 1966.

220. *Schwiersch R.*, Thermischer Abbau der natürlichen Hydroxide des Aluminiums und des dreiwertigen Eisens, *Chem. Erde*, **8**, 252—315, 1933.
221. *Ségalen P.*, Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide, **1**, **2**, ORSTOM Cahiers, Pédol., **3**, 149—176; 179—205, 1965.
222. *Shapiro L., Brannock W. W.*, Rapid analysis of silicate rocks, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, **1036** (C), 53—84, 1956.
223. *Sherman G. D.*, The titanium content of Hawaiian soils and its significance, *Soil Sci. Proc.*, **16**, 15—18, 1952.
224. *Sherman G. D.*, Gibbsite-rich soils of the Hawaiian Islands, *Hawaii Agr. Expt. Sta., Bull.*, **116**, 1—23, 1958.
225. *Sherman G. D., Uehara G.*, The weathering of Olivine Basalt in Hawaii and its Pedogenic Significance, *Soil Sci. Soc. Am., Proc.*, **20**, 337—340, 1956.
226. *Sherman G. D., Ikawa H., Uehara G., Okazaki E.*, Types of occurrence of nontronite and nontronite-like minerals in soils, *Pacific Sci.*, **16**, 57—62, 1962.
227. *Sherman G. D., Matsusaka Y., Ikawa H., Uehara G.*, The role of the amorphous fraction in the properties of tropical soils, *Agrochimica*, **8**, 146—163, 1964.
228. *Sinclair J. G. L.*, Bauxite genesis in Jamaica: new evidence from trace element distribution, *Econ. Geol.*, **62**, 482—486, 1967.
229. *Sivarajasingham S., Alexander L. T., Candy J. G., Cline M. G.*, Laterite, *Advan. Agron.*, **14**, 1—60, 1962.
230. *Slansky M., Lallemand A., Millot G.*, La sédimentation et l'alteration latéritique des formations phosphatées du gisement de Taïba, République de Sénégal, *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, **17**, 311—324, 1964.
231. *Smith G. F., Kidd D. J.*, Hematite-goethite relations in neutral and alkaline solutions under pressure, *Am. Mineralogist*, **34**, 403—412, 1949.
232. *Smith-Bracewell S.*, Bauxite, Alumina and Aluminium, H. M. Stationary Office, London, 234 pp., 1962.
233. *Страхов Н. М.*, Основы теории литогенеза, I, изд-во «Наука», М., 1961.
234. *Streng A.*, Über den Melaphur des südlichen Harzrandes, *Z. Deut. Geol. Ges.*, **10**, 99, 1858.
235. *Streng A.*, Die quarzführenden Porphyre des Harzes, *Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol.*, **129**, 218, 1860.
236. *Strunz H.*, Mineralogische Tabellen, Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig, 560 p., 1966.
237. *Szabó P. Z.*, Neue Daten und Beobachtungen zur Kenntnis der Paläokarsterscheinungen in Ungarn, *Erdkunde*, **18**, 135—142, 1964.
238. *Szantner F., Szabó E.*, Új tektonikai megfigyelések az utobbiévek bauxit kutatásai alapján, *Földt. Közl.*, **92**, 416—451, 1962.
239. *Tamura T.*, Identification of clay minerals from acid soils, *Journ. Soil Sci.*, **9**, 141—147, 1958.
240. *Tanada T.*, Certain properties of the inorganic colloidal fraction of the Hawaiian soils, *Journ. Soil. Sci.*, **2**, 83—96, 1959.
241. *Терентьева К. Ф.*, О генезисе минералов глинозема в боксите, в кн. «Бокситы, их минералогия и генезис», Изд-во АН СССР, М., 1958.
242. *Tessier F.*, Les niveaux latéritiques du Sénégal, *Ann. Fac. Sci. Univ. Marseille*, **37**, 221—237, 1965.
243. *Thiel R.*, Zum System α -FeOOH— α -AlOOH, *Z. Anorg. Allgem. Chem.*, **326**, 70—78, 1963.
244. *Torkar K.*, Untersuchungen über Aluminium-hydroxide und -oxide, *Monatsh. Chemie.*, **91**, 400—450; 653—658; 757—764, 1960.
245. *Torkar K., Krischner H.*, Über die Eigenschaften reiner Aluminiumhydroxyde und Oxide erhalten mit hydrothermalen Darstellungsmethoden, *Symp. Bauxites, Zagreb*, 25—35, 1963.
246. *Tröger W. E.*, Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Schweizerbart, Stuttgart, 147 pp., 1952 [см. русский перевод: *Трөггер В. Е.*, Таблицы для оптического определения породообразующих минералов, Госгеолтехиздат, М., 1958].

247. *Tucan F.*, Terra rossa, deren Natur und Entstehung, Neues Jahrb. Mineral. Geol. Palaeontol., **34**, 401—430, 1912.
248. *Turekian K. K.*, *Wedepohl H. K.*, Distribution of the elements in some major units of the earth's crust, Bull. Geol. Soc. Am., **72**, 175—192, 1961.
249. *Uehara G.*, *Ikawa H.*, *Sherman G. D.*, Desilication of halloysite and its relation to gibbsite formation, Pacific Sci., **20**, 119—124, 1966.
250. U. S. Soil Survey Staff, Soil Classification, a Comprehensive System, 7th Approximation, U. S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1265 p., 1960.
251. *Vadaz E.*, Alunit a magyar bauxitelőfordulá sokban, Föld. Kőzl., **73**, 169—179, 1943.
252. *Vadaz E.*, Bauxitföldtan, Akad. Kiado, Budapest, 129 pp., 1951.
253. *Valeton I.*, Problems of boehmitic and diasporitic bauxites, in G. C. Amstutz (Ed.), Sedimentology and Ore Genesis, **2**, Elsevier, Amsterdam, 123—129, 1964.
254. *Valeton I.*, Faziesprobleme in südfranzösischen Bauxitlagerstätten, Beitr. Mineral. Petrogr., **11**, 217—246, 1965.
255. *Valeton I.*, Sur la genèse des gisements de bauxite du sud-est de la France, Bull. Soc. Géol. France, **7**, 685—701, 1966.
256. *Valeton I.*, Laterite und ihre Lagerstätten, Fortschr. Mineral., **44**, 67—130, 1967a.
257. *Valeton I.*, Einige optische und chemische Eigenschaften indischer Gibbsite, Johanneum, Mineral. Mitt., **1—2**, 113—123, 1967b.
258. *Valeton I.*, Bauxitführende Laterite auf dem Trappbasalt Indiens als fossile, polygenetisch veränderte Bodenbildung. Sediment. Geol., **1**, 7—56, 1967c.
259. *Valeton I.*, Zur Petrographie der Bauxitlagerstätten auf der «Charnockitesuite» im Salem-distrikt und in den Nilgiri-Hills, Südindien, Mineral. Deposita (Berlin), **3**, 34—47, 1968.
260. *Van Bemmelen R. W.*, Origin and mining of bauxite in Netherlands India, Econ. Geol., **36**, 630—640, 1941.
261. *Van der Hammen T.*, *Wymstra T. A.*, A palynological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana, Leidse Geol. Mededel., **30**, 184—240, 1964.
262. *Von Siemens W.*, Engl. Patent 2110, 1879, 1878.
263. *Walther J.*, Laterite in West-Australien, Z. Deut. Geol. Ges., Monatsber., **67**, 113—140, 1915.
264. *Wall J. R. D.*, *Wolfenden E. B.*, *Beard E. H.*, *Deans T.*, Nordstrandite in soil from West Sarawak, Borneo, Nature, **4851**, 264—266, 1962.
265. *Wejers K.*, Zur Struktur der Aluminiumtrihydroxide, Naturwissenschaften, **49**, 204—205, 1962.
266. *Wejers K.*, Zum System $Fe_2O_3-H_2O$, Berl. Deut. Keram. Ges., **43**, 677—684; 703—708, 1966.
267. *Wejers K.*, Phasenbeziehung im System $Al_2O_3-Fe_2O_3-H_2O$, Erzmetall, **20**, 13—19; 71—75, 1967.
268. *Weinmann B.*, Die Böden der Insel Kefallina, Giessener Abhandl. Agrar. Wirtsch. forsch., **28**, 213 p., 1964.
269. *Wey R.*, *Siefert B.*, Réaction de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} , Gènesè et synthèse des argiles, Colloq. Intern. Centre Natl. Rech. Sci. (Paris), **105**, 11—23, 1961.
270. *Wippert J.*, Die Ausgangsgesteine für Bauxitbildung, Bull. Mineral Res. Exploration Inst. Turkey, Foreign Ed., **60**, 40—44, 1965.
271. *Wippert J.*, Die Aluminiumrohstoffe der Türkei, Bull. Mineral Res. Exploration Inst. Turkey, **62**, 83—90, 1967.
272. *Wolfenden E. B.*, Bauxite in Sarawak, Econ. Geol., **56**, 972—981, 1961 [см. русский перевод: *Вольфенден Э. Б.*, Бокситы Саравака, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
273. *Wolfenden E. B.*, Geochemical behaviour of trace elements during bauxite formation in Sarawak, Malaysia, Geochim. Cosmochim. Acta, **29**, 1051—1062, 1965.

274. *Wollast R.*, Aspect chimique du monde de formation des bauxites dans le Bac-Congo, Confrontation des données thermodynamiques et expérimentales, Acad. Roy. Sci. Outre-Mer, Bull. Belg., Sér. 7, 2, 392—412, 1963.
275. World Soil Resources Reports, Meeting on the classification and correlation of soils from volcanic ash, Tokio, 1964, World Soil Res. Rept., 139—142, 1964.
276. *Wyart J., Oberlin A., Tchoubar C.*, Étude en microscopie et microdiffraction électroniques de la boehmite formée lors de l'altération de l'albite, Centre Natl. Rech. Sci., France, Bull., 18 (14), 51—57, 1966.
277. *Zambo J., Toth P.*, Magyar bauxitok feltárhátóságáról, Femip. Kut. Int. Közlemén., 5, 19—27, 1961.
278. *Zans V. A.*, On karst hydrology in Jamaica, Union Géol. Geophys. Intern. Assoc. Intern. Hydrol. Sci., 2, 267—279, 1951.
279. *Zans V. A.*, Bauxite resources of Jamaica and their development, Geol. Surv., Dept. Jamaica, West Indies Bull., 1, 307—332, 1954 [см. русский перевод: *Цанс В. А.*, Запасы бокситов на Ямайке, в сб. «Вопросы геологии и минералогии бокситов», изд-во «Мир», М., 1964].
280. *Zans V. A.*, Recent views on the origin of Bauxite, Geonotes, 1 (5), 123—132, 1959.
281. *Zapp A. D.*, Bauxite deposits of the Andersonville district, Georgia, U. S. Geol. Surv., Bull., 1199-G, 37 pp., 1965.
282. *Zia-UL Hasan*, On the occurrence and geochemistry of bauxite deposits of Monghyr area (India), Econ. Geol., 61, 715—730, 1966.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автохтонные почвы 66
 Автохтонный генезис 69, 123
 Акцессорные минералы 120
 Аллит 69, 110, 112, 181
 — пизолитовый 112
 Аллохтонные почвы 66
 Аллохтонный генезис 69, 123
 Алюминиевые минералы 88
 Алюминий 10, 28, 72, 182
 — гидроокись 28
 Аморфные вещества 87
 Анатаз 48
 Андосоли 50, 51, 77
 Атапульгит 179
- Байерит 27, 29, 31, 32
 Байеровский процесс 11
 Бербис, бассейн 130
 Бёмит 27, 33, 36, 88, 137, 158
 Биостазия 65
 Боковое перемещение растворов 106
 Бокситизация 134, 136
 Бокситовые брекчии 7
 — дайки 133
 — залежи промышленные 94
 — латеритные почвы 78
 — месторождения, типы 77
 — — — плато 77, 97, 117
 — — — склоновый 77
 — руды 9, 69
 — — минеральный состав 72
 — — пизолитовые 33
 — — химический состав 69
 — трубки 133
 Бокситовый гравий 125
 Бокситы 9, 64, 95, 119
 — бёмитовые 11
 — болотные 122, 189
 — брекчиевидные 133
 — высококачественные 145
 — генезис 173
 — геосинклинальные 66
 — гиббситовые 11
 — горные 122, 189
- Бокситы губчатые 124
 — добыча 11, 12, 18
 — — мировая 11
 — запасы 18
 — землистые 75
 — зернистые 119
 — карстовые 139, 199
 — конкреционные 133
 — латеритные 5, 6
 — минералы 72
 — на обломочных породах 199
 — низкокачественные 145
 — никеленосные 152
 — пизолитовые 145
 — платформенные 66
 — полосчатые 133, 134
 — применение 11
 — природная регидратация 34
 — промышленные 131
 — с массивной текстурой 133
 Брекчии 124
- Вермикулит 94
 Вертикальное перемещение растворов 106
 Выветривание 19
 — латеритное 70
 — минералов искусственное 23
 — профили 86, 136
- Галлуазит 41, 87
 Гармотом 50
 Гейландит 50
 Гематит 44, 46, 48, 89, 137
 Гётит 44, 46, 47, 89, 94, 110, 137
 Гиббсит 9, 27, 29, 31, 32, 36, 48, 87, 88, 94, 137, 158
 Гидраргиллит 32
 Гидроморфные почвы 90
 Гипергенные минералы 27, 39
 Глинистые минералы 21, 40, 72, 87
 — — десилицификация 39
 — — реликтовые 39

Глинозем 10
Градационная слоистость 154
Грейдон, формация 167
Гумусовые кислоты 116

Десилицификация 23, 175
Диагенез 175
Диаспор 27, 33, 34, 36, 47
Диаспоровые глины 170
Диффузия 19
Дренаж 7, 110, 162, 175, 181

Железистые корки 110, 117
— почвы 51
— — тропические 90
Железо 72, 183
— миграция 134
— минералы 89

Изоволюметрический метод 71
Иллит 21
Ильменит 120

Кальцитизация 177
Каолинизация 41, 120
Каолинит 21, 41, 87, 88, 94, 137, 157
— вторичный 41
Каолинитовые глины 95, 131
— жилы 120
Карбонатные породы 139
Карстообразование 178
Катена 51
Кварц 95, 137
Квасцы 10
Классификация почв 90
Кобальт 196
Конгломераты 124
Конусы выноса 130, 152
Корунд 27, 34
Кремнезем 37, 181
— растворы 94

Латеритизация 81, 107
Латеритного типа, руды 5
Латеритные месторождения 5
— почвы 50, 51, 68
Латериты 64, 73, 76
— высоких уровней 97
— грунтовоподные 97
— платформенные 97
— покровы 97
Лепидокрокит 110
Лигниты 116
Линзовидные залежи 117
Литомарж 111

Маггемит 46, 48
Магнетит 89
Марганец 196
Материнские породы 172
Метод индексов Маршалла 71
Мидуэй, группа 117
Монтмориллонит 21, 23, 88, 157

Нанафалия, формация 142
Неорганические анионы 45
Нефелиновые сиениты 117
Никель 196
Нонтронит 88
Нордстрандит 29, 32, 36

Обезжелезнение 177
Обломочные минералы 72
— отложения 129
Огнеупорная глина 21, 23
Оолиты 161
Органические кислоты 23
Офиолиты 152

Палинологические исследования 130
Парагенезис 120
Пенеплен 98
Пизолиты 104, 125
Пиритизация 177
рН растворов 20
Пластмассы 15
Плато-бокситы 97, 131
Плещевидные залежи 117
Поттерс-Крик, глины 142
Почвенные образования 80
Процесс ферралитизации 77
Псевдоморфозы 119
Птичий глаз, руда 120
Пуляскиты 118
Пухи, серия 83, 85

Регидратация 177
Рексистеразия 65
Реликтовые минералы 26
Рельеф 159
Ресилицификация 122, 177
Ряд устойчивости минералов 21, 26

Салдам 129
Сапролит 107, 111, 117, 119, 189
Селайн, купол нефелиновых сиенитов 118
Сиаллит 69, 95, 112, 181
Сидерит 116
Сидеритизация 177
Сиенит 118

Силикаты каркасные 19
— слоистые 20, 23, 39
Синерезис 165
Слабоферралитные почвы 90
Структуры 72
— брекчиевидные 73
— гелеподобные 75
— гранитные 120
— конкреционные 75
— оолитовые 75
— первичные 94
— пизолитовые 75
— реликтовые 72, 73
— — гранитные 73
— — зернистые 73
— скелетные 73
— червеобразные 75
Сухарные глины 170
Сфен 120

Такуту, формация 130
Текстуры 72
— аутигенные 132
— блоковые 119
— градационные 125
— губчатой руды 119
— конкреционные 75
— косослоистые 125
— пористые гелевые 103
— пузырчатые 104, 110, 120
— течения 104
— трубчатые 120
— ячеистые 75
Терра-калькис 127
Терра-росса 8, 64, 125, 127
Терра-фуска 127
Титан 183
Титановые минералы 48, 88
Титаномагемит 48
Титаномагнетит 89

Транспортировка материала 118
— механизм 139, 154
Тучанит 32

Уилкоккс, группа 117

Фациальные переходы 81, 107
Ферраллит 69, 95, 181
Ферраллитные почвы 51, 90
Феррьерит 50
Ферсиаллиты 112
Филлипсит 50
Флоккуляция 123, 169
Флюорит 120
Фойянты 118
Фторапатит 179
Фульвокислоты 24

Хаику, серия 83, 85
Халии, серия 81, 83

Цельзиан 120
Цеолиты 50
Циркон 71

Чарнокиты 94
Челтенхем, формация 167

Шабазит 50

Электролиз 10
Элементы-примеси 120, 181, 183, 185,
189, 193, 195, 196
Эпигенетические процессы 178

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1. Введение	9
Глава 2. Промышленное значение бокситовых месторождений	11
Глава 3. Выветривание и образование гипергенных минералов	18
Глава 4. Классификация бокситов	50
Глава 5. Типы месторождений бокситов	76
Глава 6. Геохимия бокситовых месторождений	180
Глава 7. Нерешенные проблемы	198
Список литературы	200
Предметный указатель	212

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЫ

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

И. Валетон

БОКСИТЫ

Редактор М. В. Федорова

Художник А. М. Ясинский

Художественный редактор Ю. С. Урманчеев

Технический редактор Г. Б. Алюлина

Сдано в набор 25/VI 1973 г. Подписано к печати 27/XI 1973 г. Бум. тип. № 2
60×90¹/₁₆=7,13 бум. л. 14,25 печ. л. + 1 вкладка. Уч.-изд. л. 14,99. Изд. № 5/7059
Цена 1 р. 50 к. Зак. 707

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР», Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамена

Ленинградская типография № 2 имени Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, 198052, г. Ленинград, Л-52, Измайловский проспект, 29

1198

1 р. 50 к.

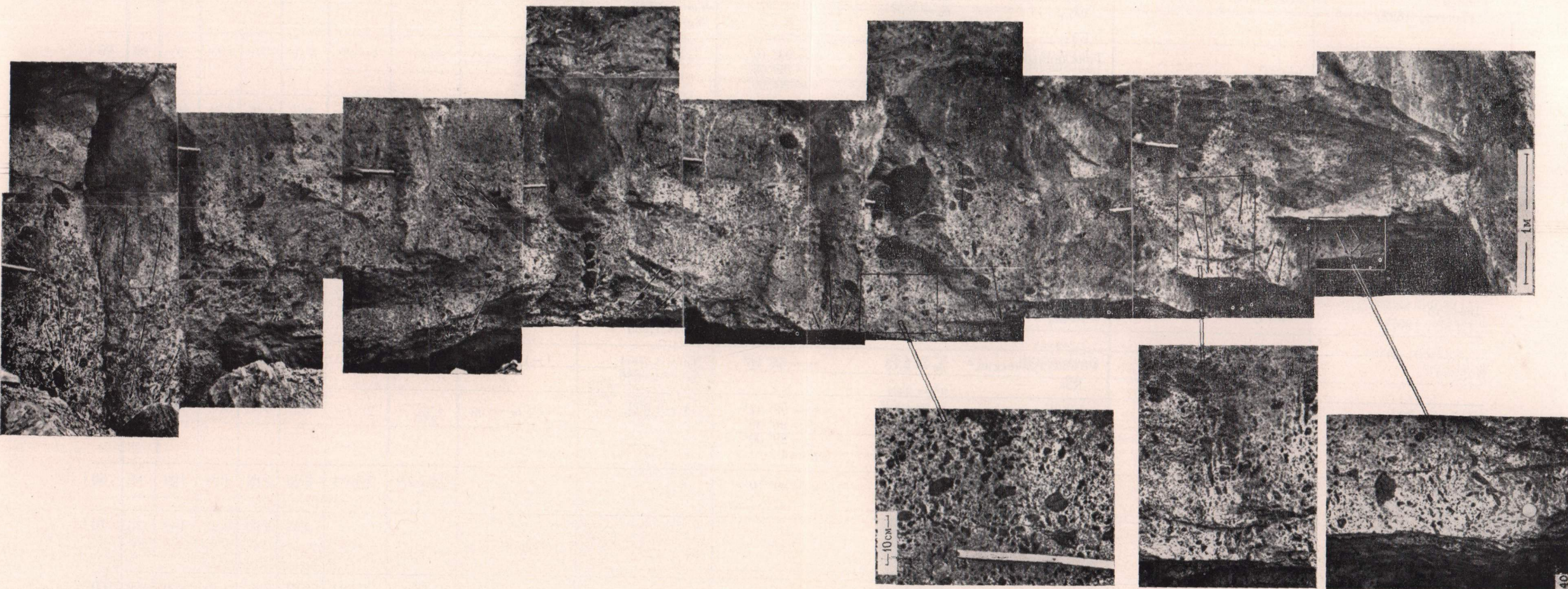


Фото X.

40 — обнажение раннемелового бокситового рудного тела. Дренажная вертикальная палеосистема отражена в позднедиагенетическом или постдиагенетическом селективном выносе железа (светлокрашенные участки). Мазою, Вар, Франция.

Главные минералы бокситовых месторождений

Таблица 11

Минерал	Химическая формула	Кристаллическая структура	Показатель преломления	Двупреломление	Удельный вес	Твердость	Три главные линии на рентгенограмме			Интенсивность			
							с.	о. с.	с. ¹	с.	о. с.	с. ¹	
Тучанит ¹ (Karsulin, 1963)	$Al_2(OH)_6 \cdot \frac{1}{2} H_2O$	$a_0 = 9,203 \text{ \AA}$ $b_0 = 11,225$ $c_0 = 10,422$	$\beta = 70^\circ 16'$			2,21		9,81	8,66	4,33	с.	о. с.	с. ¹
Гиббсит (Togrey, 1822)	$\gamma-Al(OH)_3$	Моноклинный ² $P2_1/n$ $a_0 = 8,67$ $b_0 = 5,07$ $c_0 = 9,72$	$\beta = 94^\circ 34'$	$Np = 1,568$ $Nm = 1,568$ $Ng = 1,587$	(+) 0,021	2,42	3—3,5	4,85	4,37	2,39	320	50	27 ³
Гидрагиллит (Cleaveland, 1822)		Триклинный $a_0 = 17,33$ $b_0 = 10,08$ $c_0 = 9,73$	$\alpha = 94^\circ 10'$ $\beta = 92^\circ 08'$ $\gamma = 90^\circ 00'$										
Байерит	$\alpha-Al(OH)_3$	Моноклинный ⁴ $C2/m$ $a_0 = 5,01$ $b_0 = 8,68$ $c_0 = 4,76$	$\beta = 90^\circ 00'$					4,72	4,36	2,21	100	70	65 ³
Нордstrandит (Nordstrand, 1956)	$Al(OH)_3$	Триклинный ⁵ $a = 8,893$ $b = 5,004$ $c = 10,234$	$\alpha = 92^\circ 56'$ $\beta = 110^\circ 23'$ $\gamma = 90^\circ 32'$			2,416		4,790	2,392	2,265	100	35	35 ⁵
Бёмит (De Lapparent, 1927)	$\gamma-AlOOH$	Ромбический ⁶ $Cmcm$ $a = 2,859$ $b = 12,24$ $c = 3,691$		$Np = 1,649$ $Nm = 1,659$ $Ng = 1,665$	(+) 0,016 ⁸	3,02	3,5—4	6,11	3,16	2,35	100	65	35 ³
Диаспор (Haüy, 1801)	$\alpha-AlOOH$	Ромбический ⁶ $R\bar{3}m$ $a_0 = 4,409$ $b_0 = 9,399$ $c_0 = 2,836$		$Np = 1,702$ $Nm = 1,722$ $Ng = 1,750$	(+) 0,048 ⁸	3,4	6,5—7	3,99	2,32	2,13	100	56	52 ³
Корунд	$\alpha-Al_2O_3$	Ромбоэдрический ⁶ $R\bar{3}c$ $a_0 = 5,13$	$\alpha = 55^\circ 16'$	$Ne = 1,7604$ $No = 1,7686$	(-) 0,008 ⁸	4,02	9	2,55	2,09	1,60	100	100	90 ³
Скарброит	$Al_2(CO_3) \cdot 12Al(OH)_3$	Триклинный ⁴ $a_0 = 9,94$ $b_0 = 14,88$ $c_0 = 26,47$	$\alpha = 98^\circ 42'$ $\beta = 96^\circ 30'$ $\gamma = 89^\circ 00'$ $Z = 4$	$N \sim 1,503$		2,05		8,66	8,34	5,63	о. с. с.	ср.	ср. ⁷
Алунит (Beudant, 1824)	$KAl_3[(OH)_6 (SO_4)_2]$	Псевдокубический ⁴ $R\bar{3}m$ $a_0 = 6,97$ $c_0 = 17,38$	$\alpha = 89^\circ 10'$			2,6—2,9	3,5—4	2,98	1,89	4,94	100	59	50 ³
Натроалунит (Hillebrand, Penfield, 1902)	$NaAl_3[(OH)_6 (SO_4)_2]$	$R\bar{3}m$ ⁴ $a_0 = 6,98$ $c_0 = 16,70$						2,96	4,90	2,97	100	75	70 ³
Алюминит (Haberle, 1807)	$Al_2[(OH)_4 SO_4] \cdot 7H_2O$	Моноклинный ⁴				1,66—	1—2	9,0	7,8	3,72	100	100	100 ³
Каолинит (Johnson, 1867)	$Al_4[(OH)_8 Si_4O_{10}]$	1Т тип ⁴ Триклинный $P\bar{1}$ $a_0 = 5,14$ $b_0 = 8,93$ $c_0 = 7,37$	$\alpha = 91^\circ 48'$ $\beta = 104^\circ 30'$ -105° $\gamma = 90^\circ$	$Np = 1,553-1,563$ $Nm = 1,559-1,569$ $Ng = 1,560-1,570$	(-) 0,007 ⁸	1,82 2,58±	2—2,5	7,17	1,49	3,58	100	90	80 ³

Монтмориллонит (Mauduyt, 1847)	$(\text{Al}_{1,67}, \text{Mg}_{0,33})[(\text{OH})_2 \text{Si}_4\text{O}_{10}]^{0,33-} \text{Na}_{0,33}(\text{H}_2\text{O})_4$	Моноклинный ⁴	$a_0 = 5,17$ $b_0 = 8,94$ $c_0 = 15,2$	$\beta \sim 90^\circ$	$Np = 1,485-1,600$ $Nm = 1,510-1,632$ $Ng = 1,510-1,640$	$(-) 0,025-0,040^8$	2,0-2,3	1-2	15,3	4,50	3,07	100	100	100 ³			
Иллит (гидромусковит)	$(\text{K}, \text{H}_2\text{O})\text{Al}_2[(\text{H}_2\text{O}, \text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	Моноклинный ⁴	$a_0 = 5,19$ $b_0 = 8,99$ $c_0 = 20,05$	$\beta = 94^\circ 40'$	$Np = 1,575$ $Ng = 1,580$	$(-) 0,005$	$2,65 \pm 0,02$	~ 2	10,00	4,48	3,33	100	90	90 ³			
Шамозит (лептохлориты) (Berthier, 1820)	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[(\text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot (\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{O}, \text{OH})_6$	Моноклинный ⁴	$a_0 = 5,40$ $b_0 = 9,36$ $c_0 = 14,03$	$\beta = 90^\circ$	$Np = 1,627-1,654$ $Nm = 1,632-1,660$ $Ng = 1,632-1,660$	$(-) 0,005-0,006^8$	$3,19 \pm$	1-2	7,05	3,52	2,52	100	100	90 ³			
Лепидокрокит (Ullmann, 1813)	$\gamma\text{-FeOOH}$	Ромбический ⁴ Стсм	$a_0 = 3,88$ $b_0 = 12,54$ $c_0 = 3,07$		$Np = 1,94$ $Nm = 2,20$ $Ng = 2,51$ (с H_2O)	$(-) 0,57^8$	4,09	5	6,26	3,29	2,47	100	90	80 ³			
Гётит (Lenz, 1806)	$\alpha\text{-FeOOH}$	Ромбический ⁴ Рвпм	$a_0 = 4,65$ $b_0 = 10,02$ $c_0 = 3,04$		$Np = 2,260-2,215$ $Nm = 2,393-2,22$ $Ng = 2,398-2,23$	$(-) 0,138-0,08^8$	4,28	5-5,5	4,21	2,69	2,44	100	80	70 ³			
Маггемит (Wagner, 1927)	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Кубический ⁴ P2 ₁ 3 (?)	$a_0 = 8,32$						2,51	2,94	2,08	100	90	90 ³			
Гематит (Theophrastus, 315 г. до н. э.)	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Тригональный ⁴ — ромбоэдрический R3c	$a_p = 7,40$ $a_p^1 = 5,43$	$\alpha = 85^\circ 42'$ $Z = 8$ $\alpha^1 = 55^\circ 14'$ $Z = 2$	$No = 3,22-2,904$ $Ne = 2,94-2,690$	$(-) 0,28-0,214^8$	5,26	5-6	2,69	1,69	2,51	100	60	50 ³			
Магнетит (Haidinger, 1845)	Fe_3O_4	Кубический ⁴ Fd3m	$a_0 = 8,391$		$N = 2,42$		$5,175 \pm$	5,5-6,5	2,53	1,61	1,48	100	85	85 ³			
Марказит (Haidinger, 1845)	FeS_2	Ромбический Pmnp	$a_0 = 3,39$ $b_0 = 4,45$ $c_0 = 5,42$	$Z = 2$					4,8-4,9	6-6,5	2,71	1,76	3,44	100	63	40 ³	
Пирит (Dioscorides, 50 г. н. э.)	FeS_2	Кубический ⁴ Pa3	$a_0 = 5,41-5,42$	$Z = 4$					5,0 \pm	6-6,5	1,63	2,71	2,42	100	84	66 ³	
Сидерит (Haidinger, 1845)	FeCO_3	Тригональный ⁴ — ромбоэдрический R3c	$a_p = 6,03$ $a_p^1 = 5,83$	$\alpha = 103^\circ 05'$ $Z = 4$ $\alpha^1 = 47^\circ 45'$ $Z = 2$	$No = 1,851-1,875$ $Ne = 1,612-1,633$	$(-) 0,239-0,242^8$	$3,89 \pm$	4-4,5	2,79	1,73	3,59	100	80	60 ³			
Анаказ (Haüy, 1801)	TiO_2	Тригональный ⁴ 14 _{1/amd}	$a_0 = 3,74;$ $[110] = 5,28$	$Z = 4$					$(-) 0,073^8$	$3,90 \pm$	5,5-6	3,51	1,89	2,38	100	33	22 ³

¹ [122], ² [204], ³ [12], ⁴ [236], ⁵ [206], ⁶ [170], ⁷ [72], ⁸ [246]; с — сильная, о. с. — очень сильная, о. о. с. — очень очень сильная, ср. — средняя.