

---

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
БОКСИТОНОСНОСТИ

---

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ БОКСИТОНОСНОСТИ

3088



МОСКВА «НЕДРА» 1980





**Палеогеографический** анализ для прогнозирования бокситоносности. М., Недра, 1980, 188 с.

В работе освещаются вопросы регионального прогнозирования бокситоносности с помощью палеогеографического анализа. Большое внимание уделено природным факторам, влияющим на образование бокситов. Подчеркивается руководящая роль в образовании бокситоносных зон Земли ландшафтов типа влажных тропиков и субтропиков. Показано, что бокситоносные провинции возникают благодаря воздействию океанических течений и атмосферной циркуляции; формирование бокситовых залежей обусловлено сочетанием таких природных факторов, как климат, тектоника, рельеф, субстрат, вулканизм и др. Показывается, какое значение имеют геолого-географические предпосылки для палеогеографического прогнозирования бокситоносности. Разбираются методы палеогеографического анализа и составления прогнозных палеогеографических карт и схем. Приводятся примеры палеогеографического анализа некоторых районов СССР и рекомендации на поиски стратиграфических уровней и районов, благоприятных для бокситообразования.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами региональной стратиграфии, литологии, палеогеографии и геологического картирования осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов.

Табл. 5, ил. 22, список лит.— 193 назв.

Авторы: *Р. А. Биджиев, Н. Н. Белозерова, М. М. Брызгалова, И. Я. Нефедова, В. М. Сергиенко.*

В основу подавляющего большинства исследований по прогнозированию бокситов положен единый принцип — установление основных геологических закономерностей локализации бокситоносных формаций и бокситовых месторождений во времени и в пространстве. Исследования ведутся преимущественно в районах развития бокситоносных горизонтов и сводятся, по существу, к картированию потенциально благоприятных для бокситообразования формаций. При этом принимается, что формирование последних должно совпадать с геохронологическими интервалами глобальных эпох бокситообразования. Палеогеографический анализ использовался лишь при реставрации древнего рельефа бокситорудных провинций.

Важное значение рассматриваемой проблемы и наличие обширных слабо изученных, либо полностью не исследованных на бокситы территорий побудило авторов подойти к решению прогнозной оценки с иных позиций — с позиций палеогеографических реконструкций ландшафтных обстановок, контролирующих формирование бокситовых залежей.

В предлагаемой книге впервые дается анализ для палеогеографического прогнозирования бокситов, основанный на исследовании природных факторов, благоприятных для бокситообразования. Наши теоретические построения опираются на принцип актуализма: природные условия (среда) и физико-химические процессы бокситообразования в недалеком геологическом прошлом, по крайней мере, в мезозое, возможно и в палеозое, были близки современному. Естественно, подобными также могли быть закономерности генезиса и распределения в пространстве бокситовых месторождений.

Генетический ряд бокситов достаточно сложен и состоит из трех групп образований — остаточных, переотложенных и осадочных. Среди собственно остаточных имеются различные генетические типы, наиболее распространенными среди которых являются латерит-бокситы, карстовые (геосинклинальные) бокситы, менее известные бокситы терра-росса. С осадочными связаны переотложенные бокситы, в некоторых случаях — осадочные; последние нередко принадлежат хемогенной группе образований.

Однако, несмотря на многообразие по своему происхождению типов бокситов, образование промышленных залежей подчинено, тем не менее, одним и тем же природным факторам бокситообразования. Главнейшими из них являются: влажный тропический, возможно и субтропический климат, благоприятные формы рельефа и субстрата (как источник глинозема), высокая степень дренажа и быстрая консервация залежей. Иначе говоря, не глобальные эпохи бокситообразования с какими-то специфическими, нам не известными условиями, а только совпадение во времени природных факторов, контролирующих бокситообразование, могли привести к развитию и накоплению бокситов; причем в любую геологическую эпоху. Сложные процессы формирования бокситовых залежей и различные формы перераспределения основных компонентов бокситового вещества как во время образования бокситов, так и в стадию диагенеза порождают чрезвычайно многоликие, нередко неопознаваемые по внешнему виду породы.

В палеогеографическом анализе, направленном на выявление возможных бокситорудных объектов, использован весь арсенал теорий и гипотез бокситообразования, не исключая спорных, еще окончательно не разработанных. Правильная диагностика изменения палеоландшафтной обстановки во времени позволяет подойти к более полному освещению истории геологического развития региона, неотектоники, тектонического режима, условий и режима осадконакопления, т. е. к выявлению природных факторов, определяющих условия развития и захоронения возможных залежей бокситов.



Основная задача данной работы — показать сложность процессов генезиса бокситов, многообразии их генетических типов, раскрыть роль различных природных факторов в образовании и концентрации бокситовых залежей и дать палеогеографический прогноз на конкретные регионы. Тем самым мы хотим обратить внимание геологов на возможные методические приемы прогнозной оценки на бокситы различных по своему геологическому строению районов. Эти исследования особенно необходимы в пределах тех регионов, где проблема их бокситоносности освещена слабо, либо ей вовсе не уделялось внимания.

Предлагаемая работа представляет результат многолетних исследований авторов в пределах крупных седиментационных бассейнов — Таймыра, северо-западной части Сибирской платформы, Тунгусской синеклизы, Северо-Востока и юга Дальнего Востока СССР, проводимых объединением «Аэрогеология». Источником информации послужили материалы всех геологических изысканий, относящихся к решению проблемы палеогеографического прогнозирования бокситов указанных регионов, а также собственные полевые исследования авторов на протяжении 1970—1975 гг. В зависимости от типа геологического развития и строения каждой из исследованных территорий прогнозная оценка их на бокситы производилась с позиций различных гипотез бокситообразования.

Аналитические работы осуществлялись различными организациями: химические анализы выполнены на Красковском опытном заводе ВНИИСТРОМ, термический и рентгеноструктурный — в Центральной лаборатории Северо-Кавказского геологического управления, описание шлифов произведено авторами настоящей работы.

Авторы глубоко признательны В. Н. Дренону за научное руководство и помощь в разработке основ палеогеографического прогноза бокситоносности, а также за внимание и поддержку в решении ряда научных и организационных вопросов в период полевых и камеральных исследований. Несомненно способствовали успешному проведению работ консультации и любезно представленные авторам материалы геологами Аэрогеологической экспедиции № 5 (А. А. Боручинкина, Л. Л. Исаева, М. А. Крауш, А. Г. Митяев, Е. А. Барсков, М. А. Бардеева), Научно-исследовательского института геологии Арктики (М. Н. Злобин, Ю. Е. Погребницкий, М. И. Митрошин), Приморского геологического управления (В. С. Коренбаум, Ю. Н. Олейник), ДальВИМСа (Р. Я. Скларов), Северо-Восточного геологического управления (А. А. Николаев). Всем им авторы выражают глубокую благодарность.



---

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О БОКСИТООБРАЗОВАНИИ

---

В настоящее время о происхождении и условиях образования бокситов существует много теорий и гипотез. Все они в какой-то мере обосновываются геологическими обстановками, создающими в свою очередь в разные эпохи соответствующие географические и тектонические условия, способствовавшие накоплению свободного глинозема. Рассмотрим главные из них.

**Латеритная теория** образования бокситов является наиболее разработанной в настоящее время. В ней бокситы рассматриваются как продукт остаточный, возникший после выноса из пород щелочных и щелочноземельных элементов, кремния и других легко подвижных компонентов. На месте остаются и концентрируются соединения инертные, с очень низкой миграционной способностью — гидроокислы железа, алюминия, титана. Происходит это в результате преобразования горных пород тephлыми атмосферными осадками, приводящего к энергичному разложению алюмосиликатов, растворению и выносу из пород подвижных элементов инфильтрационными водами. Усилению этого процесса способствуют прежде всего почвенные воды, обогащенные углекислотой за счет разложения гумуса, органические кислоты, а также благоприятные геоморфологические и гидрогеологические условия, субстрат и др. Лучше всего латеритизируются такие малокварцевые и бескварцевые породы, как изверженные породы основного, среднего и щелочного состава (базальты, габбро, порфириды, сиениты, туфы и туффины основного и среднего состава и др.), различные метаморфические глинистые сланцы, амфиболиты, монтмориллонитовые глины и некоторые другие. Климат в областях латеритного выветривания должен быть очень жарким и обильно влажным (тропическим или субтропическим). В последнее время, правда, определились разногласия по вопросу о том, необходимы ли для образования бокситов в подобной климатической обстановке сухие сезоны. Многие исследователи (Г. И. Бушинский, В. М. Сеницын, Л. Б. Рухин, сотрудники СНИИГГИМС и ВСЕГЕИ) считают, что для образования бокситов необходим перемененно влажный климат, в котором во время сухих сезонов (2—4 месяца) при испарении происходит обогащение латеритного покрова гидроокислами алюминия и железа за счет привноса элементов по капиллярным каналам из нижнего горизонта коры выветривания. Последователи этой концепции отождествляют прошлую климатическую обстановку с современной парковой саванной. Именно с этих позиций А. В. Голь-

берт (1977 г.) рассматривает палеоклиматы Сибири для мезозоя и палеогена, указывая несколько наиболее оптимальных для образования бокситов климатических периодов в геологической истории Сибири. Однако иную точку зрения доказывают и широко пропагандируют В. А. Теняков и его сотрудники из ВИМСа [31, 125]. Они считают, что бокситы формируются только в условиях постоянно влажного тропического климата в ландшафтах близких современным влажно тропическим гилейным лесам. По их мнению, процесс с накоплением свободного глинозема и гидроокислов железа может протекать только под пологом тропических дождевых лесов, при среднегодовой температуре не ниже  $20^{\circ}$ — $25^{\circ}$  С и количеством относительно равномерно распределенных атмосферных осадков не менее 1500—1700—2000 мм в год, что является по сути дела подтверждением известных экспериментальных исследований Ж. Педро [92].

К бокситам латеритного типа принадлежат крупнейшие месторождения на древних платформах Западной Африки, Южной Америки, Индии, Австралии, а также бокситы современных геосинклинальных областей, расположенные в пределах архипелагов Гавайских, Каролинских островов и на островах Фиджи, Новой Зеландии, Индонезии, Филиппин.

К латеритной теории относится предложенная в последнее время гипотеза А. С. Калугина [50], дающая ответ на один из возможных источников глинозема геосинклинальных бокситов. Генезис бокситов автором принимается латеритным, но в качестве исходного материала предполагается вулканический пепел, оседающий при извержении вулканов на выступающие над уровнем океана рифовые постройки. Консервация залежей остаточных латеритных бокситов осуществляется известняками при погружении рифов под уровень воды. Примером подобного образования могут служить плейстоценовые бокситы островов Беллона и Реннелл (южнее Соломоновых островов), а также, как нам кажется, современные и плейстоценовые бокситы островов Лифу, Маре, Увея (о-ва Луайоте), островов Сайпан и Гуан в Марианском архипелаге, Каролинские острова (Трук, Яп, Понапе, Палау, Кусаке), о-ва Манус близ Новой Гвинеи и ряд других [189], где они выполняют карстовые воронки и полости в коралловых известняках высоких террас. Очевидно, знаменитые месторождения Ямайки, а также бокситы Гаити следует считать образовавшимися подобным образом [131]. Исходным веществом бокситов Румынии, очевидно являются также пирокластические породы. А. К. Гладковский и О. Н. Огородников [89] недавно на примере Северо-Уральских бокситовых рудников (СУБР) привели веские аргументы в пользу генезиса бокситов согласно гипотезе А. С. Калугина; последняя будет нами использована при прогнозной оценке главным образом девонских толщ бассейна рек Колымы и Индигирки.



**Осадочные теории и гипотезы.** При выяснении условий образования осадочных бокситов основные расхождения во взглядах заключаются в вопросе об источниках глинозема и способах переноса его к месту накопления. В зависимости от способа переноса различаются следующие основные теории и гипотезы: обломочная, коллоидная, химическая и эоловая.

Согласно обломочной теории перенос бокситового вещества из латеритной коры выветривания на место залегания бокситов происходит в форме кластического материала и тонких взвесей, причем дальность переноса очень незначительная (десятки — сотни метров). Обломочные бокситы залегают в форме линз на склонах, либо в основании возвышенностей, на которых широко развит латеритный покров. При переотложении латеритный материал подвергается лишь механической сортировке и существенно не изменяется. Этой концепции придерживается и Н. М. Страхов [121]. Типичным примером обломочных бокситов считается известное Арканзасское месторождение (США).

Коллоидная гипотеза разработана С. Ф. Малявкным [76] при изучении тихвинских бокситов. Согласно ей основными факторами в образовании осадочных бокситов являются: разрушение латеритного покрова, перенос продуктов разрушения на значительные расстояния (100—200 км) как в виде гелей, так и в виде тончайших суспензий, при этом не отрицается перенос вещества в растворенном состоянии.

Химическая теория А. Д. Архангельского [3]. Сущность ее состоит в том, что соединения Al, Fe, Ti в виде молекулярных или коллоидных растворов способны перемещаться с водой источников из коры выветривания алюмосиликатных пород в болота, озера и моря и отлагаться там в форме химических или биохимических осадков, образуя промышленные залежи бокситов. Причем этот процесс должен происходить в условиях жаркого и влажного климата, перенос же полуторных окислов в растворах в природе совершается в достаточно больших масштабах и на далекие расстояния. Теория А. Д. Архангельского получила свое развитие в работах Ю. К. Горецкого [38] и А. И. Кривцова [62]. Ю. К. Горецкий, опираясь на идеи А. Д. Архангельского, пожалуй, впервые у нас в стране пришел к выводу о ведущей роли органических и минеральных кислот в формировании осадочных бокситов. Наиболее благоприятная природная обстановка для разложения пород с выносом глинозема, считает Ю. К. Горецкий, создается в условиях влажного теплого климата при высоком уровне грунтовых вод (до каолинитовой зоны) и кислых почвообразовательных процессах (подзолистые и красноземные почвы), в обстановке резко кислой среды болот, когда при гниении органического вещества возникают почвенные органические кислоты (гуминовые и фульвокислоты). Важное значение с



точки зрения бокситообразования, как пишет Ю. К. Горецкий, могут представлять также процессы окисления сульфидных соединений железа в алюмосиликатных породах, приводящие к образованию свободной серной кислоты, оказывающей сильное воздействие на субстрат. При этом возможен вынос алюминия в форме сульфатов, которые затем вследствие нейтрализации могут перейти в гидраты глинозема. Таким образом, если в болотной среде происходит совместное воздействие на алюмосиликатные породы органических и минеральных кислот, то, по его мнению, могут создаваться наиболее оптимальные условия для энергичного выноса и перемещения глинозема. Отделение глинозема от кремнезема и осаждение первого из них (а это основа геохимического процесса в бокситообразовании) происходит путем нейтрализации природных кислот растворов в условиях более нейтральной среды: при смене в болотах окислительных условий восстановительными.

В последние годы теоретические взгляды А. Д. Архангельского продолжает развивать А. П. Кривцов [62, 63]. Однако, в отличие от выводов А. Д. Архангельского, он считает, что формирование хемогенных осадочных бокситов происходит не только в тропиках и субтропиках, но нередко и в умеренной климатической зоне при гумидном выветривании изверженных пород основного и среднего состава. Представления этого исследователя значительно расширяют общие перспективы бокситообразования в прошлые геологические периоды, выводя их далеко за рамки климатических поясов тропиков и субтропиков.

Химическая теория А. Д. Архангельского оказала большое влияние на развитие науки о бокситах и на практику поисков этого вида сырья в нашей стране. Установленная им закономерность размещения бокситовых месторождений (приуроченность бокситов к определенным стратиграфическим горизонтам в различных районах, к отложениям эпох влажного и жаркого климата, связь их с перерывами в осадконакоплении, с корами выветривания и т. д.), известных в то время в СССР и открытых под его руководством, и выводы об их осадочном происхождении не потеряли своего значения до настоящего времени.

Золовая гипотеза Э. Рока [181] близка гипотезе Калугина. Согласно указанной гипотезе автор предполагает, что бокситовый материал приносится на место залегания бокситов ветром. Данная гипотеза находит подтверждение в происхождении верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии.

Гипотеза терра-росса. Как известно, бокситы в геосинклинальных областях залегают главным образом в известняках и нигде не имеют четкой связи с латеритными корами выветривания. Югославские геологи Ф. Тучан [192] и М. Кишпатич [165] предложили в 1912 г. гипотезу образования бокситов, по-

лучившую название терра-росса (бокситы по цвету сходны с красными землями Среднеземноморья). Согласно этой гипотезе, глинозем, постоянно находящийся в морской воде, осаждался вместе с карбонатами кальция и магния. После отступления моря в эпоху выветривания происходило растворение карбонатных пород и накопление на их месте нерастворимого остатка или терра-росса, по составу отвечающего бокситу. Отлагающиеся карбонатные осадки последующей морской трансгрессии захороняли бокситы в виде линз, пластов и сложных по форме тел, выполняющих карстовые западины. Следует подчеркнуть, что гипотеза терра-росса имеет серьезных приверженцев среди европейских геологов, работающих на крупнейших месторождениях геосинклинальных бокситов Греции, Югославии, Франции, в частности Л. Марича (Югославия), Дв. Камлоши (Венгрия), А. Бонт и др. (Франция). Не исключено, что и у нас в стране могут быть обнаружены бокситовые залежи такого же происхождения, среднекарбонные бокситы Южного Тянь-Шаня хорошее тому подтверждение.

**Вулканогенно-осадочная гипотеза.** Возникла эта гипотеза давно, большое внимание в последнее время ей уделял К. К. Зеленов [44, 45], она находит поддержку у Г. С. Дзоценидзе [42], А. Л. Яншина [144]. Суть ее проста. Наземные вулканы выбрасывают из недр Земли кроме лавы и пепла также горячие растворы, газы. Последние состоят главным образом из  $\text{HCl}$ ,  $\text{CO}_2$  и других летучих компонентов, которые, соединяясь с нисходящими дождевыми водами, растворяются в них, образуют сильные кислоты. Эти нагретые кислоты энергично воздействуют на вмещающие вулканические породы (пористые шлаки, пепел, лавы, туфы) и переводят в раствор почти весь алюминий, железо, оставляя на месте кремнезем и большую часть титана. Образовавшийся кислый раствор выходит на поверхность в виде источников, которые, сливаясь, образуют речки, несущие свои воды в щелочную среду моря или озера. Там они нейтрализуются, и чистый глинозем, а вместе с ним окислы железа выпадают в осадок вблизи побережья. Обстановка будет особенно благоприятной, если спокойному осаждению большой массы гелевидного осадка не будут препятствовать морские волнения, разрушающие этот осадок и рассеивающие его на большие пространства. Такие условия возникают в лагунах, окаймленных рифовыми постройками и барами. Недостатком этой гипотезы является то, что она не может объяснить накопление свободного глинозема: растворенный глинозем, вынесенный в море, может соединяться с растворенным кремнеземом с образованием глинистых осадков. Тем не менее в таком аспекте проблема бокситов в СССР раньше не рассматривалась и поиски в подобном плане не проводились. К. К. Зеленов полагает, что рассмотренный механизм образования бокситовых залежей был возможен в древние эпохи в областях интенсивного



вулканизма, пространственно тесно сопряженного с бассейнами карбонатной седиментации. Свидетелями подобной геологической обстановки, мы полагаем, являются раннепалеозойские свиты Казахстана, девонские толщи Северного и Полярного Урала, Салаира, бассейна рек Колымы и Индигирки, Восточного Забайкалья, рифейско-кембрийские отложения Кузнецкого Алатау, Алтая, Восточного Саяна и др.

**Гидротермально-осадочная гипотеза.** Интересна гипотеза происхождения бокситов, которую наиболее полно разработал А. В. Пейве [93], изучая тектонику и фации бокситоносной полосы Северного Урала. Он считал, что источником глинозема были подводные вулканы; алюминий, железо, титан были вынесены из магмы вначале в виде газа (хлориды), а затем, очевидно, кислыми водными растворами; осаждался глинозем на подводном хребте, сложенном рифогенными известняками. Например, неокомские бокситы Румынии В. Папиу и С. Минзату относят к гидротермальному генезису [25]. Представляется, что в условиях гидротермальных процессов могут накапливаться массы свободного глинозема в виде конкреций, линз диаспоригов, реже бёмита, хотя высоких концентраций промышленного значения ожидать трудно. По всей вероятности, именно вулканогенному генезису обязано возникновение диаспоригов на Патомском нагорье, они не имеют никакого отношения к коре выветривания.

**Латеритно-осадочная диагенетическая гипотеза.** Эта гипотеза в настоящее время получила пожалуй наибольшее число сторонников у нас в стране, она охватывает очень широкий круг процессов бокситообразования, на ней построены многие выводы о закономерностях размещения бокситовых месторождений. Наиболее детальная ее разработка принадлежит Г. И. Бушинскому [25].

Образование бокситов начинается в латеритной коре выветривания. В процессе размыва и водно-механического перетложения их образуются осадочные бокситы. Но одновременно с бокситовым материалом переотлагаются и глины, алевроиты и другие слабо разложенные обломки пород из коры выветривания. Переотложившись на суше, они подвергаются дальнейшей латеритизации («бокситизации», «добоксичиванию», «дозреванию») в процессе диагенеза. В обоих случаях происходит вынос кремнезема, а местами и окислов железа. Так возникли, считает Г. И. Бушинский, бокситы Аркалыка (Казахстан), Енисейского кряжа и других районов. Вторичная латеритизация особенно интенсивно протекает в осадках, отложившихся на карбонатных породах; карст — особенно благоприятная ловушка для бокситов такого типа.



Исходя из существа основных теоретических воззрений на бокситообразование, приходится признать, что бокситы — продукт активной деятельности воды; гидролиз является ведущим процессом бокситообразования. При прочих равных условиях, без атмосферной влаги и высокой температуры латеритные, латеритно-осадочные и осадочные бокситы образоваться не могут. Ясно также, что органические и неорганические кислоты, как правильно отмечает В. А. Теняков [125], лишь усиливают, ускоряют латеритный процесс, но не являются самостоятельным латеритообразующим фактором. Несомненным является также и то, что бокситы могут образоваться в достаточно разнообразных физико-географических и геохимических обстановках. Однако из всего многообразия можно выделить две принципиально разные обстановки: в одной из них бокситы образуются на месте, с незначительным перемещением вещества (остаточные, элювиальные, латеритные), в другой — возникают на значительном удалении от источника глинозема, транспортировка последнего происходит в коллоидно-химических растворах, а накопление бокситового вещества — в условиях лагун, мелких обсыхающих побережий, подтопленных эстуариев мелких долин, балок и др. Источники глинозема, форма транспортировки бокситового вещества, условия концентрации и захоронения осадочных бокситов очень разнообразны, поэтому едва ли может быть разработана универсальная теория образования осадочных бокситов.

Итак, в настоящее время вряд ли будет правильным давать научный прогноз на поиски бокситов, используя лишь одну какую-либо теорию или гипотезу, оправдавшую, возможно, себя в том или ином регионе. Надо использовать весь теоретический арсенал в совокупности и вести прогнозную оценку разными путями, не отбрасывая ни одно из хотя бы еще слабо разработанных направлений.

---

## ПРИРОДНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ОБРАЗОВАНИЕ, РАЗМЕЩЕНИЕ И СОХРАННОСТЬ БОКСИТОВ

---

При рассмотрении современных теоретических воззрений на бокситообразование выясняется, какие усилия прилагают исследователи на поиски тех или иных природных факторов, контролирующих формирование месторождений бокситов. Закономерности локализации бокситовых месторождений одни исследователи связывают с тектонической структурой, другие — со спецификой развития почвенного процесса, третьи акцентируют внимание на составе подстилающих пород, четвертые полагают, что особо важное значение следует придавать геоморфологии района. Ряд советских геологов одним из главных факторов образования бокситов считает вулканический процесс, придавая ему особую созидательную роль. Некоторые исследователи базируются на двух или трех природных компонентах, а иные и вовсе считают, что все природные процессы, происходящие на поверхности Земли, так или иначе влияют на мобилизацию свободного глинозема. В большинстве же гипотез по генезису бокситов возможность бокситообразования объясняется сочетанием тропического, иногда субтропического влажного климата, благоприятного рельефа и субстрата.

В основу генетической классификации бокситов могут быть положены различные признаки. В нашей стране наиболее популярной считается классификация, основанная на тектоническом принципе — приуроченности месторождений к определенным тектоническим единицам первого порядка, согласно которой выделяются три генетических типа месторождений бокситов: геосинклинальный, платформенный и переходный.

Необходимо отметить, что процесс бокситообразования не следует отождествлять с процессом образования бокситовых месторождений. Если первый может осуществиться в результате физико-химических процессов в весьма широких пределах физико-географической среды, то второй является результатом этих реакций лишь при благоприятной геолого-географической обстановке. При этом следует помнить, что причины возникновения малых концентраций бокситового вещества, представляющих минералогический интерес, будут существенно отличаться от причин, приводящих к большим скоплениям рудной массы, бокситовой залежи. Формирование же крупных месторождений высококачественных бокситов или бокситоносных провинций обязано в свою очередь сумме природных факторов, их благоприятной устойчивой во времени взаимосвязи, т. е. необходимо



сочетание ряда важнейших природных компонентов, составляющих географический ландшафт\*.

Только стечение определенных природных факторов в определенном ландшафте может создать условия для образования месторождений бокситов, независимо от того, принадлежат ли эти ландшафты платформе, геосинклинали или переходной области. При этом отдельные факторы в определенной ландшафтной обстановке могут быть ведущими, в другой — несущественными, определяющими же во всех случаях будет высокий гидротермический режим\*\*.

Палеогеографический анализ, которому посвящена данная работа, является, по существу, анализом исторического развития ландшафтных обстановок в пределах конкретных регионов, благоприятных для бокситообразования в определенный отрезок геологического времени.

В настоящем разделе мы попытались в кратком виде по возможности беспристрастно изложить значение каждого из природных факторов, хоть в какой-то мере влияющих на образование бокситов, независимо от того, с какими по количеству минеральными скоплениями мы имеем дело, будь то мелкие проявления бокситов или крупнейшие месторождения. Это тем более необходимо, что впоследствии при палеогеографических реконструкциях различных регионов нашей страны возникнет необходимость, в зависимости от специфики геологического развития территории, делать упор на тот или иной природный фактор бокситообразования. Насколько известно, судя по литературе, посвященной генезису бокситов, пока еще нет обстоятельного объяснения бокситоопределяющих причин, либо они отражены нередко весьма схематично. К числу главнейших природных факторов относятся климат, тектонический режим, рельеф, субстрат, степень и характер дренажа атмосферных осадков. Господствующим из них, безусловно, является климат.

## КЛИМАТ

Важное значение климата в бокситообразовании отмечается едва ли не в каждой работе, касающейся бокситов. Причем его влияние отражено весьма схематично, в самых общих чертах, например, в форме таких выражений, как: «бокситы образовались в жарком и мягком климате», «образование бокситов обязано конечно воздействию влажного и жаркого климата», «бокситы образовались, по-видимому, в условиях тропиков и

\* Ландшафт географический — однородный участок поверхности суши, окаймленный естественными границами, в пределах которого природные компоненты (горные породы, климат, рельеф, воды, почвы, растительность, животный мир) образуют взаимообусловленное единство [18].

\*\* Под гидротермическим режимом мы понимаем свободный естественный дренаж при определенной температуре среды.



субтропиков», «условия образования бокситов были сходны с условиями современных парковых саванн», «условия постоянно влажного тропического климата способствовали образованию бокситов» или нечто в этом роде. При этом авторы многих интересных и важных работ не идут, к сожалению, дальше констатаций того, что тропический климат является физико-географической средой процесса бокситообразования. Совершенно нераскрытыми осталась роль климатических процессов в распределении бокситоносных провинций на Земле и локализации бокситовых месторождений и залежей, в силу каких причин создавалась благоприятная климатическая обстановка, и тем более на суше, никогда не входившей не только в тропический, но даже в субтропический пояса Земли.

Из трех главнейших природных факторов, определяющих условия образования и размещения бокситов (климат, рельеф, геологическое строение), климат является, пожалуй, самым важным, поскольку он отражает прямое воздействие солнечной радиации и поступление влаги на те или иные географические обстановки. Бокситы поистине продукт солнечной энергии, а их концентрация и сохранность в незаконсервированном состоянии возможна только в обстановке высокого гидротермического режима. Последний может поддерживаться длительное время в климатической зоне, аналогичной примерно современному тропическому поясу.

Из всех мировых запасов бокситов свыше 90% приходится на кайнозойские бокситы, подавляющая часть которых сосредоточена в современном тропическом и, частично, субтропическом поясах Земли (рис. 1). Такое распределение бокситов на земной поверхности приводит, казалось бы, к выводу о том, что все ныне известные кайнозойские бокситы образовались либо в современную эпоху, либо, по крайней мере, в четвертичный период. Однако нам известно, что бокситы современного тропического и субтропического поясов имеют различный возраст — от позднего мела до современного. Так, осадочные, частично переотложенные и остаточные бокситы позднего мела, палеоцена и эоцена широко распространены на Береговой равнине Мексиканского залива США (Арканзас, Западный Теннесси, Западная и Центральная Джорджия [177]). Согласно Б. Шуберу [26], поверхность Гвианского щита покрыта глиноземными латеритами мел-палеоценового возраста (горы Бихай и Коу — Гвиана). В прибрежной части Гвианского бокситового пояса имеются осадочные и элювиальные палеоцен-олигоценовые бокситы. Эоцен-олигоценовые осадочные бокситы, перекрытые рыхлыми отложениями олигоцен-миоценового возраста, есть в Гайане и на Бразильском щите, где присутствуют также подобные гвианским палеоценовые плато-бокситы [26]. На островах Ямайка и Гаити известны богатейшие высококачественные бокситы, залегающие на закарстованной поверхности миоценовых

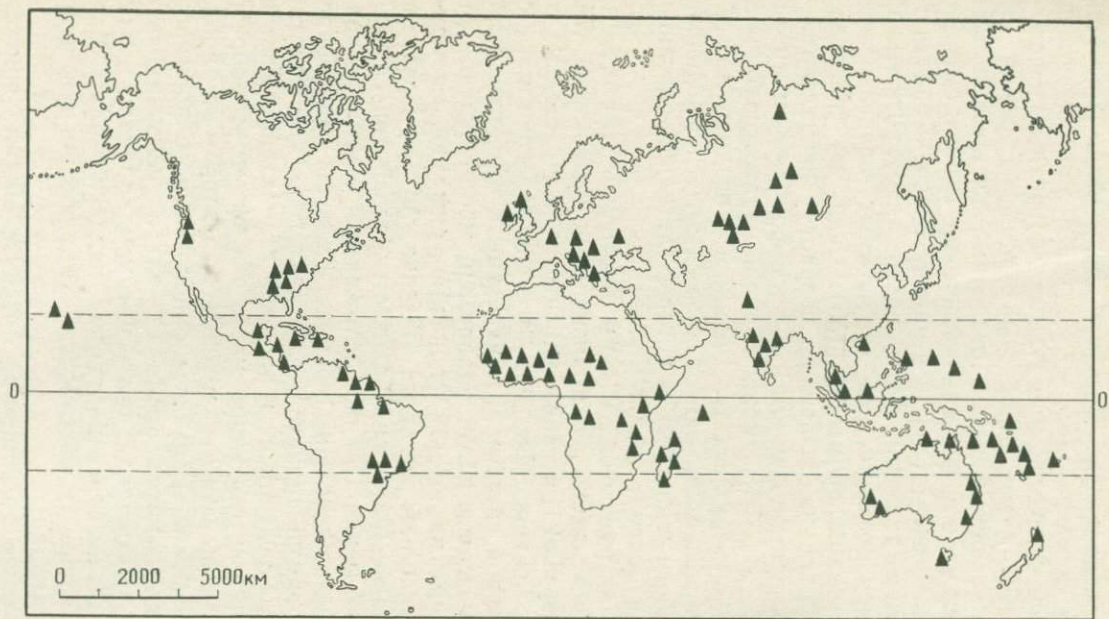


Рис. 1. Схематическая карта мира распределения кайнозойских бокситовых месторождений и проявлений



известняков и перекрытые лишь современной почвой [131]. В Экваториальной Африке и на о-ве Мадагаскар бокситы расположены на останцах древних поверхностей самой различной высоты — от 100 до 900 и 1800 м. Возраст их, по мнению большинства исследователей, палеоген-неогеновый. При этом есть указания П. Сегелена [185] на то, что в горно-лесной области Берега Слоновой Кости ископаемые латеритные почвы с линзами бокситов имеют неогеновый — плейстоценовый возраст. Латеритные (элювиальные) и осадочные бокситовые месторождения Гвинеи начали формироваться еще в позднем мелу, продолжались в миоцене [34], а в районе Кинди — вплоть до раннечетвертичного времени. Латероидные алюмофосфаты Сенегала датируются большинством зарубежных геологов олигоцен-раннечетвертичным временем [155]. Судя по расположению бокситов Африки на разных по возрасту пенефленах — африканском (раннекайнозойский) и постафриканском (позднекайнозойский) [31, 56], можно смело утверждать разновозрастность бокситорудных тел, начиная с позднего мела и кончая сегодняшним днем. Это подтверждают и последние работы В. А. Броневого и др. [20], в которых детально описано современное бокситообразование в Гвинее.

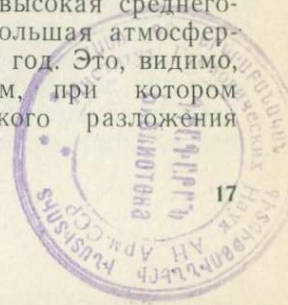
В пределах рифтовой системы Восточной Африки имеется целый ряд бокситовых месторождений и проявлений (Малави, Замбия, Мозамбик), а также крупные тела железистых латеритов (Кения, Уганда, Эфиопия). Все они залегают как бы на плечах рифтовой системы и приурочены к открытым корам выветривания высоких плато. Например, месторождения Малави, расположенные на южном окончании рифтовой системы близ оз. Ньяса, залегают на плато Личенья, Зомба, Ньяса высотой до 1800 м [166, 178], рентабельность разработки самого крупного месторождения Планже осложняется относительной высотой залегания латеритного покрова. Если бы образование бокситов и латеритов происходило в палеогене, как полагают некоторые исследователи, то в процессе становления рифтовой системы в неоген-четвертичное время эти эфемерные образования должны были бы легко разрушиться, а этого не произошло. Значит, либо бокситы возникли одновременно с формированием Восточно-Африканского рифта (N—Q) в условиях влажного тропиков и субтропиков при усиленном дренаже субстрата, либо в неоген-четвертичное время поддерживалась благоприятная климатическая обстановка, сохраняющая бокситорудные тела от деградации.

Подавляющее большинство бокситов Индии приурочено к открытым неогеновым — четвертичным латеритным корам выветривания Деканских траппов, отдельные останцы с бокситами достигают высоты 2300 м (штат Тамилнад). Лишь на западе страны имеются бокситы, перекрытые эоценовыми морскими осадками, а на севере — они расположены в палеогеновых

угленосных отложениях [26]. Почти все богатейшие месторождения высококачественных бокситов Северной Австралии, также как в Африке, Южной Америке и Индии, лежат на открытой поверхности, поросшей густым тропическим лесом, и скрыты только почвенно-растительным слоем мощностью до 1 м. Возраст их, очевидно, позднемеловой — палеогеновый. Возраст же бокситов других месторождений, открытых и захороненных (Дарлинг Рейндж, Новый Южный Уэльс, Виктория, о-в Тасмания), различный — от эоцена до миоцена включительно [152, 158, 159, 176]. Наконец, плейстоцен — современный возраст бокситов доказан на Сейшельских, Гавайских, Соломоновых, Каролинских и Марианских островах, островах Фиджи и Кука, где сейчас среднегодовая температура составляет 27—30°, а влажность — 2500 мм/год и больше, а также во влажных тропических странах — Панаме, Коста-Рике, Индонезии и др.

Приведенные данные показывают, что в современном тропическом поясе Земли имеется непрерывный возрастной ряд месторождений бокситов от позднего мела до настоящего времени включительно. Следовательно, на протяжении всего кайнозоя в этом поясе Земли существовали ландшафтно-климатические условия, мало чем отличающиеся от современных и благоприятные для латеритного выветривания, образования бокситов и их накопления. При этом, правда, на отдельных континентах или их части бокситонакопление прекращалось в начале кайнозоя и впоследствии не возобновлялось, на других материках на определенный промежуток времени оно прекращалось, затем возобновлялось вновь, на третьих — продолжается и поныне. Одновременно с этой особенностью в распределении бокситоносных провинций и областей в пределах тропической зоны отмечается крайняя неравномерность. Не обусловлена ли их локализация также климатом? Какова физическая сущность этого процесса?

Известно, что высокий термический режим Земли в тропиках обусловлен глобальной климатической зональностью, а высокая влажность — теплыми водами Мирового океана и направленной циркуляцией ветров, при которой господствующие ветры приносят с собой влагу на континент из наиболее прогретой части океана — зон теплых течений. Создается, таким образом, сочетание циркулирующих водных и воздушных масс, благоприятное, по нашему мнению, для бокситообразования, особенно в зоне тропиков и субтропиков. Тем самым подтверждается известное положение о том, что главными природными факторами образования бокситов являются высокая среднегодовая температура (не ниже 18—20°С) и большая атмосферная влажность — не менее 1500 мм осадков в год. Это, видимо, тот оптимальный гидротермический режим, при котором возможен процесс интенсивного химического разложения пород.





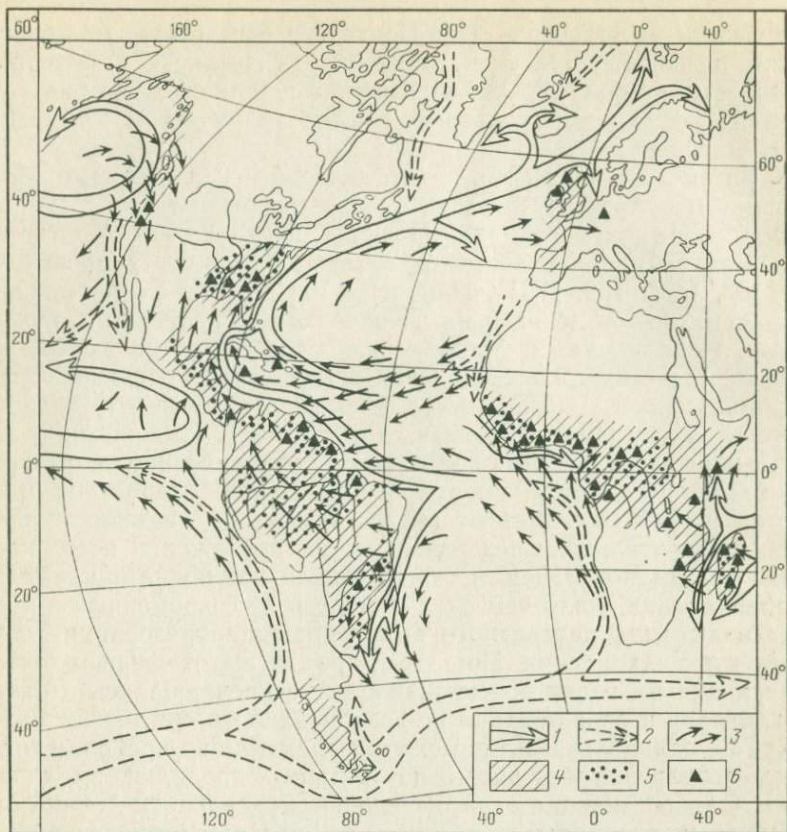


Рис. 2. Схематическая карта взаимоотношений морских течений, ветров, осадков и почв с размещением кайнозойских бокситов

1 — теплые течения; 2 — холодные течения; 3 — господствующие направления ветров; 4 — зоны максимальной влажности (свыше 1000 мм/год); 5 — латеритные и красноземные почвы; 6 — местонахождения кайнозойских бокситовых месторождений

На рис. 2 показана закономерная и обусловленная пространственная связь между современной циркуляцией ветров и течений, латеритными почвами, количеством выпадающей влаги и местоположением кайнозойских бокситов. В первую очередь бросается в глаза приуроченность бокситов к тем районам суши, куда направлены основные потоки теплых течений и ветров, где осуществляется в настоящее время основная разгрузка влаги и где широко распространены современные латеритные почвы.

Особенно хорошо это иллюстрируется на примере Атлантического океана, где конвекция в атмосфере и гидросфере остается постоянной независимо от времени года. Например, бокситы Западной Африки сосредоточены в той части континента, которая омывается теплым Гвинейским течением и се-

веро-восточными ветрами, захватывающими широкую полосу вдоль этого залива вплоть до нижнего течения р. Конго. Они распространяются только в диапазоне этой широты далеко в глубь материка в том направлении, куда проникают насыщенные влагой ветры [12].

Месторождения Южной Америки располагаются в области влияния южного пассатного течения (Венесуэла, Суринам, Гайана, Гвиана) и теплого Бразильского течения (месторождения Бразилии) и, соответственно, ветров того же направления. Бокситы Карибского бассейна (Ямайка, Гаити, Панама и др.) находятся в зоне действия северных пассатов и Карибского течения и ветров того же направления, а южные бокситовые провинции Северной Америки — в зоне теплого Карибского течения и в области господства северных и северо-восточных пассатов.

Пока не известно ни одного месторождения бокситов в тех частях упомянутых континентов, которые омываются холодными течениями: Северо-Западная Африка — Канарское течение, юг Африки — Бенгальское течение, средняя часть Южной Америки — Перуанское течение, юго-запад Северной Америки — Калифорнийское течение.

Такая же в целом картина наблюдается в акваториях Индийского и Тихого океанов. Она в некоторой степени осложняется в регионах муссонного климата, но, тем не менее, практически повсеместно сохраняется та же закономерность: бокситоносные провинции контролируются благоприятным сочетанием направлений современных теплых течений и господствующих ветров, эти провинции характеризуются также развитием современных латеритных и красноземных почв. Муссонность климата не должна, по-видимому, отрицательно сказываться на образовании бокситов, гораздо более важное значение имеют, скорее всего, высокая среднегодовая температура и не ниже указанной выше величина количества осадков — должен быть выдержан оптимальный гидротермический режим.

Яркий пример влияния пассатных ветров и течений на локализацию бокситоносных районов внутри единой бокситоносной провинции можно видеть в восточной части Южной Америки. На широте мыса Калканьяр в зоне действия южных пассатов течение раздваивается на Бразильское и Гвинейское. Здесь же происходит виргация ветров Южноатлантической антициклонической системы, основной поток которых направлен в сторону Гвианского нагорья и в верховья бассейна р. Амазонки, другой круто отклоняется к югу, захватывая восточный край Бразильского нагорья (в интервале 10—25°). Это в основном и оказало влияние на распределение в указанных областях осадков, локализацию в их пределах латеритных почв и бокситовых залежей. Не исключено, что вся влажнотропическая «Амазония» является высокоперспективной бокситоносной провин-



цией [162]. По изолиниям влажности можно проследить уменьшение количества осадков в направлении ослабления ветров и увеличение их на наветренной стороне Гвианского и Бразильского нагорий. Между тем, на северо-восточной окраине Бразильского нагорья, на плато Катингас, в области местного барического минимума, количество осадков не превышает 500 мм в год. Здесь нет латеритных почв и, вероятно, не должно быть бокситов.

Остановимся несколько подробнее на роли пассатов в формировании климата, а соответственно и бокситообразующих ландшафтов в пределах тропической зоны Земли. Это важно потому, что существует мнение, что главную роль в образовании бокситов играют муссонные циркуляции, а не пассатные.

В формировании климата на Земле, как известно, участвуют по существу только самые верхние 50—200 м океанской воды и примерно нижние 5 км атмосферы. В этой тонкой земной оболочке и происходят все планетарные циркуляции, определяющие те или иные климатические перестройки. Напомним также, что океанические течения — главные регуляторы тепла на Земле, а ветры — основные носители и распределители влаги и тепла; впрочем, несомненно, что оба эти могущественные фактора в природе тесно взаимодействуют между собой, образуя единые планетарные процессы.

Господствующий ветер тропической зоны, т. е. той зоны, на которую падает основная масса кайнозойских бокситовых месторождений, пассат имеет северо-восточное направление в северном полушарии и юго-восточное — в южном. Пассаты рождаются в зоне сравнительно сухих тропиков с годовой суммой осадков 500—1000 мм, при движении к экватору воздух прогревается, насыщается влагой и постепенно трансформируется в экваториальный — очень теплый (27—30°) и влажный (2000—4000 мм осадков в год). В течение года северная и южная границы пассата смещаются примерно на 5—10°: зимой к экватору, летом — в более высокие широты. В направлении тропического пояса два дождливых сезона сближаются во времени и близ тропиков сливаются в один дождливый летний сезон, следующий соответственно за единственным относительно сухим сезоном (500—1000 мм осадков в год). Преобладающие ветры определяют направление поверхностных океанских течений. Пассаты в зонах их господства создают мощные и устойчивые поверхностные течения на запад — пассатные, или экваториальные с толщиной слоя от 10 до 150 м (Гвианское течение). «Именно пассаты, пишет В. В. Шулейкин, как особенно устойчивый элемент циркуляции атмосферы задают импульс движению вод океана» [141, с. 9]. Температура поверхностного слоя пассатных течений мало меняется, она всегда выше 20°, у экватора 27—29°, ближе к тропикам чувствуется влияние

холодных потоков, здесь ее величина не превышает 22—24° [16].

В связи со сказанным интересно обратить внимание на одну важную для понимания роли течений в ландшафтно- и бокситообразовании особенность пассатных циркуляций, отмечающуюся в центре Тихого океана. Благодаря влиянию холодного Перуанского течения в приэкваториальной зоне в открытом океане (острова Феникс, Гильберта, Лайн, Маркизские, частично Туамоту) количество осадков мало (800—1000 мм) для возникновения латеритных бокситов, на некоторых островах даже стоит засуха (100—200 мм), в то время как рядом, вне зоны действия холодного течения, на влажных лесных островах Фиджи, Соломоновы, Каролинские, Кука и др. выпадает до 2000—4000 мм осадков в год, там в настоящее время образуются бокситы на атоллах и вулканических островах.

Итак, отмеченная пространственная связь между направлением современных господствующих пассатных ветров и океанских течений с распределением областей высокой влажности, современных латеритных почв и кайнозойских бокситов наводит на мысль о консервативности циркуляционных систем атмосферы и вод Мирового океана. Этот вывод лишней раз подтверждает известное положение Н. М. Страхова [121] об устойчивых циркуляционных процессах в атмосфере на протяжении неогена и, очевидно, палеогена. Более того, экспериментальным моделированием американских геологов [169] установлено, что еще в меловом периоде существовали близкие к современным основные глобальные циркуляционные системы. Кроме того, было выяснено, что древнее течение Гольфстрим проникало в Тихий океан через Северный полюс и из Тихого океана в Атлантический через современную Центральную Америку. Приток теплых вод к полюсу из Атлантики прекратился 3—3,4 млн. лет назад в результате поднятия Панамского перешейка. Данные, полученные при моделировании палеотечений, во многом были подтверждены в последнее время В. А. Гордоном на основе анализа распределения морской фауны мелового периода [157].

Устойчивое в течение длительного геологического времени положение макроциркуляционных систем, благодаря которым осуществляется планетарная циркуляция вод и атмосферы, подтверждается продолжительностью существования ныне известных субтропических аридных зон [21, 77, 121]. Последние на краях континентов располагаются в областях влияния холодных течений, отдающих минимальное количество влаги в атмосферу или в глубину материков, испытывающих дефицит влаги (см. рис. 2). Л. Кинг [56, с. 212], например, считает, что «ландшафты Центральной Калахари со свойственными им многочисленными плоскими котловинами и сейчас почти ничем не отличаются от ландшафтов раннекайнозойского (K<sub>2</sub>—P) цик-



ла». Там же, на с. 225 этот исследователь добавляет, что и облик Сахары в течение почти всей кайнозойской эры оставался таким же, как и сейчас — представлял собой плоскую каменистую пустыню (хамаду).

Изложенное выше свидетельствует о длительной, по крайней мере в течение кайнозоя, устойчивой и обусловленной зависимости бокситообразования от определенного сочетания циркулглобальных систем атмосферы и вод Мирового океана.

Широкий возрастной диапазон формирования известных месторождений бокситов низких широт в сочетании с приуроченностью их в открытом состоянии к областям современных латеритных почв наводит на мысль, что современный и древний процессы химического выветривания развивались в одинаковом направлении; древний процесс латеритного выветривания с образованием бокситов продолжается непрерывно вплоть до настоящего времени. Важно заметить при этом, что сохраниться долгое время в открытом состоянии залежи бокситов могли только в случае благоприятного климата. Прекращение климатического воздействия на бокситообразование привело бы к быстрому уничтожению залежей, даже в тектонически спокойных областях.

Таким образом, если признать, что крупнейшие бокситовые месторождения Мира накапливались непрерывно на протяжении всего кайнозоя, то значит, следует принять также и то, что все кайнозойское время существовали сходные с современными устойчивые процессы циркуляции атмосферы и течений, а с ними и зоны повышенной влажности и обусловленное всем этим распределение современных бокситовых провинций.

**Провинциальные климаты.** Выше были рассмотрены основные причины, контролирующие образование и распределение бокситов в низких широтах Земли. Не являются ли они ведущими в формировании и локализации бокситов высоких широт?

На основании анализа данных по распределению различных типов осадков и составу ископаемых органических остатков на поверхности Земли Н. М. Страхов [121], В. М. Сеницын [111], У. А. Гордон [157] пришли к выводу о том, что начиная с конца триаса (скорее всего, со середины юры), на Земле установилась климатическая зональность, подобная современной. В более ранние периоды климатические зоны низких широт были гораздо шире. С течением времени на фоне постепенного их сужения происходили флюктуации климатов [77].

В этой связи наиболее интересным представляется вопрос: какой максимальной современной широты достигали тропические и субтропические пояса в северном полушарии в периоды климатических оптимумов кайнозоя? Многочисленные данные по Североамериканскому континенту (по флоре, типу осадков, морской фауне и др.) свидетельствуют о том, что на со-

временной широте штатов Орегон, Вашингтон и Северная Дакота в палеогеновое время был субтропический влажный климат [182]. Тропический пояс в западной части этого материка достигал примерно северной границы штата Калифорния [191]. Между тем в глубь континента почти на этой широте, в северо-восточной части штата Юта, климат был от умеренно теплого до субтропического [146, 151].

Согласно расчетам Кернер-Марилауна, исходя из данных о влиянии географических и астрономических факторов, для Дармштадта (Земля Гессен, ФРГ) в эоцене определена вероятная среднемесячная температура на январь  $+10, +13^{\circ}\text{C}$  и на июль  $+21, +23^{\circ}\text{C}$ . В Юго-Восточной Англии, по его же данным, среднегодовая температура для среднего эоцена равна  $18^{\circ}\text{C}$  [21]. Эти вероятные значения температур, отвечающих субтропическому климату, вполне согласуются с характером растительных остатков, осадочных пород. Южнее, в Средней Европе в эоцене, на современных территориях провинции Жиронда (Франция) в олигоцене и Бельгии в палеоцене существовал тропический климат [168, 173]. На восточной окраине Евразийского материка северная граница тропического пояса в эоцене достигала пролива Лаперуза, субтропический климат в это время установлен на широте Анадырского плоскогорья, низовьев рек Лены, Яны и Индигирки, а также Аляски [14].

Буквально палеогеографической загадкой является обнаружение в последние годы Северосибирской бокситоносной провинции [88] и Прибайкальских палеоценовых бокситовых залежей [108], находящихся далеко в глубине Азиатского континента. Северосибирские палеогеновые бокситы прослеживаются в Прианабарье за пределами северного полярного круга, достигая  $70^{\circ}$  с. ш. Присутствие в этой провинции в большом количестве обломков латеритных бокситов позволяет уверенно говорить о том, что бокситы возникли в условиях влажнотропического и субтропического палеогенового ландшафта, созданного в свою очередь океанскими палеотечениями и палеоветрами. Палеоботанические данные по арктическим районам не противоречат этому утверждению.

Таким образом, обстановка с тропическим — субтропическим климатом на севере Тихоокеанского бассейна, в Арктическом бассейне и севере Западной Атлантики достигала примерно  $45^{\circ}$ , в отдельных случаях  $50^{\circ}$  и даже  $70^{\circ}$  с. ш. Несомненно, что на климаты палеогенового времени указанных областей оказали сильное влияние океанские бассейны и имевшие место теплые течения, омывающие берега существовавших в то время континентов. Влияние теплых течений, например, заметно сказывается на современном климате Великобритании: среднегодовая температура на восточном побережье этого острова на  $3^{\circ}$  ниже средних значений температуры западного побережья,



омываемого теплым течением Гольфстрима. Или, среднеянварская температура Исландии по той же причине, примерно равна температуре Крыма в это время, расположенного на 20° южнее. Океанические течения Куро-Сиво и Северотихоокеанское создают на побережье Аляски температуру воздуха в январе выше среднеширотной на 16°, а Гольфстрим на западе Норвегии — на 26°. В этих же районах отмечается и повышенное количество влаги [119].

Если общая климатическая зональность определяется главным образом солнечной радиацией, то провинциальные климаты создаются конфигурацией материков, их величиной и положением относительно главных циркуляционных систем. Обширные процессы бокситообразования, проходившие в палеогене и неогене за пределами современного субтропического пояса, можно объяснить не только более теплым климатом того времени, что и естественно из-за отсутствия, ледяных шапок на полюсах и наличия высокого уровня океана (выше современного на 60 м), — но главным образом провинциальными климатами с неперменным благоприятным сочетанием направлений теплых течений и ветров. К. Брукс [21], как и А. И. Воейков [30], пришел к выводу, что широколиственные леса в палеогене с участием вечнозеленых элементов произрастали в Арктике благодаря обильному притоку к полюсу теплых атлантических вод. Вероятно также провинциальным климатам обязано образование в высоких широтах миоценовых бокситов на Колумбийском плато США, в Фогельсберге и Вестервальде (ФРГ), Северной Ирландии и Шотландии. При этом ведущая роль принадлежала древним теплым течениям Гольфстрим и Североатлантическому: ведь большинством исследователей установлено, что общепланетарные субтропические климатические условия в то время не достигали 50° с. ш. Направления указанных потоков северного полушария, как, впрочем, и в южном полушарии (судя по бокситам Новой Зеландии и Тасмании), сохранились почти неизменными и поныне, однако температура воды и воздуха в средних широтах в целом снизились.

Исходя из сказанного мы лишний раз убеждаемся в том, что, во-первых, необязательно наличие планетарного тропического пояса, чтобы образовались бокситы, и, во-вторых, реализация этого процесса может возникнуть в истории развития Земли в значительно более высоких, чем субтропические, широтах, вплоть до границы субтропиков с умеренно теплой зоной. Важно при этом, чтобы создалось удачное стечение дополнительных природных факторов (см. ниже). Ярким примером тому является Колхида с ее современными процессами бокситообразования [38], расположенная в глубине материка на границе субтропического и умеренного поясов. Горные массивы, окружающие ее с трех сторон, преграждают от вторжения в нее с севера и востока холодных воздушных масс из области

Азиатского максимума и сухих ветров с юга, со стороны Аравийской пустыни. Западная часть, омываемая Черным морем, свободна для доступа теплых, насыщенных влагой господствующих западных ветров Азорского антициклона. Последние, попадая в открытую «подкову» гор, оставляют почти всю влагу в предгорной холмистой части Рионской равнины. Большое влияние на климат Колхиды оказывает также теплое течение, идущее вдоль Анатолийского побережья против часовой стрелки. Благоприятное сочетание этих природных факторов создает здесь субтропический климат со среднегодовыми температурами, превышающими по меньшей мере на 6—7° температуры данного климатического пояса, а годовое количество осадков варьирует от 1500 до 4000 мм.

**Роль микроклимата.** Знание микроклимата необходимо для истинного понимания связей между его компонентами, зональным климатом и процессами образования и накопления бокситового вещества. Эта проблема по существу еще совсем не изучена, хотя нередко (если не всегда) именно микроклимат определяет локализацию бокситовых месторождений.

Формирование микроклиматов в современных ландшафтах достаточно хорошо изучено; умение реставрировать подобные ландшафты прошлых геологических эпох даст возможность научного анализа при прогнозе на бокситы даже в зонах умеренного теплого и умеренного климатов. Микроклиматические условия обусловлены многими причинами, главными из которых являются: 1) рельеф (высота, расчленение, экспозиция, углы наклона местности), 2) приповерхностный термический режим, 3) растительность, 4) режим ветра, 5) увлажнение почв.

Сильная расчлененность рельефа, особенно в горных районах, создает большое разнообразие климатических условий. При этом важное значение имеют строение отдельных элементов горного ландшафта и ориентировка их по отношению к господствующим ветрам. Например, климат Среднеамурской межгорной низменности Дальнего Востока значительно мягче и теплее климата Эворон-Чукчагирской равнины, расположенной к северу за Баджалским хребтом и находящейся под влиянием холодных ветров, дующих с Охотского моря; разница в среднегодовой температуре составляет 5—6°, а по сумме осадков, — более чем на 300 мм в год. В Средне-Амурской низменности выпадает около 800 мм осадков в год за счет влаги, приносимой более теплыми ветрами со стороны Японского моря. Эта контрастность микроклиматов является, по-видимому, унаследованной от палеоген-неогенового времени: здесь значительно более широко распространены древние коры выветривания и они имеют более зрелый профиль выветривания по сравнению с корами Эворон-Чукчагирской равнины. Вдоль северных берегов Норвегии, омываемых теплым течением Гольфстрим, существует климатическая обстановка, близкая поясу умеренно



теплого климата. Здесь в прибрежных теплых водах встречаются кораллы — фауна теплых морей. Между тем в фиордах, вдающихся далеко в материк, господствуют лесотундровые ландшафты. Подобный микроклимат обусловлен холодными водами фиордов, имеющими слабый обмен с океанической водой. Это свидетельствует о том, что реставрация палеоклимата, основанная на ограниченном числе природных факторов, может привести к ложным выводам. На побережье штата Калифорния, находящегося под влиянием Калифорнийского холодного течения, климат средиземноморский с влажной зимой и сухим прохладным летом. В Сан-Франциско средняя температура января  $+9,5^{\circ}$ , сентября  $+15,3^{\circ}$ , годовое количество осадков 560 мм. В Калифорнийской межгорной долине, отделенной от океана Береговым хребтом, климат жаркий и сухой: летние температуры составляет  $+27$  —  $+28^{\circ}$  (на юге до  $35^{\circ}$ ), зимние  $+7$  —  $+8^{\circ}$ . Количество осадков около 100 мм в год в северной части долины и 200 мм — в южной. Тихоокеанское побережье и наветренные склоны покрыты лесом (красное дерево, секвойя, дугласова пихта, желтая сосна), на внутренних засушливых склонах встречаются лишь редко разбросанные дубы. Для замкнутых впадин всегда характерен более засушливый микроклимат, вследствие трудного доступа в их пределы влажных ветров.

Даже в пределах одной и той же ландшафтной области, например такой, как Средне-Дунайская межгорная равнина, имеются автономные ландшафты с резко отличными микроклиматами. Низменность окружена высокими горными цепями, в которую воздушные массы довольно легко могут проникать с севера, юго-запада и северо-запада. Западная часть ее (правобережье Дуная) более возвышенная, с редкими низкими увалистыми грядами (горы Пилишь, Вертош, Баконь, Мечек). Чаще всего ветры проникают из Средиземного моря и Атлантического океана. Они в основном и определяют погоду межгорной равнины и дифференциацию ее климата [БСЭ, т. 15].

Формирование микроклимата самым тесным образом связано с вертикальной температурной зональностью. Известно, что с увеличением высоты на 1 км температура падает на  $6,6^{\circ}\text{C}$ . Естественно, что с понижением температуры химическая активность воды заметно снижается и, соответственно, менее энергично протекает гидролиз силикатов (конечным продуктом которого в латеритной коре выветривания являются гиббсит). В результате может наступить момент, когда при достижении определенного гипсометрического уровня процесс бокситообразования практически прекратится. Этот момент будет характеризовать нижний предел температуры, т. е. тот термический «порог», при котором процесс гидролизации силикатов настолько сильно замедлится, что образование свободного глинозема в значительных количествах станет невозможным из-за

низкой температуры среды, несмотря на обилие атмосферных осадков. Величина термического «порога» равна, по-видимому, 17—18°С. Абсолютное превышение поверхности рельефа, на которой может приостановиться бокситообразование для разных районов будет, очевидно, различной. Подтверждением сказанного является экваториальный пояс, акватории Тихого и Индийского океанов, где во многих местах установлены процессы современного бокситообразования.

Пожалуй наиболее показательными в этом отношении являются Гавайские острова. Данный архипелаг представляет собой серию вулканических построек, расположенных у северной границы тропического пояса, и характеризуется необычно резкими региональными и местными климатическими различиями, где наиболее полно проявляются почти все факторы, обуславливающие формирование микроклиматов. Надо отдать должное тому, что острова по своим ландшафтным и геологическим особенностям являются одним из уникальных уголков Земли, где можно изучать весь комплекс природных факторов, способствующих образованию латеритных бокситов. Это своего рода лаборатория в природных условиях.

На этих островах особенно хорошо видна связь интенсивности латеритного выветривания с изменением высоты рельефа. По данным С. Г. Паттерсона [179], бокситовые залежи о-ва Мауи (21° с. ш.), возникшие за счет латеритного выветривания андезитов, располагаются на платообразных поверхностях в интервале высот от 100 до 750 м. На низких гипсометрических уровнях их мощность колеблется в пределах 10—18 м. По мере увеличения высоты платообразных поверхностей мощность залежей убывает и на высотах 600—750 м она не превышает 3 м, несмотря на то что количество осадков заметно увеличивается с высотой. Выше этого уровня залежей бокситов нет, но коры выветривания прослеживаются вплоть до высоты примерно 1500 м, однако их состав становится каолинит-галлуазитовым с очень небольшим содержанием гиббсита. Таким образом, верхний предел распространения бокситовых залежей, пригодных для эксплуатации, ограничивается чаще всего гипсометрическими уровнями 550—600 м, реже 800 м. Нижний предел на северо-западе о-ва Мауи составляет 60 м, на юго-востоке — 120 м. Нижний предел строго подчинен зональности распределения осадков. Судя по химическим анализам (по массовому отбору образцов из скважин), бокситовые залежи представляют собой типичные латеритные коры на всех гипсометрических уровнях в подавляющей своей массе с четко выраженным латеритным профилем выветривания. На о-ве Кауаи, расположенном примерно в 900 км северо-западнее о-ва Мауи (22° с. ш.), бокситоносные коры выветривания, несущие промышленные залежи, сосредоточены на платообразных поверхностях в интервале высот от 60 до 500 м. Выше этого



уровня вплоть до высоты примерно 1400 м прослеживаются галлаузит-каолинитовые коры с меньшим содержанием гиббсита. На о-ве Кауаи бокситы развиты по клинкеру (спекшиеся туфы и туфобрекчии) щелочных базальтов, благодаря чему мощность коры выветривания значительно большая, чем на о-ве Мауи. На низких уровнях, вплоть до высоты 350 м максимальное значение мощности коры достигает 50 м, чаще всего 15—20 м, нередко 7—10 м; на высоте 500 м их мощность не превышает 7 м.

Химическое выветривание на этих островах происходило в близкой к современной ландшафтно-климатической обстановке. Однако на о-ве Кауаи верхний предел распространения залежей бокситов располагается на 200—250 м ниже; это можно объяснить скорее всего более прохладной погодой по сравнению с о-вом Мауи. Разница в среднегодовой температуре между этими островами составляет примерно 3—4°. При среднегодовой температуре на уровне моря у о-ва Кауаи равной 21—22°, на высоте 1 км температура среды будет равна примерно 14—15°. При данной температуре химическая активность воды почти в два раза ниже ее активности при температуре 21—22° [82]. Это говорит о том, что указанная выше температура ниже предельной оптимальной величины (ниже предельного термического порога), при которой может идти процесс латеритного выветривания с образованием свободного глинозема в значительных количествах.

В формировании микроклимата важное значение имеет экспозиция склонов, а с ней самым тесным образом связаны влажность и температурная микроклиматическая дифференциация ландшафта. Обычно на склонах горных цепей, гряд, обращенных к ветрам, постоянно дующим со стороны теплых вод океанов, выпадает осадков во много раз больше, чем на подветренной стороне. Например, на Гавайских островах, расположенных в зоне влияния северных пассатов, господствующие (с марта по ноябрь) северо-восточные ветры оставляют на наветренных северо-восточных склонах максимальное количество осадков, при этом количество их резко увеличивается с высотой рельефа. На о-ве Кауаи, на его северо-восточном склоне, в среднем выпадает примерно 2400 мм осадков в год; здесь годовая сумма осадков изменяется от 500 мм в прибрежной полосе острова до более чем 11250 мм на вершине горы Вайейлила (1740 м)\*. Между тем на юго-западном склоне среднее годовое количество осадков не превышает 500 мм. С увеличением высоты количество влаги на этих склонах постепенно возрастает и, в зависимости от абсолютной высоты и формы горной гряды, годовая сумма осадков, начиная с высо-

\* На остальных островах Гавайского архипелага количество осадков на этой высоте обычно не превышает 3500—4000 мм в год.

ты 1200—1500 м незначительно отличается от таковой на подветренной стороне склонов. С увеличением высоты гор, начиная примерно с 2000—2500 м количество осадков заметно сокращается. Так как на более высоких горах становится значительно холоднее, осадки выпадают в виде снега, например вершина Майна-Кеа (4210 м, о-в Гавайи) почти круглый год покрыта снегом, на менее высоких горах снег лежит в течение 4—5 месяцев. Указанное распределение осадков определило, естественно, закономерность локализации бокситовых залежей на Гавайском архипелаге, эта особенность отмечена исследователями давно. Все бокситовые залежи сосредоточены главным образом на наветренных склонах, нижний предел гипсометрического положения их (80—120 м) обычно соответствует изогетам 1500 мм, верхний с высотой 1400—1500 м — изогетам 3000—3500 мм.

Следует отметить, что крупные залежи бокситов могут образоваться только при условии устойчивых влажных ветров (пассатов), мало меняющих свое направление, либо если направление их периодически изменяется, то на незначительных отрезках времени в определенные сезоны года. По-видимому, мала вероятность бокситообразования в больших масштабах при непостоянных ветрах. В тропическом поясе такие ландшафты будут лишены густого растительного покрова (леса), почва будет слабо защищена. Внезапно меняющиеся ветры и вызываемые ими проливные дожди обычно создают благоприятные условия для эрозии почвы, не защищенной растительным покровом. При этом элювий, образовавшийся при многолетнем выветривании, может быть смыт за несколько часов. Подобные явления описаны Т. Ф. Бейтсом [10] на подветренной части Гавайских островов.

Химическое выветривание энергичнее всего происходит на плато, в достаточной степени расчлененном эрозионной сетью долин, равно как и в условиях холмисто-увалистого ландшафта со сглаженными формами рельефа. Непременным условием при этом должно быть низкое положение уровня грунтовых вод. Круто наклоненные поверхности мало благоприятны для развития зрелого профиля коры. Это хорошо видно в Малайзии и в Индонезии, где остаточные латеритные бокситы залегают большей частью на выровненных поверхностях, либо облекают невысокие (от 30 до 350 м) сильно сглаженные холмы [147].

Для устойчивого процесса латеритного выветривания чрезвычайно важен приповерхностный гидротермический режим среды, при котором не должна нарушаться стабильность химического разложения пород. Такие условия наиболее вероятны для ландшафтов влажного тропического леса [103]. С точки зрения бокситообразования представляет интерес микроклимат только первого метра над земной поверхностью и в почве. В этом случае важным являются: а) постоянная температура,



даже в сухие сезоны с дневной амплитудой 1—3° при средней 22—27° (Нигерия, Панама, Филиппины, Уганда), б) равномерная относительная влажность (даже в сухие сезоны) и непрерывное испарение, в) неподвижность воздуха, создающая высокое парциальное давление углекислого газа и стабилизацию влаги и тепла, г) растительный перехват влаги.

Микротемпературные условия в подлеске зависят от структуры леса, времени года, гипсометрии местности и др. Постоянная влажность обусловлена присутствием насыщенного влагой морского воздуха, который поддерживает высокую абсолютную влажность. В тропическом лесу создается замкнутая система: движения воздуха очень слабы, суточная амплитуда влажности и температуры в нижних ярусах несравненно меньше, чем в верхних. По данным П. Ричардса [103], при сильном увлажнении растительный перехват влаги осуществляется слабо. В Южной Бразилии, например, до дождемера, расположенного на высоте 1,5 м, доходит 33% влаги, испаряется с кроны деревьев — 20%, сбегает по стволам — 46%; из количества последней достигает основания деревьев только 27,6%, а к уровню грунтовых вод проникает через трещины и т. п. всего 6,9%.

Отмеченные выше природные факторы распределения микроклимата в зависимости от характера растительности на земной поверхности очень существенны и обуславливают локализацию микроландшафтов, а соответственно и бокситовых месторождений. Все эти факторы играли, по-видимому, решающую роль в формировании месторождений и бокситоносных областей и в прошлые геологические эпохи.

Говоря о роли климатов в генезисе бокситов, нельзя не остановиться на значении саванного ландшафта в процессе образования, локализации и размещения бокситовых месторождений. В последнее время геологами СНИИГГИМС, и в частности В. И. Бгатовым [8, 9], разрабатывается химико-биологическая гипотеза бокситообразования, согласно которой самым благоприятным для образования бокситов является ландшафт парковой саванны (лесные, высокотравные). Это заключение базируется на анализе современного размещения кайнозойских бокситоносных формаций Мира. Основная масса бокситов кайнозоя, как отмечает В. И. Бгатов [8], приурочена в настоящее время к зонам современных саванн, где бокситы образовывались в палеогене и неогене\* и образуются сейчас. «Причина заключается в том, что высокотравные саванны по годовой биологической продуктивности не имеют себе равных» [9, с. 19], поэтому «... бокситообразовательный процесс при прочих благоприятных условиях совершается или может совершаться только при ак-

---

\* В действительности примерно половина африканских месторождений принадлежит зоне влажного тропического леса [31].

тивном участии органического вещества в условиях переменного влажной обстановки, обеспечивающей смену кислотной среды в профиле выветривания щелочной и наоборот» [9, с. 24].

Не оспаривая серьезного значения органического вещества в процессе бокситообразования (см. с. 62), мы можем отметить, что оно способствует лишь большей интенсивности процесса латеритного выветривания, главная роль, однако, принадлежит атмосферным осадкам. Чем выше среднегодовое количество осадков (при прочих равных условиях), тем более благоприятны условия для формирования крупных месторождений высококачественных латеритных бокситов (влажные тропики, субтропики и отчасти прилегающие участки влажных саванн). В наиболее влажных районах Земли (в экваториальной подзоне влажных тропиков) всегда намечается два более или менее продолжительных сухих сезона — малый и большой. По мере приближения к тропику большой сухой период удлиняется за счет сокращения малого, и на тропике он становится единственным [142].

При оценке роли саванного ландшафта в бокситообразовании следует иметь в виду, что в настоящее время существуют тропические саванны первичные и вторичные. Первичные саванны являются ландшафтом, образовавшимся благодаря естественным причинам, не связанным с деятельностью человека. Вторичные саванны возникли в результате истребительной деятельности человека. Первичные саванны характеризуются среднегодовым количеством осадков 400—1500 мм, вторичные саванны — минимум 1300 мм. В условиях первичных тропических саванн, подобных южноамериканским кампосам, которым свойствен муссонный климат с влажным летом и сухой зимой, благодаря стечению особо благоприятных природных обстоятельств (микроклимат с влажностью 1500 мм, субстрат, представленный щелочными породами, особо удачный дренаж и др.) могут возникнуть тела бокситов, но они будут достаточно низкого качества и малых размеров (проявления в виде линз, тонких прослоев), процесс же гиббситообразования будет довольно распространенным [40].

Многие известные крупные месторождения бокситов приурочены к вторичным саваннам, т. е. территориям, где прежде, еще в историческое время были широко развиты тропические влажные леса (Гвинея, Конго, Нигерия и др.). Иначе и быть не могло, ведь известно, что в саваннах очень большой плоскостной смыв, а остаточные бокситы остались на бовалях. Значит, здесь совсем недавно был ландшафт влажных тропиков с густыми лесами. Площади вторичных саванн огромны, они охватывают обширные наиболее обжитые пространства влажных тропиков на западе и востоке Африки, Калимантане, Суматре, Индии [103]. Причиной возникновения их, по мнению большинства исследователей, является деятельность человека. Постоян-



ное выжигание древесной, кустарниковой и травяной растительности есть единственная возможность крестьян отвоевать у природы землю под посевные площади. Лес, таким образом, на чисто исчез в Западной Африке (бассейн р. Конго, частично в Нигерии), вследствие чего Сахара постепенно надвигается на юг. Более того, М. Кассас [55, с. 78] прямо пишет «Африканская пустыня (Сахара) дело рук человека, она возникла фактически из-за «чрезмерной поправки естественной растительности. Многолетние виды растений пострадали больше всего». Академик С. Шварц [72] обращает также внимание на происхождение многих степей и пустынь в результате выпаса скота. Сахару, пишет он, кочевники-скотоводы вначале выбили, потом иссушили, превратили в пустыню. «Мадагаскар превращается в пустыню на глазах нашего поколения» — добавляет С. Шварц [72], подчеркивая опустошительную деятельность человека. Там, где истреблен влажный лес, путем главным образом вырубки и выжигания, он уже больше не возобновляется, уступая место саванне. Вследствие истребления влажных лесов, особенно сильного за последние 50—100 лет (непрерывные естественные пожары от действия молний, засухи на протяжении столетий), в индийских гилеях, например, наблюдается необратимый процесс — значительная ксерофитизация растений. В результате исчезновения лесов почвы высыхают и землистый латерит превращается в пористый твердый бурый железняк — кирасу [143]. «Нередко в сухих тропических степях наблюдаются сохранившиеся следы прежнего более влажного климата (деградированные, превращенные в бурожелезняковые шлаковидные массы латериты и т. п.)» [143, с. 387].

Особенно отчетливо видна прямая зависимость исчезновения влажных лесов в результате деятельности человека, если сравнить карту обрабатываемых земель (земледелия) с картой почв, растительности и климата в «Физико-географическом атласе Мира» [127]. Наибольшие площади пашен во влажных тропиках на латеритных почвах сосредоточены в странах Азии, и в первую очередь Индии (до 22—23%), Индонезии, Южном Китае, Бирме, Вьетнаме. Встречаются они нередко в Бразилии (кампус-лимпус), Австралии, Центральной Америке, Западной Африке. В целом освоено под сельскохозяйственные угодья 7% земель от общей площади влажных тропиков [36].

Большую роль в сохранении латеритных бокситов играет образование над залежью плотного крепкого железистого панциря — кирасы. Кираса образуется в результате многократной смены сухих и влажных сезонов, т. е. в ландшафтных условиях типа саванн. В данном случае климатический режим саванн в предохранении бокситовых месторождений от разрушения чрезвычайно важен. В Западной Африке, Индии, Бразилии и других регионах сохранность открытых залежей бокситов, образовавшихся в палеоцене (около 60 млн. лет назад), обязана,

очевидно, в какой-то мере тому, что они были покрыты кирасой. Но вопрос сохранности месторождений не имеет ничего общего с процессом мобилизации свободного глинозема, т. е. непосредственно с бокситообразованием.

Таким образом, восстанавливая саванный ландшафт древних геологических эпох, мы должны помнить о том, что можем иметь дело с первичными саваннами, неблагоприятными ландшафтами для формирования крупных бокситовых месторождений. Это как раз тот случай, когда нельзя механически пользоваться методом актуализма, а следует учитывать все многообразие процессов образования современных ландшафтов.

## ТЕКТНИКА

Общеизвестна решающая роль тектонических процессов в формировании лика Земли и в первую очередь рельефа материков и дна океанов. Велико влияние тектоники также и на локальные природные процессы, в частности, на сохранение и локализацию бокситовых залежей и на сам процесс бокситообразования. «Уже в самом начале осадочного процесса, пишет Н. М. Страхов [121, с. 8], в момент мобилизации веществ на водосборных площадях, мы обнаруживаем влияние двух факторов, действие которых красной нитью пройдет через все этапы осадкообразования, климата разных участков гумидных поясов и присущего им тектонического режима, действующего через рельеф».

Влияние тектонического фактора выражается не только в рельефе, о чем подробнее говорится в специальном разделе, но также и в собственно тектоническом режиме и структурном контроле.

**Тектоническим режимом** обусловлены: а) характер и интенсивность корообразования (латеритообразования), б) характер и формы перераспределения бокситового вещества на земной поверхности, в) быстрота захоронения бокситовых залежей.

«При усилении тектонической подвижности региона химическое выветривание постепенно подавляется и может практически прекратиться, сменившись чисто физическим. Легче осуществляется это подавление в умеренной влажной зоне, гораздо труднее в тропической влажной» [121, с. 11]. В связи с этим, проводя палеогеографический анализ с целью выявления перспективности территории на бокситы, прежде всего важно знать, каков был тектонический режим в пределах данного региона. Как бы ни были условны понятия о платформах и геосинклиналях, необходимо признать, что существуют крупные регионы тектонически стабильные (платформы, срединные массивы) и тектонически мобильные (геосинклинали, рифтовые зоны). Между ними выделяются переходные структуры (краевые прогибы, подвижные платформы и др.). Каждому из них



свойствен свой комплекс пород (формаций по Н. С. Шатскому и Н. П. Хераскову), свой тип тектонических движений, которые и контролируют мобилизацию глинозема в коре выветривания и в осадке. Это и привело Ю. К. Горецкого [38], а затем С. Л. Спирина, Ю. К. Горецкого и М. В. Дубовскую [117] к разработке классификации бокситовых месторождений на тектоническом принципе (месторождения устойчивых участков платформ, подвижных участков платформ и геосинклинальных областей). Вряд ли можно признать ее и универсальной. Г. И. Бушинский безусловно прав, говоря о том, что «Тектонический принцип, положенный Ю. К. Горецким в основу своей классификации, не всегда можно применить ввиду неясной тектонической принадлежности тех или иных районов. Ю. К. Горецкий и даже сами тектонисты нередко имеют различные точки зрения на тектонику одних и тех же областей» [25, с. 207].

Эффективность тектонического режима проявляется несколько различно при формировании месторождений бокситов латеритного или осадочного происхождения.

В настоящее время установлено, что латеритные бокситы с одинаковым успехом могут образоваться как в условиях платформенного тектонического режима, так и геосинклинального. Химическое выветривание, в том числе и латеритное, протекает довольно быстро, особенно во влажно-тропической ландшафтной зоне. По расчетам В. П. Петрова [97], для образования коры выветривания мощностью в 100 м требуется около 1 млн. лет, более того, во влажных тропиках пористые вулканические породы (туфы, шлаки, лавы) преобразовываются при химическом выветривании в латериты мощностью в 5—10 м — в сотни и десятки лет [35]; иначе говоря, образование кор выветривания можно считать в геологическом смысле мгновенным. Нет сомнения, что в истории многих регионов, в особенности тектонически подвижных (геосинклинальных), латеритные коры, а с ними и экстралатеритные бокситы возникали многократно. Вместе с тем эти эфемерные образования очень редко сохраняются среди осадочных формаций вследствие быстрого разрушения их при тектонической активизации. Все дело в скорости захоронения залежи. Поэтому чем древнее эпохи, возможную бокситоносность которых мы выбираем, тем скуднее фактические данные для палеогеографического анализа бокситообразования. В этом случае большую ценность имеют сохранившиеся среди осадочного комплекса продукты переотложенной коры: каолиновые глины, глиноземсодержащие породы и осадочные бокситы. Независимо от типа тектонических структур — платформ или геосинклиналей — образование латеритных бокситов всегда тесно связано со временем континентального перерыва, сопровождающегося химическим выветриванием. В платформенных областях, характеризующихся обычно мед-

ленными эпейрогеническими колебаниями, количество перерывов, как правило, бывает небольшим, но время формирования кор продолжительным, в геосинклинальных областях — число перерывов, а с ними и уровней образования латеритных бокситов гораздо больше при незначительном времени формирования каждого из них (значительно меньше века). Процесс химического выветривания непосредственно связан с этапом эпизодического медленного воздымания отдельных участков суши. Это обеспечивает низкое стояние уровня грунтовых вод, хорошие условия фильтрации атмосферных осадков и энергичное химическое разложение субстрата рельефа. Однако наиболее интенсивный процесс латеритного выветривания будет приурочен по времени к конечной стадии инверсии суши, к моменту смены знака движения, когда режим движения будет наиболее медленным, при котором скорость химического разложения пород будет превышать интенсивность денудации рельефа. В начале инверсии режим воздымания обычно бывает настолько интенсивен, что развитие полного профиля коры выветривания, при прочих благоприятных условиях, невозможно в силу интенсивных процессов денудации.

В геосинклинальных областях (как в эв-, так и в многогеосинклинальных структурах) «карстовые» бокситы возникают главным образом в стадию инверсии, когда срединные поднятия (интрагеоантиклинали) выступают над поверхностью океана обычно в виде группы островов, архипелагов, кордильер. В этот период в пределах эвгеосинклиналей формируется своеобразный парагенез формаций — карбонатный, вулканогенный и флишевый. «Такой парагенез трудно увязать с представлениями об обязательной связи геосинклинальных бокситов с разрывом существующих где-то латеритных кор выветривания. Вероятно, что таких кор вблизи бокситовых месторождений, как правило, могло и не быть, чем частично и объясняется обычная бесплодность их поиска» [39, с. 315].

Крайне важно значение тектонического режима для условий захоронения латеритных бокситов. Близкое положение береговой линии морского бассейна от залежи к моменту, когда инверсия суши сменяется стадией тектонического погружения является одним из главных природных факторов, обеспечивающих захоронение латеритных залежей бокситов прибрежно-морскими и морскими трансгрессивными сериями осадков наступающего моря. Латеритные залежи, возникшие вдали от морских берегов, имеют меньшие возможности быть захороненными, они деградируют и переходят в осадочный тип бокситов либо бокситистые породы — в зависимости от степени разубоживания остаточных латеритов. Скорость и контрастность движений в геосинклинальных областях значительно больше, чем в платформенных. Поэтому в них может быть большая вероятность консервации бокситового вещества, чем на платформе.



Особенно наглядно видно это на примере бокситовых залежей коралловых атоллов (бокситы «карстового» типа) в пределах эвгеосинклинальных зон. Благодаря быстрому погружению рифогенных построек под уровень моря возникшее месторождение бокситов надежно скрывается от действия морской абразии. Платформенный же режим способствует как длительному формированию латеритных бокситов, так и продолжительному их разрушению. Поэтому в пределах платформы гумидных областей прошлого мы обычно наблюдаем осадочные бокситы.

Характер тектонических движений определяет тип миграции, возможность мобилизации и особенности захоронения бокситового вещества при формировании осадочных бокситов. Перераспределение бокситового материала из зоны латеритного выветривания возможно только в процессе разрушения латеритной коры, в каком бы виде это перераспределение не происходило, будь то в истинных или коллоидных растворах, или в форме механических взвесей. Разрушение же латеритного покрова обусловлено темпом тектонических движений данного участка суши, проявляющегося непосредственно в развитии тектонической структуры или рельефа.

По существу, условия мобилизации и консервации глинозема также обязаны определенному тектоническому ритму, выраженному структурой и рельефом. Только оптимальный тектонический режим, при котором происходит не очень энергичное воздымание, способствующее накоплению глинозема, и достаточно быстрое в геологическом смысле (в грабенах, рифтовых зонах) захоронение осадками, лавами, пеплом, будет наиболее благоприятен для формирования месторождений осадочных бокситов.

**Структурный контроль.** При палеогеографической оценке бокситоносности следует помнить, что образование латеритных бокситов (Гвиана, Гавайи, Западная Африка, СССР — КМА) практически не подчинено непосредственно структурному контролю. Латеритные бокситы по сути дела развиты на самых различных тектонических структурах как в пределах платформ, так и геосинклиналей (см. раздел «Климат»). Они могут быть сформированы на своде и на крыльях антиклинальных структур, на плато, всхолмленных равнинах и т. д., либо быть приурочены к разломам, трещинам, пересекающим различные тектонические структуры.

Процесс формирования осадочных бокситов в большинстве случаев более строго контролируется тектоническими структурами. Осадочные месторождения на устойчивых участках платформ лучше всего сохраняются в карбонатных (закарстованных, сильно трещиноватых) породах, хотя встречаются и в терригенных. Масштабы бокситообразования в данном случае зависят от размеров карстовых и эрозивно-карстовых депрессий, размеры и характер которых в свою очередь определяются ус-

ловиями их залегания и состава пород. С. Л. Спирин и др. [117] считают, что наиболее крупные месторождения обычно приурочены к пологим брахиантиклинальным структурам с карбонатными породами в ядре и легко выветривающимися алюмосиликатными породами по периферии (Аркалыкская группа месторождений, Чадобец). На крыльях крупных структур (антеклиз, синеклиз, массивов, щитов, мегантиклинорий) бокситоносные отложения обычно залегают в эрозионно-тектонических и эрозионных котловинах. Бокситоносные отложения таких территорий всегда погребены и являются частью пестроцветной переотложенной коры выветривания каолинового состава. Они залегают с одной стороны вблизи коры выветривания, поставляющей глинозем, с другой — переходят в сероцветные и угленосные отложения центра котловины, содержащие в основании сухарные глины (флинтклей), аллиты (Чулымо-Енисейский район, Тихвинские и Северо-Онежские месторождения, месторождения Китая и др.). На достаточно консолидированных участках о-ва Тасмании и Юго-Восточной Австралии бокситовые залежи выполняют и пологие мульды. Здесь они несут следы водной сортировки бокситового материала в условиях застойных озерных бассейнов. Последующая сохранность залежей была обеспечена более поздними излияниями палеоген-неогеновых покровов базальтов [152, 176].

В геосинклинальных областях карстовые бокситовые месторождения располагаются в пределах разных тектонических структур. Они в равной мере локализовались как в окраинных многогеосинклинальных зонах геосинклинальных систем (Центрально-Французский и Чешский массивы), так и в краевых зонах срединных массивов (Паннонский массив). Наглядным примером месторождений бокситов, связанных с внутригеосинклинальным поднятием, являются среднедевонские бокситы Северного Урала, бокситовые месторождения Средиземноморской геосинклинальной области (Парнасская зона Эллинид, зоны Гаврово-Далматинская, Высокого Карста, Дурмиторская и Динарид). Здесь наблюдается несколько бокситоносных горизонтов, связанных своим образованием с кратковременными периодическими воздыманиями на фоне общего погружения в течение юры — палеогена. Длительность континентальных перерывов, с которыми было связано бокситообразование, охватывает век, иногда часть века. Бокситовые месторождения приурочены как к эвгеоантиклинальным, так и миогеоантиклинальным поднятиям, залежи располагаются преимущественно на склонах последних, но встречаются и на сводовых частях (поднятии Гаврово) [11, 26].

В пределах восточной части Средиземноморья, в Малоазиатской бокситоносной области и Динаридах большая часть бокситовых месторождений приурочена к выступам палеозойского основания, представляющим собой реликты эпибайкаль-



ской субплатформы (зоны Дурмиторская и Высокого Карста, Внешние зоны Западного и Центрального Тавра, Мендересский и Даралагезский массивы). Бокситоносные горизонты залегают в основании карбонатной перми, либо среднего и верхнего триаса на склонах выступов. Сходный структурный контроль осадочных бокситов отмечается на Среднем Востоке, где они приурочены к: а) выступам палеозойского основания (пермо-триас), б) внутренним частям миогеосинклинальных прогибов и в) краевым частям эпипротерозойской платформы, вовлеченной в альпийский орогенез (палеоген).

Несколько отличающийся от вышеописанных структурно-формациальный контроль имеют раннетриасовые бокситовые месторождения северной части Вьетнама, входящего в состав мезозойской геосинклинальной системы. Здесь бокситовые месторождения сосредоточены на крыльях синклинальных зон, обрамляющих кристаллический массив Шонг-Чай. От свода массива к периферии континентальные осадочные бокситы фациально сменяются морскими осадочными бокситами.

Важное значение в локализации, сохранении, размещении и пострудных изменениях бокситорудных тел имеет разрывная тектоника. Особенно сильно влияние ее сказывается на платформах, жестких массивах, несколько меньший контроль ее отмечается в формировании геосинклинальных бокситоносных провинций. Например, форма залежей бокситов КМА в основном строго подчинена направлению разломов, они имеют удлиненную вытянутую в плане форму, ориентированную в северо-западном или субмеридиональном направлении, соответствующем простираению дизъюнктивных структур древнего фундамента (зоны дробления, интенсивной трещиноватости), особенно благоприятных для дренажа грунтовых вод. Почти все линейные коры выветривания и линейные залежи бокситов так или иначе обусловлены зонами разрывов. Если на плоских поверхностях латеритные и осадочные бокситы нередко бывают смыты, разрушены, то в углублениях по разрывам они надежно сохраняются, причем щели бывают очень глубокие, особенно в карбонатных породах, до 200—300 м. Вместе с тем зоны дробления и разломы являются подводными каналами для гидротерм в эпоху орогении складчатых областей и подвижных участков платформ. При этом возможны превращения бокситов в наждаки под влиянием метасоматоза, контактового и регионального метаморфизма. В данном случае разрывная тектоника выступает в роли неблагоприятного тектонического фактора, приводящего к частичному либо полному видоизменению бокситов. Вряд ли могут существенно сказаться гидротермальная деятельность и метаморфизм по разломам на стабильных участках платформ.

Рассматривая роль тектоники в бокситообразовании, нельзя не коснуться и вопроса о ее контроле карстообразования, од-

ного из ведущих процессов становления бокситового вещества. Влияние тектонических структур на развитие карста в значительной мере проявляется через трещиноватость горных пород, которая главным образом и определяет их водопроницаемость. По происхождению различают трещины литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания [115]. Трещиноватость наиболее широко развита в зонах сопряжения положительных и отрицательных структур. С нею чаще всего связаны крупные поверхностные и подземные карстовые формы (воронки, щели, блюдца и пр.), трещины определяют и морфологию карстовых образований. Особенно распространен карст в зонах тектонических разломов и крупных флексур, отличающихся повышенной трещиноватостью пород и обильным притоком агрессивных поверхностных и подземных вод. Карст часто наблюдается на сводах и крыльях антиклинальных, брахиантиклинальных и солянокупольных структур, где толщи карстующихся пород ослаблены тектонической трещиноватостью [135].

Распространение карста в известной мере предопределено также и пликтивными структурами. Области питания подземных напорных вод приурочены обычно к антеклизам, тогда как их разгрузка сосредоточена в синеклизах. В этой связи карстовые процессы наиболее распространены в районах антиклинорных структур, где происходит значительная инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных водотоков. В областях напора артезианских вод, в пределах синклинорных структур, развиваются преимущественно подземные карстовые формы, мало интересные с точки зрения возможных ловушек бокситового вещества, хотя и отмечаются факты проникновения его на месторождения Северного Урала по закарстованным трещинам и щелям достаточно глубоко внутрь подрудных известняков. Глубина трещин и щелей, выполненных бокситами и бокситоподобными породами, измеряется миллиметрами, а порой десятками и даже сотнями метров при ширине от долей миллиметра до 1—2 м [25].

Интенсивность карстообразования зависит также от характера залегания пород. Наклонное залегание пластов свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для развития карста благодаря глубокому проникновению вод в карстующуюся толщу. Однако при этом карст будет сосредоточен в достаточно узкой полосе, в отличие от горизонтально лежащих карбонатных толщ, дающих обширные ареалы карстового рельефа.

Итак, анализируя палеотектоническую обстановку, мы не должны упускать из вида тектонический фактор бокситообразования. Он не определяет бокситоносную провинцию, но помогает установить местонахождение возможного месторождения, форму и размеры рудных тел. Структурному контролю чаще всего подчинены залежи осадочных бокситов. Образование по-



следних тяготеет к апикальным и склоновым частям тектонических структур, независимо от того, в платформенной или геосинклинальной области они находятся. В верхних частях структур они нередко бывают открытыми, частично либо полностью деградированными, на склонах погребенными. Разрывная тектоника играет важную роль в формировании линейных залежей и карстообразования.

В процессе образования остаточных латеритных и осадочных бокситов восходящие движения в момент мобилизации глинозема должны быть спокойными, медленными, способствующими глубокому химическому выветриванию горных пород в условиях влажного жаркого климата. В момент же захоронения нисходящие движения должны быть быстрыми, буквально «провальными», чтобы залежь успела без потерь быть погребенной морскими или континентальными осадками (консервация залежи потоками лав не зависит от интенсивности тектонических движений).

## РЕЛЬЕФ

Хорошо известно, что от характера рельефа зависят степень увлажнения почвы и воздуха, температура среды, интенсивность прямой солнечной радиации, т. е. природные факторы, существенно влияющие в определенных случаях на формирование ландшафта, и, естественно, на процесс бокситообразования. Рельеф в значительной степени определяет провинциальный климат и микроклимат, а они в свою очередь ведут к изменению рельефа, т. е. между ними существует обратная связь.

Рассмотрим влияние рельефа на дифференциацию климатических поясов Земли, главным образом тропического и субтропического. Высокий рельеф (горы) является естественным барьером различных климатических провинций, препятствуя или способствуя проникновению тепла и влаги, столь необходимых для образования бокситоносных ландшафтов. По существу, по разные стороны горных цепей, хребтов мы наблюдаем почти всегда совершенно различные типы климатов и ландшафтов. Например, на западном склоне Кордильер Северной Америки выпадает ежегодно 2000—3000 мм атмосферных осадков, а на Аляске — до 4000 мм, в то время как на восточном склоне, в пределах внутреннего плато США, их сумма колеблется от 200 до 400 мм в год, а в пустыне Мохава всего 50 мм. Снеговая линия на юге Скалистых гор располагается на высоте 4000 м, а на западном побережье Аляски снижается до 600 м. Горная цепь Кордильер полностью препятствует проникновению на восток континента несущих влагу воздушных масс со стороны Тихого океана. Кроме того, отсутствие на севере Америки горного барьера способствует частому вторжению арктического

воздуха. Все это вместе создает сухой климат внутри США с образованием степных, полустепных и пустынных ландшафтов, где вряд ли могут протекать и вряд ли протекали вообще в кайнозойские процессы латеритного выветривания с образованием бокситов. Примерно сходную климатическую картину мы наблюдаем сейчас в Андах Южной Америки. На западном склоне Колумбийских Анд, в полосе влияния океанических теплых течений и тропических пассатов, упирающихся в горы, количество осадков достигает 10 000 мм в год, в полосе наветренных склонов в целом ежегодно выпадает 2000—3000 мм, а на восточных склонах резко понижается — менее 1000 мм. Под влиянием рельефа максимум осадков предвосхождения смещается в сторону влагонесущих ветров, и это смещение тем больше, чем выше и обширнее горное препятствие [2].

Климато- и ландшафтообразующая роль рельефа отчетливо проявляется и на юге Азиатского материка. Высочайшая горная страна Гималаи является непреодолимым препятствием для проникновения холодного континентального воздуха из Центральной Азии на юг, а теплого и влажного на север. Благодаря этому к югу от этой горной системы (в Индостане, на западе Индокитая), возникает зона экваториальных муссонов, близкая во многом областям влажных тропиков. Между тем к северу от Гималаев образуется обширнейшая область с резко континентальным климатом с холодной зимой, крайне малым количеством осадков, представляющая собой полупустынный и пустынный ландшафт (Тибет, Монголия). Достаточно хорошо известно влияние на климат Сахары цепей Атласа, препятствующих доступу главной массы влажного воздуха с северо-запада на юго-восток: на северном склоне Атласа располагается область со средиземноморским климатом, непосредственно к югу — Великая пустыня.

Количество примеров подобного рода вполне достаточно, чтобы понять, каково огромное значение рельефа, в данном случае горного, на образование провинциального климата, а соответственно провинциального ландшафта, нередко определяющих сам процесс бокситообразования и формирование залежей бокситов. Поэтому, исходя из доказанных уже выше климатических параметров, современное бокситообразование если и возможно при прочих равных условиях, то только на западных склонах Кордильер Центральной Америки и северных отрогов Анд, к югу от Гималаев и в других сходных областях суши.

Рельеф оказывает влияние на микроклимат и ландшафт вследствие вертикальной зональности (поясности). Важное значение в формировании микроклимата и ландшафта в большинстве случаев играет экспозиция склона, определяющая различную степень прогрева и увлажнения, о чем уже говорилось выше. Рассматривая особенности процесса бокситообразования,



следует учитывать также степень горизонтального и вертикального расчленения рельефа, результатом которого являются крутизна и форма склонов, нередко являющихся главными факторами в миграции и мобилизации свободного глинозема в узко локальных ландшафтных обстановках. Исключительно большое влияние на скорость и интенсивность образования латеритных бокситов во влажных тропиках и в областях с благоприятным провинциальным климатом и микроклиматом оказывает рельеф, определяя степень дренажа, а также низкий уровень зеркала грунтовых вод. Рассмотрим каждый из этих факторов отдельно.

Высотная зональность особенно хорошо видна в пределах высоких горных систем таких, как Гималаи, Анды, Кавказ и другие, а также на высоких плато типа Средне-Сибирского, Деканского, Африканского, Южноамериканского. Известно, что с высотой уменьшается температура и возрастает количество осадков. Правда, увеличение последних идет только до определенной высоты. Для различных районов границы вертикальных климатических поясов располагаются на разных высотах. Вблизи океанов (вне пределов аридных областей) высотная зональность понижается, внутри континентов она выше. Например, на Кавказе самым влажным является субальпийский пояс с наибольшей облачностью, сильными туманами, обилием рос, в пределах же альпийского пояса степень увлажнения воздуха и почвы резко понижается [2].

В районах интересующих нас влажных тропиков и близких им ландшафтов (Индонезия, Малайзия, Океания, Индия, Центральная Африка, Южная Америка и др.) высотная зональность выражена не столь отчетливо, как в субтропическом и умеренном климатических поясах, но тем не менее, по мере роста высоты также заметно меняются влажность и температура. Увеличение осадков с высотой в низких широтах происходит в основном до высоты уровня конденсации. Например, на о-ве Калимантан ряд вершин с абсолютными отметками, близкими к 2000 м, бывают свободными от туманов и дождевой облачности раз в 10 лет, там произрастают постоянно влажные тропические леса (туманные тропические леса, нефелогилеи), идет непрерывное интенсивное химическое выветривание с одновременным площадным смывом продуктов разложения и, естественно, коры выветривания не сохраняются. Однако интервал высот рельефа начиная от уровня моря и до отметки примерно 1500 м, где затяжные дождливые сезоны чередуются с короткими сухими сезонами, является весьма благоприятным для процесса латеритного выветривания с образованием бокситов.

Одновременно с ростом количества осадков по мере продвижения снизу вверх уменьшается температура. В Андах на экваторе (Колумбия), например, среднегодовая температура от

+18° до +27° распространена в интервале высот 1000—2500 м, выше 3000 м становится заметно холоднее (+12° — +18°), а на высоте более 4000 м господствуют отрицательные среднегодовые температуры. Во влажнотропических Андах типичные гилейные леса покрывают нижний пояс гор, а с 2000 м начинается высотный пояс нефелогилей (туманных гилей), где произрастают уже вечнозеленые дубы, подокарпус, хинное дерево, кока и др. В Гималаях тропические влажные условия (окрестности г. Дарджилинга) сохраняются ниже 1600 м, а влажные субтропики достигают гипсометрического уровня 2200 м.

С возрастанием высоты в почвах заметно повышается количество гумуса, а латеритизация уступает место подзолообразованию как основному процессу в развитии горных почв. По данным П. Ричардса [103], на Яве, Новой Гвинее и Филиппинах оподзоливание почв происходит выше или близко 2000 м над уровнем моря. На Яве, например, с подъемом в горы красноземы сменяются желтоземами.

Тем не менее способствующий латеритному выветриванию, устойчивый во времени климатический режим влажных тропиков и субтропиков возможен, очевидно, на достаточно больших высотах. Доказательством могут служить сохранившиеся до сих пор на Деканском плато известные бокситовые месторождения Мадхья Прадеш, связанные с корой выветривания Деканских траппов. Месторождения Орисса, Гуджарат в Индии находятся на плато высотой более 900—1000 м. Там же, в штате Тамилнад, бокситовые залежи располагаются на выровненной поверхности холмов Шеварой на высоте 1530—1650 м и холмов Пални — выше 2300 м над уровнем моря. В Африке некоторые месторождения и проявления бокситов располагаются в ряде случаев гораздо выше (Берег Слоновой Кости — 1500 м, Камерун — 1200 м, Сьерра-Леоне — 1100 м, Малави — 1800 м, Мадагаскар — 1800 м), причем все они приурочены к плосковерхим вершинам гор или останцам пенепленов. В Бразилии бокситы, развитые по коре выветривания нефелиновых сиенитов мела, сосредоточены на плато Посус ди Калдас с абсолютной высотой 1200 м, в штате Минас Жераис — на абсолютных отметках 750—1450 м (в карстовых воронках в доломитах). В Гвинее же, например, крупнейшие месторождения бокситов ныне залегают на бовальях высотой 300—500 м над уровнем моря, поднимаясь в районе Дабола до 800—1000 м.

Таким образом, условия, благоприятные для накопления латеритных бокситов и их сохранения в зависимости от высотной зональности, в разных областях влажных тропиков и субтропиков различны. Однако, несмотря на высокий термический режим и обилие осадков, способных поддерживать интенсивное латеритное выветривание, в расчлененных горных странах образование, накопление и сохранение бокситового вещества невозможно. Ввиду чрезвычайно активной эрозионной деятель-



ности будет происходить смыв продуктов выветривания ливневыми дождями даже на густо залесенных склонах. Во влажных тропиках механическая денудация наряду с химической очень высокая, все обломочные и химические продукты сгружаются в понижения рельефа. В лучшем случае сохраняется зона дезинтеграции.

Для того чтобы оценить связь бокситообразования с рельефом, необходимо учитывать обязательно форму рельефа, многообразие которой создает мозаику ландшафтов, в одном случае способствующих латеритизации пород, в другом — препятствующих этому процессу.

В первую очередь благоприятными для образования и накопления латеритных бокситов могут быть возвышенные области суши с достаточно плоскими поверхностями, какими являются плато, и слабо всхолмленные возвышенности. Высокая температура и обилие влаги создают здесь благоприятные условия для химического выветривания. На плато и возвышенных равнинах замедляется поверхностный сток, резко усиливается дренаж пород, что создает условия для возникновения мощной коры выветривания с накоплением в элювии таких малоподвижных элементов, как титан, алюминий, железо. В этом отношении показателен пример Кубы, где независимо от исходных пород наиболее полный профиль коры выветривания наблюдается на приподнятых, но сглаженных участках рельефа с лучшими условиями дренажа и повышенным количеством атмосферных осадков (провинция Ориенте). Именно на этих участках, кроме месторождений никеля, кобальта и железа, отмечены проявления бокситов [22].

Следует учитывать также и то, что на выравненных возвышенных областях суши (плато, возвышенная равнина) с достаточно расчлененным рельефом уровень грунтовых вод находится, как правило, ниже дневной поверхности, вследствие чего создается интенсивный водообмен и возникают условия для энергичного разложения пород, в то время как в пределах подобного, но слаборасчлененного рельефа уровень грунтовых вод в определенных случаях может находиться у дневной поверхности, степень разложения пород будет незначительна — формируются ландшафты с неблагоприятной для образования латеритных бокситов восстановительной обстановкой (болота). На Гавайских островах, например, вследствие заболачивания выравненных участков на высотах 120—1200 м с количеством осадков 2540—5080 мм образуются галлазитовые глины, хотя тут же в условиях расчлененного участка с хорошим дренажем формируются бокситовые залежи [179]. Широкое развитие каолиновой коры выветривания на слабодренируемых участках низкого пенепплена в пределах Либерийского щита отмечает и Б. М. Михайлов [83].

Следовательно, кроме прочих факторов, мощные коры выветривания и латеритное бокситообразование контролируются в первую очередь глубиной залегания грунтовых вод и интенсивностью дренажа. Высокоподнятые расчлененные плато Южной Америки, Африки, Индостана несут вследствие этого на себе молодую латеритную кору выветривания с бокситами. Сходная обстановка существовала и на Сибирском плато в мелу и палеогене, когда значительные пространства его были покрыты мощной латеритной корой выветривания с пластами и линзами бокситов.

Большую роль в возникновении микроклимата, микроландшафта, а с ними и локальных условий бокситообразования играет экспозиция склонов, о чем уже говорилось выше. Здесь мы лишь дополним его некоторыми фактами.

Современное бокситообразование особенно интенсивно, как пишет С. Паттерсон [179], протекает на участках с наибольшим количеством осадков, имея в виду тропические и субтропические районы Земли, в частности Гавайские острова. Особо подчеркивается при этом огромное значение экспозиции склонов по отношению к ветру. Острова расположены в полосе ветров, дующих преимущественно с северо-востока. На наветренных склонах (северных и восточных) атмосферные осадки очень обильны, вследствие чего на них произрастают влажно-тропические леса от высоты 600—700 до 1600—1700 м. Выше, до уровня примерно 3000 м, располагаются низкорослые горные леса, которые сменяются вверх кустарниковыми зарослями. Подветренные склоны представляют собой саванну, сменяющуюся к побережью подветренной части островов засушливым полупустынным ландшафтом, покрытым дюнными песками с царством кактусов. Естественно поэтому ожидать возрастание глинозема и уменьшение концентраций кремнезема (в условиях, конечно, высоких температур) строго пропорционально количеству осадков. При обильном увлажнении на наветренных пологих склонах Гавайских островов содержание гиббсита в почвах повышается за счет замещения галлуазита [10].

Известно также, что на склонах, обращенных к северу и востоку, значительно холоднее и влажнее, чем на склонах южной и западной экспозиции, где всегда теплее. Температурный эффект различной экспозиции склонов особенно заметен при движении от экваториальной климатической зоны к климатическим зонам более высоких широт. Особенно важно учитывать это в провинциальных климатических областях и районах с микроклиматом, где наблюдаются серьезные сезонные температурные различия. Таким образом могут возникнуть специфические локальные ландшафты, ландшафты — миниатюры, которые способствуют если не формированию крупной залежи бокситов, то уже по крайней мере процессу сравнительно активного бокситообразования.



При палеогеографических реконструкциях нельзя забывать также форму и крутизну склонов. Крутые склоны возникают в сильно расчлененном рельефе, по ним идет интенсивный смыв, вынос химического и обломочного вещества, на них не могут сохраниться продукты выветривания, бокситы. Самыми надежными для сохранения латеритного материала являются склоны пологие, плоские, иначе говоря, если мы имеем дело с горной страной, то склоны должны быть педиפלенизированными, т. е. состоящими из серии ступеней, педиפלенов, с резко оформленными уступами. В пределах таких относительно ровных площадок в условиях обилия влаги и тепла, а также интенсивного дренажа химическое разложение пород будет проходить быстро и затронет глубокие горизонты субстрата. Конечно, при условии развития тут же рядом на карбонатных плато карстовых полей, котловин, западин или других подходящих для аккумуляции глинозема форм рельефа, эффект бокситонакопления значительно бы возрос. В таком случае могли формироваться бокситовые залежи довольно крупного размера.

Таким образом, если брать процесс образования бокситоносных ландшафтов в чистом виде, рассматривая идеальную картину, то, конечно, наиболее благоприятные условия должны возникнуть на более прогретых сильно увлажненных пологих плоских склонах (педиפלенах) или платообразных слабовсхолмленных возвышенностях. В природе, в зависимости от той или иной местности, такое сочетание благоприятных природных факторов возникают достаточно часто. Они существовали несомненно и в прошлые геологические эпохи. Обнаружение и их реставрация представляют собой очень трудную задачу, требующую большого фактического материала. К сожалению, далеко не всегда и не во всех регионах мы можем восстановить палеогеографическую картину, в которой могли бы быть реставрированы такие детали палеорельефа, как ориентировка и форма склонов, направление господствующих ветров и др.

Итак, наиболее отчетливо влияние рельефа на ландшафт, а поэтому и на условия образования бокситов проявляется: в форме автономных ландшафтов и микроландшафтов, в соотношении между процессами механической и химической денудации, и в водообмене и окислительно-восстановительных процессах. Если климат, как показано выше, контролирует не только зональное, но также региональное и даже локальное размещение бокситоносных зон, провинций, месторождений и проявлений, то рельеф лимитирует только в особых случаях бокситоносные провинции, чаще же всего — лишь бокситовые месторождения и проявления. В этом состоит специфическое значение рельефа в бокситообразовании.

Изложенное выше относилось к рельефу как фактору, влияющему на образование латеритных бокситов. Однако роль

рельефа в образовании и локализации осадочных бокситов не менее важна.

Осадочные бокситы, как отмечалось, могут возникнуть на значительном удалении от источников глинозема и накапливаться в самых разнообразных ландшафтно-морфологических условиях — от протяженных прибрежно-морских и лагунных до узколокализованных на суше типа лога, карстовой воронки и др. Все зависит от конкретного случая, от стечения благоприятных обстоятельств — миграции, осаждения, захоронения и преобразования глиноземистого вещества.

В настоящее время накопился большой материал по дорудному рельефу осадочных бокситов на примере изучения многих месторождений нашей страны и зарубежных стран. Классификация Г. И. Бушинского [25] не охватывает всю гамму возможных «рельефных» обстановок скопления бокситового материала, в ней выделены лишь главные: 1) на склонах вблизи латеритов, 2) на дне долин, врезанных в возвышения с латеритами, 3) у основания возвышений с латеритами, 4) в карстовых депрессиях вблизи первичных латеритов, 5) в карстовых депрессиях вдали от последних.

При реконструкции древнего ландшафта для выявления мест концентрации бокситового вещества нам часто необходимо иметь в виду многие формы рельефа. В дополнение к выше названным обстановкам палеорельефа бокситорудные тела осадочного генезиса могли также локализоваться в: а) прибрежно-морских условиях, б) лагунах, в) подтопленных эстуариях, г) полузакрытых бухтах, д) мелких речных долинах, е) балках, логах, оврагах, ж) озерно-болотных котловинах разной формы и размера, з) карстовых и просадочных формах рельефа различной формы и величины и на склонах холмов. Перечислены только наиболее распространенные, судя по дорудному рельефу многих месторождений (Гвинея, СССР — КМА, Тихвин, Тургайское плато, Средняя Азия, Сибирь и др.), однако в природных условиях возможны и другие формы, в которых может накапливаться бокситовое вещество. Это нельзя не иметь в виду при палеогеографической оценке бокситоносности того или иного региона.

Существенное влияние рельефа сказывается на образовании карста, в особенности при изменении уклона местности. По данным А. Г. Чикишева [135], величина суммарной инфильтрации с увеличением уклона рельефа уменьшается. Поверхностные карстовые формы наиболее широко распространены на слабо наклонных участках (до  $5^\circ$ ), с увеличением или уменьшением уклонов поверхности плотность карстовых образований уменьшается. На плоских вершинах холмов или самых верхах склонов развиваются, как правило, глубокие воронки, на склонах — блюдцеобразные западины. Зная хотя бы ориентировочно уклон рельефа, мы можем определить примерные формы



карстовых ловушек для осадочных бокситов (поля, колодцы, блюда и др.). Карстообразование идет значительно энергичнее во влажнотропических расчлененных районах, чем и объясняется приуроченность сильно закарстованных участков к склонам и днищам речных долин, логам, балкам. В Южном Китае, например, есть сильно расчлененные карстовые ландшафты с высотой многочисленных остроконечных останцев и глубиной узких котловин и ущелий до 180—200 м, ширина некоторых достигает такой величины, что в них ныне расположены города. Близкий карстовый ландшафт существовал, очевидно, и на севере Сибири в мел-палеогеновое время.

## СУБСТРАТ

Горные породы, на которых покоятся залежи бокситов, играют важную, а порой основную роль в бокситообразовании, поскольку служат, с одной стороны, источником свободного глинозема, с другой — их коллектором, а нередко и тем и другим (терра-росса).

Влияние субстрата сказывается на составе растительности, почвы, микроклимата и вообще на характере ландшафта в целом, а также на процессах химической денудации, миграции элементов. Некоторые исследователи [32] считают даже, что состав пород имеет первостепенное значение в процессе химической денудации, а климат, растительность и другие факторы второстепенными. Сфера влияния субстрата на природные явления обширная, она детально рассмотрена в специальных руководствах по биогеографии, почвоведению, ландшафтоведению, геохимии и другим дисциплинам. В данном разделе мы кратко остановимся на источнике и коллекторе водного глинозема, с которыми тесно связаны процессы образования бокситов и локализация бокситовых залежей.

**Источник свободного глинозема.** Породы, богатые алюмосиликатами в условиях высокого гидротермического режима, легко латеритизируются с накоплением свободного глинозема. К ним, как уже отмечалось ранее, относятся малокварцевые и бескварцевые разности пород. Сюда относятся как изверженные породы основного, среднего и щелочного состава (базальты, порфириды, сиениты, габбро, андезиты, анортозиты, туфы и туффиты основного и среднего состава), так и различные слабо метаморфизованные глинистые, хлорит-серицитовые, хлоритовидные сланцы, амфиболиты, монтмориллонитовые и гидрослюдистые глины и аргиллиты, мергели, глинистые известняки, некоторые другие осадочные породы.

Выяснением зависимости качества и величины бокситовых залежей, а также бокситообразующего процесса от состава исходных пород занимались многие исследователи. Интересная классификация их как субстрата при формировании элювиаль-

ных бокситов предложена Н. А. Лизалеком [69] для магматических и метаморфических пород, Н. А. Лизалеком и Л. Г. Смирновой [70] для глинистых и песчаных бескарбонатных разностей. Они считают, что наиболее благоприятными для процесса бокситообразования являются основные и щелочные магматические породы, характеризующиеся высоким содержанием полуторных окислов и щелочей. В самом деле, крупнейшие бокситовые месторождения Индии возникли на Деканских траппах, в Арканзасе (США) — на нефелиновых сиенитах, в Бразилии — на щелочных туфах, в Орегоне, Северной Ирландии, ФРГ, Восточной Австралии и Тасмании — на неогеновых базальтах, на Гавайских островах — на плейстоценовых базальтовых потоках, в пределах Либерийского щита в Западной Африке — на древних долеритах и нефелиновых сиенитах; в СССР: на Среднем Тимане — на древних базальтах, в Северо-Онежском районе осадочные бокситы образовались за счет выветривания протерозойских метапикритов и базальтов.

Большим распространением пользуются месторождения бокситов на разнообразных малокварцевых метаморфических сланцах, филлитах, амфиболитах, граптолитовых сланцах. В числе их можно упомянуть месторождения Индии и Гайаны, месторождения КМА, Енисейского кряжа, Северо-Онежского района, на Либерийском щите. А. П. Никитина [86] на примере древних латеритных кор выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы показала зависимость состава латеритов от состава исходных метаморфических сланцев. Разложение хлоритовых, углисто-кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев приводит к каолинит-гётит-бёмитовой (гиббситовой) ассоциации, а конечным продуктом при выветривании хлорит-магнетитовых и серицит-магнетит-железо-слюдистых сланцев является зона аллитов.

Сказанное ни в коей мере не означает, что на породах кислого состава не могут возникнуть бокситовые залежи. В принципе, как отмечает Н. А. Лизалек [69], все изверженные и метаморфические породы с модулем щелочного резерва меньше 14 могут служить исходными при формировании бокситов. К этому выводу приводит нас и анализ конкретных разрезов бокситовых месторождений. Действительно, на о-ве Мадагаскар, например, можно встретить промышленные залежи бокситов в коре выветривания сильно латеритизированных пород как основного (анкарамиты, базальты), так и кислого состава (граносиениты, трахиты) [161]. И. Терди и др. [188] отмечают, что при усилении выветривания гранита во влажных теплых условиях происходит постепенное обеднение его кремнеземом и катионами и накопление каолинита и гиббсита. У. Шеллманн [184] приходит к выводу, что алюминиевые руды кор выветривания (бокситы) формируются на более разнообразных по составу алюмосиликатных породах, чем железо и никель (серпентиниты,



дуниты, перидотиты), а также марганец (марганценовые докембрийские карбонатные породы). Бокситы с одинаковым успехом, отмечает автор, могут возникнуть на базальтах, гранитах, каолинитовых глинах, глинистых сланцах, нефелиновых сиенитах, лептинитах, содержащих обычно 15—22%  $Al_2O_3$ . Менее железистые латеритные бокситы связаны с корой выветривания сиенитов, лептинитов, гранитов, более железистые — с корой выветривания базальтов и долеритов. Промышленные месторождения бокситов хорошего качества, где субстратом являются граниты, андезиты, гранит-порфиры, липариты и риолиты, отмечены в Малайзии, Индонезии [26, 38], андезиты и их туфы — на Гавайях [178, 179]. На Сейшельских островах современные и плиоценовые остаточные латеритные бокситы имеют структуру гранита, а в Западной Австралии — гранито-гнейса, в ДРВ — кварц-биотит-силлиманитового сланца [71].

Среди осадочных терригенных пород благоприятными для латеритного выветривания будут те, которые содержат больше глинистого материала (алевролиты и алевроитовые глины), не считая тонких глин и аргиллитов, по минеральному составу близких к монтмориллонитам и гидрослюдам (иллитам). Месторождений, где бы достоверно был доказан песчано-глинистый субстрат, немного. П. Грабб [160], например, предполагает, что бокситоматеринскими породами на крупнейшем австралийском месторождении в Уэйпе являлись верхнемеловые морские и дельтовые алевролиты, аргиллиты и полевошпатовые песчаники, перекрывающие граниты кристаллического фундамента. Преобладающая часть латеритов в Западной Бенгалии (Индия) образовались по среднеплейстоценовому аллювию [171]. Установлено, что субстратом для визейских бокситов Тихвина являлись верхнедевонские песчано-глинистые породы.

В связи с постановкой вопроса о субстрате как источнике глинозема уместно привести таблицу бокситоматеринских пород месторождений Африки (табл. 1). Из таблицы видно, что бокситовые месторождения Африки генетически связаны с алюмосиликатными породами различного состава и возраста. Наиболее крупные из них приурочены к коре выветривания докембрийских (гнейсы, филлиты, кристаллические сланцы) и палеозойских пород (граптолитовые, глинистые и слюдяные сланцы), нефелиновых сиенитов, силлов долеритов и базальтовых покровов мезозоя.

Неблагоприятными для латеритного выветривания являются кварцевые и полевошпатово-кварцевые разновидности песчаников и песков. Нами отмечалось, что образование бокситов и формирование крупных залежей происходит в условиях влажных тропиков и субтропиков на приподнятом выравненном плоском или слабовсхолмленном рельефе при интенсивном дренаже. Здесь мы хотим обратить внимание лишь на то, что да-

Возраст	Бокситоматеринские породы	Бокситовые месторождения
Кайнозой	Аргиллиты, каолинитовые глины, глинистые пески	Логань (Чад)
Мезозой	Долериты	Дабола, Фриа, Боке, Туге, Керуане и др. (Гвинея), Боэ (Гвинея-Бисау), Балеа, Бамако (Мали)
	Нефелиновые сиениты	Мланже (Малави), о-в Лос (Гвинея), Маника (Мозамбик)
	Базальты, андезиты	Миним, Мартап, Фонго-Тонго (Камерун), Марангака, Фарафангана-Вангендрана (Мадагаскар)
	Трахиты	Аналавори (Мадагаскар)
Палеозой	Граптолитовые и глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, аргиллиты	Боке, Фриа, Туге, Киндия (Гвинея), Конеба (Мали), Эджуанема (Гана)
Докембрий	Гранито-гнейсы, гиперстеновые гнейсы, кристаллические сланцы, тальковые и хлорит-серицитовые сланцы	Куруса (Гвинея), Моканджи, Сула (Сьерра-Леоне), Лакота (Берег Слоновой Кости), юг Судана
	Эффузивно-терригенные породы, филлиты, глинистые сланцы, песчаники	Нсисеро, Киби, Ньинахин (Гана), юг Судана
	Ортопироксениты и ортоамфиболиты	Палима (Того)



леко не всегда в подобной природной обстановке могут сформироваться бокситы. Если субстрат будет сложен полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песками и песчаниками, латеритный процесс окажется невозможным. Во-первых, в силу высокого или преобладающего содержания свободного кремнезема. Во-вторых, в песчаных грунтах не выражена капиллярность, а водопроницаемость большая, поэтому в них не задерживается влага, происходит быстрое ее просачивание. Мономинеральные пески и песчаники обладают малой влагоемкостью, а с повышением температуры она еще более уменьшается. Вследствие этого в зоне дренажа не возникают условия «парникового эффекта», особенно благоприятствующего энергичному химическому разложению пород. Примером своеобразных ландшафтов с песчаным субстратом во влажных тропиках являются паданги и мури в Индонезии, на о-ве Калимантан в Сараваке, в Гайане, на Малайском архипелаге, в Таиланде, Тринидаде, районе Рио-Негро в бассейне р. Амазонки, у побережья оз. Танганьики в Африке. Эти ландшафты характеризуются разреженной растительностью (лес Уаллаба) с подзолистой почвой и отсутствием свободного глинозема даже в незначительных концентрациях. Процессы бокситообразования не происходили, по-видимому, в подобной обстановке и в прошлом. Ландшафты влажных тропиков подобного типа напоминают «боровой» лес или полесские пейзажи умеренной зоны СССР с подзолистыми почвами [95, 103].

Представителями древних, мел-палеогеновых песчаных равнин типа индонезийских паданг могут, очевидно, служить Линденская аллювиальная равнина в Вилюйской синеклизе, Цагаянская и Бузулинская равнины Амуро-Зейской депрессии и ряд других. В них быстро просачивающаяся теплая вода изменила полевые шпаты и гальки кислых эффузивов только до каолиновой стадии.

Не пригодны для бокситообразования ландшафты на плохо дренируемых глинистых субстратах типа бразильских лапаки или индонезийских игапо-лесных болот влажных тропиков. Поля распространения таких ландшафтов велики. Они охватывают большие территории на Калимантане, Яве, Малайском архипелаге, Малаккском полуострове, тропической Америки и Африки, Индии. В пределах этих ландшафтов происходит интенсивная кислая реакция, идет глеевый процесс, противоположный латеритному, с образованием каолинита и накоплением огромной массы торфа. Тропические торфяные болота напоминают торфяные болота Англии и других районов умеренного пояса. Подобные ландшафты несомненно возникали и в прошлые геологические эпохи.

Жаркие влажные условия благоприятствовали образованию мощной зоны окисления при химическом разложении сульфидных месторождений и пиритизированных глин и сланцев. В этом

случае часто образуются сульфаты алюминия, квасцы и др. Своеобразие этого субстрата заключается еще и в том, что при окислении сульфидов образующийся водный раствор серной кислоты способствует миграции алюминия и железа из коры выветривания. В результате длительного гипергенеза сульфидных месторождений возникают мощные горизонты бурых железняков («железные шляпы»), которые не содержат сколько-нибудь значительных скоплений свободного глинозема. Подтверждением этому служат железорудные месторождения Урала, Казахстана, Алтая, Северо-Востока СССР.

Большинство современных и древних месторождений бокситов залегает на достаточно мощных горизонтах каолинитовых или галлуазит-каолинитовых глинах (литомарж, сапролит). Одни исследователи считают такое соотношение естественным для латеритной коры выветривания: каждый из горизонтов представляет собой определенную разновременную стадию выветривания, где конечным продуктом гидролиза являются бокситы. Другие утверждают, что бокситы генетически не связаны с каолинитовой зоной, они смещены и оказались на каолинитовых глинах много позже, т. е. бокситы являются перетолженными, осадочными. Не вдаваясь в существо дискуссий, отметим только, что на огромном числе конкретных примеров можно найти подтверждение как той, так и другой точек зрения. Здесь, в связи с разбираемым вопросом, мы обращаем внимание только на то, что на основе экспериментальных исследований и изучения природных объектов получено много данных, которые убедительно доказывают, что каолинитовые глины под действием проточной воды в кислой среде подвергаются растворению с высвобождением свободного глинозема. Подобные преобразования каолинита в гиббсит отмечены в бокситоносных корах выветривания Южного Урала, Казахстана (Аркалыкские месторождения), Югославии. Широко известны псевдоморфозы гиббсита по каолину в бокситах многих месторождений мира. Формирование бокситов на знаменитом месторождении Уэйпа (Австралия) связывается в последнее время с разложением каолинита и растворением кварца грунтовыми водами [164]. Исследователи Франции, например, в некоторых тропических бокситах наблюдали процесс постепенного преобразования каолинита в гиббсит в поровом пространстве [149]. Усиление разложения каолинита и преобразование его в гиббсит происходит под действием органических кислот. При этом следует отметить, что латеритное выветривание осуществляется только при разложении несовершенных каолинитов, образующихся при выветривании средних и основных пород [65, 66]. Извлечение  $\text{SiO}_2$  из совершенных каолинитов в 20—30 раз меньше, чем из несовершенных.

На карбонатных породах (известняки, доломиты, мергели) во влажных тропиках образуются обычные красноземные и



желтоземные почвы, как и на других породах. Интенсивное растворение этих пород приводит к быстрому выщелачиванию карбоната кальция и других оснований и накоплению в почве глинистого вещества, которое одновременно подвергается латеритизации. Если к тому же глинисто-карбонатные породы в период своего образования обогащались обломками эффузивов, пирокластики, то подобные породы еще более ценны при латеритизации (Южный Тиман, Динариды, Багамские и Каймановы острова в Карибском бассейне). Наиболее благоприятными породами как субстрат при бокситообразовании являются, таким образом, существенно глинисто-карбонатные породы — мергели, глинистые известняки. Нерастворимый глинистый остаток в них содержится в большом количестве, после выщелачивания он попадает сразу же в удобный карбонатный коллектор окружающего карбонатного ландшафта, будь то карбонатное плато или риф. На основании изучения мергеля (37%  $\text{CaCO}_3$ , 59% глинистого вещества с незначительной примесью кварца и полевого шпата) [180] установлено, что если его промывать водой, насыщенной углекислотой при температуре 65° и pH 4,5 в течение трех лет, то весь карбонат растворится через полгода [180]. Гиббсит появился к концу первого года, а к концу опыта его было уже 15%, что соответствовало разложению около 50% иллита первичного образца.

Примером бокситов, образовавшихся за счет латеритизации известковых алевролитов и мергелей верхоленской свиты кембрия, являются палеогеновые бокситовые месторождения Западного Прибайкалья [96, 108]. Бокситоносные коры выветривания с бокситами на Южном Тимане образовались путем выветривания глинисто-карбонатных пород нижнего фамена (ижимская свита). Подобный субстрат может встретиться в нижнепалеозойских отложениях на севере Сибирской платформы, в прианбарской ее части [87]. Несомненный интерес представляют известняки перми, триаса, юры и мела в Хабаровском крае, слагающие пласты, пачки, линзы и толщи большой мощности и широкого распространения; некоторые из пермских известняков явно рифогенного происхождения, часто биоморфно-детритусовые, нередко они закарстованы с глубиной воронок до 10—12 м (с. Падали). Р. Я. Складов отмечает относительно высокие содержания в нерастворимом остатке известняков глинозема по отношению к кремнезему — кремневый модуль (0,9; 1,39; 2,05; 4,78; 9,0).

В свете разбираемого вопроса нельзя не коснуться еще раз проблемы генезиса бокситов в процессе терра-росса, т. е. образования автохтонных остаточных глин, богатых свободным глиноземом, после полного выщелачивания карбоната из карбонатных пород. При этом имеются в виду малоглинистые известняки с количеством нерастворимого остатка, равного единицам процентов. В настоящее время гипотеза терра-росса поль-

зуется популярностью у многих геологов Европы, особенно в Югославии. Она нашла подтверждение на ряде месторождений Греции, Турции, Венгрии, Болгарии. При изучении современного бокситообразования на закарстованных известняках атолла о-ва Реннелл доказано, что генезис бокситов связан с процессом терра-росса [193]. Известны попытки доказать происхождение ямайских бокситов согласно этой гипотезе, однако тщательный анализ всех данных не позволяет однозначно решить эту задачу [186]. В настоящее время имеется богатый материал, полученный при изучении природных объектов и в результате экспериментов, который достаточно убедительно доказывает возможность образования бокситов на месте после полного выщелачивания карбоната из карбонатных пород и, видимо, с последующей их латеритизацией.

Итак, если проанализировать все фактические данные по субстрату многих месторождений и проявлений бокситов, то можно прийти к выводу: почти на всех породах формируется латеритная кора выветривания с тем или иным количеством свободного глинозема. Следует только помнить о том, что в процессе разложения одних пород могут сформироваться крупные месторождения бокситов (нередко высококачественных), а при выветривании других — просто происходить минералообразование без сколько-нибудь существенных концентраций и качество глинозема при этом будет не высоким. В последнем случае, конечно, важное значение для образования залежей приобретают малокварцевые и бескварцевые породы. Поэтому неудивительно, что в единой благоприятной климатической зоне могут образовываться в одном месте скопления глинозема, в другом же нет. Например, на Антильском архипелаге на карбонатном субстрате островов Ямайки и Гаити в неогене произошли крупнейшие накопления бокситов, в то время как на расположенной рядом Кубе в латеритной коре выветривания ультраосновных пород в промышленных масштабах концентрировалась гипергенный никель и кобальт. Бокситы здесь имеют сугубо подчиненное значение, в виде мелких проявлений и развиты в основном по терригенным породам [22].

Интенсивность химического выветривания зависит не только от состава пород, но также и от их структуры и текстуры. Крупнозернистые породы латеритизируются быстрее, чем тонкозернистые, афанитовые. Например, в Восточной Африке грубозернистые пегматиты каолинизированы на большую глубину, чем метаморфические породы. Плотная текстура исходного материала является нередко одним из факторов неполной бокситизации. Всем известно, как быстро латеритизируются туфы, пеплы и другие рыхлые шлаковидные пористые вулканические породы, по каналам и порам которых особенно легко осуществляется дренаж. Зная текстуру и структуру пород, можно приблизительно оценить длительность процесса формирования руд-



ного тела. Если, например, латеритные бокситы развивались по метаморфическим плотным сланцам или тонкозернистым анмезитовым базальтам, то их формирование происходило гораздо более длительное время, нежели по пузыристым пористым базальтам, крупнокристаллическим долеритам, андезитами и т. д. Эта оценка, естественно, будет приближенной, сугубо качественной.

Роль субстрата в формировании ландшафта и бокситовых залежей во влажных тропиках и субтропиках меньше, чем в умеренной зоне. На различных горных породах влажных тропиков образуются в целом коры выветривания близкого облика и строения. По мере удаления от зоны влажных тропиков в более высокие широты понижается температура и уменьшается количество атмосферных осадков, роль субстрата в бокситообразовании естественно приобретает все большее значение. В условиях, например, субтропического средиземноморского климата и в регионах с провинциальным климатом, близким к нему, вряд ли благоприятными как источник глинозема при выветривании будут кислые или ультраосновные магматические породы с относительно небольшим содержанием  $Al_2O_3$ ; здесь к таковым могут относиться основные и щелочные магматические породы, высокоглиноземистые сланцы, монтмориллонитовые глины. В условиях же умеренной климатической зоны при благоприятных микроклиматических и микроландшафтных обстановках главными легколатеритизирующими породами будут прежде всего более древние трещиноватые дезинтегрированные базальты, сиениты, анортозиты.

Таким образом, по мере удаления от оптимальных условий образования бокситов во влажных тропиках мы тем самым, несмотря на состав и строение субстрата, удаляемся в зону все более худших по качеству бокситов, меньших размеров залежей, дойдя до микроландшафтов, где образуются лишь незначительные скопления бокситовых минералов типа тех, которые описаны Р. Я. Скляровым [113] в Юдомо-Майском районе.

**Коллектор свободного глинозема.** Лучшим коллектором глинозема являются карбонатные породы. Влияние карбонатных пород на бокситообразование многообразно. Их высокая растворимость и связанная с этим водопроницаемость обуславливают при достаточно расчлененном рельефе формирование разнообразных карстовых ловушек, они создают хороший дренаж перекрывающих осадков. Карбонатные породы не способствуют ресилификации бокситов, как это может иметь место в терригенных породах.

Карбонатный субстрат отличается тем, что в нем в процессе выветривания возникает геохимическая среда, подавляющая химическую подвижность алюминия. Известняки и доломиты являются, таким образом, прекрасным осадителем, коллектором бокситового вещества; особенно благоприятны карстовые фор-

мы рельефа в карбонатном ложе. Вот почему при палеогеографическом прогнозировании бокситов следует восстанавливать не только области возможной в геологической истории латеритизации карбонатных и карбонатно-глинистых пород, но также и области возможной мобилизации бокситового вещества в карбонатных породах.

Особая роль в локализации, распределении и составе бокситов принадлежит рифовым известнякам высокой степени пористости и кавернозности. Во многих случаях бокситовые месторождения карстового типа приурочены к дорудному рельефу, представленному рифогенными известняками [25, 38, 49, 50]. В различные геологические эпохи рифостроющими были различные организмы — от строматолитов в рифее и археоциатов в кембрии до кораллов, мшанок, строматопор и известняковых водорослей в последующие эпохи. Современные рифовые постройки создаются главным образом коралловыми полипами и известковыми водорослями. Нет сомнения, что в прошлом образование рифов имело такие же широкие масштабы, как и сейчас. Например, девонский период был временем обширного распространения барьерных рифов.

В современный период рифы приурочены к тропической зоне. Они образуют своеобразный ландшафт с характерными невысокими коралловыми островами различных размеров, формы и строения, покрытыми тропической растительностью. Современные рифы бывают четырех типов: барьерные, береговые, кольцевые (атоллы) и поднятые [85]. Для концентрации и сохранения глинозема благоприятными могут быть любые типы рифовых построек, важными при этом являются структура поверхности и внутреннее строение их. Рифовое плато представляет собой выравненный участок суши, возвышающийся над поверхностью океана, пересеченный бесчисленным количеством глубоких полостей в форме ложбин, каналов, щелей, воронок, трубок, разделенных гребневидными выступами, холмиками. Полости и каналы книзу часто расширяются или прихотливо петлеобразно расходятся между собой. Глубина щелей, ложбин и воронок достигает иногда десятков метров. Со времени они заполняются либо рифовым песком, либо бокситовым веществом, приносимым с близлежащего источника глинозема. В рифовых полостях бокситовое вещество оказывается как бы в ловушке, предохраняется от размыва, и в процессе денудации подвергается вторичной латеритизации до состояния высококачественных бокситов. Следует учитывать, что рифовый дорудный рельеф может быть осложнен карстовыми процессами вследствие последующего воздымания или тектонического дробления, что в значительной степени улучшает условия дренажа и коллекторские свойства рифовых построек. Именно такие благоприятные ловушки можно встретить в поднятых рифах, которыми могут быть барьерные или атолловые рифы. Напри-



мер, на о-вах Фиджи поднятые на несколько сотен метров рифы (миоцен-четвертичные) окружены в свою очередь современными коралловыми рифами. В 1958 г. на рифовых островах Вануа-Деву и Вити-Леву обнаружены бокситовые залежи малой мощности, причем на о-ве Вити-Леву бокситы залегают на поверхности рассеченного карбонатного пенеплена на высоте от 60 до 180 м над уровнем моря [190]. Поднятые потенциально перспективные рифы встречены в Индийском океане, в пределах Индонезийского архипелага и других местах.

Ю. К. Горецкий [38] приводит примеры накопления глинозема на плейстоценовых коралловых рифах близ о-ва Ямайки, на коралловых известняках о-ва Шри Ланка. Сейчас получили известность недавно открытые месторождения бокситов на атоллах Реннел, Беллона, Лифу, Маре, Увея (о-ва Луайоте), Сайпан и Гуан в Марианском архипелаге, Трук, Понапе, Кусаке, Яп, Палау в Каролинском архипелаге, где они выполняют карстовые воронки и полости в коралловых известняках. Происхождение этих месторождений пока не выяснено, однако бесспорным остается карбонатная рифовая природа рельефа, подстилающего бокситовые залежи. Закарстованная рифовая подошва бокситовых залежей имеется в бокситоносных районах Северного и Южного Урала, на Салаире, Ямайке, Гаити, во многих месторождениях Южной и Центральной Европы.

Состав, структура и текстура карбонатных пород определяют крайне неравномерное их выщелачивание и отражаются на морфологии карстовых полостей. В сульфатных породах карст распространен главным образом в самых верхах карстующегося массива, в карбонатных — он нередко развивается на больших глубинах, в особенности если породы сильно трещиноваты.

Различия в степени растворимости между известняками и доломитами незначительны (3—5%), причем она изменяется в зависимости от состава водных растворов и температуры. По данным Д. С. Соколова [115], с увеличением содержания углекислоты растворимость кальцита (при  $t=25^{\circ}$ ) происходит быстрее, чем доломита, а при повышении содержания в растворе ангидрита возрастает растворимость доломита и понижается растворимость кальцита. Растворимость карбонатных пород зависит также от кристаллической структуры. Н. М. Страхов [120] отмечает, что растворимость в чистой воде арагонита (ромбическая система) примерно на 9% выше, чем кальцита (тригональная система). Известно также, что тонкозернистые карбонатные породы отличаются повышенной растворимостью по сравнению с крупнокристаллическими. Наибольшей закарстованностью, судя по массиву Ай-Петри в Крыму, а также районам Южного Китая, Вьетнама и многим другим регионам, отличаются массивные чистые, реже — толсто- и среднеплитчатые

известняки, а наименьшей — тонкоплитчатые, глинистые, листоватые разности известняков.

Повышенная активность карстовых процессов наблюдается вдоль контакта карстующихся толщ с некоторыми некарстующимися породами, как, например, на контакте пород джурской и красногорской свит Енисейского кряжа. Часто подстилающие карбонатные породы, угленосные толщи являются водоупором, что резко усиливает карстообразование. Растворимость известняка на контакте с сульфидной рудой возрастает более чем в 10 раз [136]: образуется серная кислота, повышающая агрессивность воды.

## ВУЛКАНИЗМ

Вулканическая деятельность оказывает главным образом косвенное влияние на образование и размещение месторождений бокситов; в определенных, весьма специфических условиях бокситообразование может быть непосредственно генетически связано с вулканизмом. Косвенная роль его в бокситообразовании состоит в эксплозивной деятельности вулканов, при которой вулканические пеплы, оседающие на карбонатное ложе рифов, являются исходным продуктом — источником глинозема при латеритном выветривании. В этой связи гипотеза А. С. Калугина наиболее полно объясняет все особенности состава, строения и размещения карстовых (геосинклинальных) бокситов. В настоящее время эта гипотеза признается многими геологами, в особенности теми, кто ищет бокситы в карбонатных толщах геосинклинальных областей — как в докембрийских образованиях, так и в ранне- и среднепалеозойских, главным образом девонских. В девоне как ни в какую другую эпоху существовало на Земле благоприятное сочетание природных факторов — широкого развития рифовых построек и вулканической активности.

Значение вулканических извержений, как источника различного пепла подробно описано в работах А. С. Калугина [49, 50]. В них, а также в работах Н. М. Страхова [121], Л. Б. Рухина [107] и других приведено много ярких примеров огромной роли пирокластических продуктов извержения в образовании осадочных пород. Действительно, недавние извержения на о-ве Хеймаэй — вулкана Хельгафель (Исландия), когда буквально в течение нескольких часов толстый слой пепла покрыл улицы городка на этом острове, конус кратера из лавы и пемзы рос на глазах и достиг 60 м в высоту [99]. «... В течение нескольких лет, а иногда и нескольких дней вырастают новые горы (вулканические. — Б. Р.); за считанные часы могут быть выброшены и разлиты по поверхности Земли миллиарды кубических метров расплавленной породы; миллиарды тонн ее могут быть обращены в пыль и рассеяны в пространстве» [124, с. 8].



В самом деле, объемы выброшенного материала при вулканических извержениях огромны. Дальность разноса пирокластических пород различна и зависит от размера обломков, однако подавляющая масса их осаждается в ближайших окрестностях вулканического очага (до 85—90%), на дальние расстояния (до тысячи километров) могут переноситься воздушными потоками лишь тонкие пылевидные частицы. Характер разноса пепла наземных вулканов определяется метеорологическими условиями, существовавшими в этот момент. Меняется и минеральный состав пепла при удалении от очага извержения: ближе к нему оседают мафические минералы и рудные, дальше — более легкие обломки вулканического стекла.

Эти особенности распределения в пространстве пирокластики приобретают еще большее значение при осаждении ее на карбонатных массивах типа рифовых плато с последующей их латеритной переработкой в бокситы. Поэтому не удивительно, когда на одних атоллах или барьерных рифах в настоящее время бокситы формируются, на других — нет: либо рифы располагаются в стороне от господствующего направления ветров, переносящих вулканический пепел, либо они находятся далеко от центров извержения, или состав пирокластического материала неблагоприятен как источник глинозема.

Изложенное выше следует учитывать при восстановлении палеогеографических обстановок бокситообразования, особенно на эпохи среднего палеозоя Северо-Востока СССР, турнейского века Таймыра и перми Дальнего Востока.

В последние годы вновь возникла дискуссия о непосредственной роли вулканизма в бокситообразовании при попытке воскресить гипотезу вулканогенно-осадочного происхождения бокситов. К. К. Зеленев, изучая осадконакопление на побережье Курильских островов, установил, что глинозем в массовом количестве отлагается в прибрежной полосе моря вблизи вулкана Эбеко в виде белого хлопьевидного геля. На примере современного поствулканического процесса им наглядно показано, что «под влиянием вулканических эманаций и формирующихся при их растворении агрессивных кислых вод в породах тела вулкана происходит интенсивный вынос в бассейны стока значительного количества растворенных рудообразующих компонентов, главным образом алюминия и железа, с последующей их коагуляцией в виде взвеси гидроокислов. Значение этого процесса важно для понимания хемогенного осадконакопления бокситов, характерного в геосинклинальных областях с широко развитым синхронным и предшествующим вулканизмом» [44, с. 91].

Заманчивая по своей простоте схема возникновения гидратов глинозема, естественно заинтересовала геологов. Следует всего лишь реконструировать древний ландшафт, в котором бы удачно сочетались органогенные постройки типа рифов и вул-

каны с их фумаролами, сольфатарами, мофеттами, как обнаружение бокситовых залежей становилось лишь делом техники. Однако гипотеза вулканогенно-осадочных бокситов натолкнулась на ряд серьезных трудностей, разрешить которые оказалось не просто. Во-первых, растворенный глинозем всегда мигрирует совместно с тем или иным количеством кремнезема. Эти соединения обладают способностью образовывать в бассейнах стока в нейтральной среде различного рода алюмосиликаты, главным образом глинистые минералы (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, смешанослойные минералы и др.). Разорвать эти связи очень трудно, это одна из главнейших проблем геохимии кремнезема и глинозема. Во-вторых, а бассейне стока, чаще морском, как правило, приносимое глинистое вещество рассеивается, не давая рудных концентраций, благодаря большой подвижности водной среды открытого побережья.

Сказанное, тем не менее, ни в коей мере не означает, что рассматриваемая гипотеза должна быть изъята из теоретического арсенала науки о бокситообразовании. Поискам бокситов, базирующимся на данной концепции, уделено недостаточное внимание. Ведь в современных природных условиях могут и могли в прошлом возникать такие ландшафтные обстановки, при которых кислые алюминийсодержащие растворы, поступающие из вулканической постройки, попадали сразу на карбонатное ложе или в замкнутую тихую рифовую лагуну, где глиноземистая взвесь могла осаждаться и концентрироваться. Подобные обстоятельства могли быть в эпоху обширного вулканизма в пределах Тунгусской синеклизы. Однако вопросы захоронения подобного типа залежей не получили еще своего разрешения и требуют дальнейшего изучения на примерах конкретных регионов как современных, так и в геологическом прошлом.

Освещение роли вулканизма в бокситообразовании будет неполным, если мы не коснемся хотя бы вскользь еще двух вопросов, может быть, имеющих второстепенное значение. Во-первых, в древнейшие эпохи (архей, протерозой) вулканическая деятельность была весьма широко распространена на поверхности Земли, причем подводные извержения вулканов, как и сейчас, очевидно, преобладали. Во-вторых, можно считать установленным также и то, что вследствие обширнейшего вулканизма в атмосфере преобладал углекислый газ, лишь незначительная доля приходилась на азот и кислород; океанические воды были пересыщены углекислотой. Большие содержания кислых дымов и высокая температура делали атмосферу и воды океана химически агрессивными. Поступающие из недр при извержении наземных и подводных вулканов массы алюминия в растворенном состоянии могли долго удерживаться в морской воде и после продолжительной миграции оседать в виде глинозема в специфических ландшафтных условиях морского бас-



сейна. Процесс этот мало изучен, и не исключено, что к бокситам Боксона можно применить в какой-то мере и такое объяснение их генезиса.

Непосредственное влияние вулканизма на бокситообразование определяется также гидротермальной деятельностью, однако, возможность промышленных концентраций бокситов подобного типа пока не ясна (линзы и концентрации диаспорита, реже боксита).

Немаловажное влияние на бокситообразование может оказать вулканизм как один из факторов, вызывающих изменение климата. Хорошо известно, что благодаря извержениям вулканов в атмосфере концентрируются в иные годы огромные массы пыли и газов (главным образом, углекислого газа), являющихся, очевидно, причиной серьезных климатических изменений. Некоторые исследователи, например, преувеличивая роль того или иного агента в атмосфере, пыли или углекислого газа, приходят к выводу о возникновении, соответственно, эпох оледенений или эпох планетарных потеплений. Нам представляется в этом случае справедливым высказывание М. И. Будыко [24], который считает для современной эпохи, что «если рост концентрации углекислого газа приводит к повышению температуры воздуха у земной поверхности, тропосферный аэрозоль (пыль) в среднем ее понижает. Согласно некоторым расчетам, в результате действия первого фактора средняя температура у земной поверхности увеличивалась с конца 40-х годов на 0,2—0,3 градуса, а вследствие действия второго — уменьшилась примерно на полградуса, так что в целом средняя температура в северном полушарии снизилась на 0,2—0,3 градуса», а это немало «...Изменение средней температуры даже на десятки доли градуса способно вызвать существенные перемены природных условий».

Итак, вулканизм влияет на бокситообразование главным образом как поставщик пирокластического вещества на карбонатные (рифовые, рифогенные, органогенные) массивы и эффузивного материала, с последующей его латеритизацией и получением в конечном итоге бокситов. Роль вулканизма как прямого фактора бокситообразования, а также фактора, влияющего на изменение климата, не вполне еще ясна.

## ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО

Изучение природных объектов и экспериментальные данные о выносе алюминия из коры выветривания показывает, что роль органического вещества в процессе бокситообразования и бокситонакопления достаточно заметна и пренебрегать ею вряд ли следует.

Известно, что грунтовые и почвенные воды влажных тропиков и субтропиков слабо минерализованы и по составу отно-

сятся к гидрокарбонатно-кремнеземным. С повышением температуры сильно возрастает диссоциация воды на ионы, а следовательно, более энергично происходит разложение алюмосиликатных пород. Этому еще в большей степени способствуют органические кислоты и углекислый газ, растворенные в дождевой воде. В зоне влажных тропиков сосредоточено самое большое количество биомассы на единицу площади (свыше  $125 \text{ кг/м}^2$  в сыром виде) [122]. Растительность влажнотропических лесов дает ежегодно от 10 до 15 т мертвых растительных остатков на 1 га [104], однако поверхность почвы почти лишена гумуса (1,5—3%); она вся разлагается микроорганизмами (бактериями). В почве вследствие этого образуется много углекислоты и разнообразных органических соединений, в том числе кислот (гуминовые, фульвокислоты). Растворенные в дождевой воде, они создают достаточно агрессивную кислую среду, активно воздействующую на первичные минералы при химическом выветривании пород субстрата в зоне гипергенеза.

Кроме того, органические кислоты обладают специфической способностью образовывать металлоорганические коллоидные растворы даже с такими труднорастворимыми соединениями, как полуторные окислы и окислы титана. Миграция в виде гелей алюминия, кремнезема, железа и других металлов характерна в особенности для умеренного климата. Воды слабопроточных болот, богатые гуминовыми кислотами и фульвокислотами, представляют собой кислую среду, способную переводить в растворенное состояние кремнезем и глинозем. Последние в виде коллоидных соединений выносятся в реки за пределы болот. Например, повышенные содержания алюминия и кремния отмечены в «черных водах» бассейна р. Рио-Негро (бассейн р. Амазонки), несущих огромные массы гумуса. Сейчас можно считать доказанным, что во влажных тропиках органическое вещество в целом не способствует такому выносу алюминия (так же как и кремнезема) из пород, как это имеет место в умеренных широтах, комплексные соединения не образуются, или образуются, но быстро разрушаются. Миграция алюминия в жарком гумидном климате идет главным образом в ионной форме, в отличие от умеренного климата, где примерно 50% алюминия мигрирует в коллоидной форме [78]. Поэтому в условиях прохладного и умеренного климата миграция алюминия возможна на большие расстояния в более широких пределах рН в форме алюминийорганических комплексных соединений, куда входит и кремнезем; фактического отделения алюминия от кремнезема не происходит, поэтому бокситообразование невозможно. С другой стороны, мы знаем [92], что воздействие воды с добавкой уксусной кислоты в 250 раз превышает вынос алюминия в сравнении с  $\text{SiO}_2$ , по существу, алюминий удаляется из породы, в то время как  $\text{SiO}_2$  относительно накапливается, происходит процесс, близкий к подзолообразованию.



В основе происхождения латеритных бокситов и осадочных бокситов лежит закономерность, заключающаяся в том, что растворимость и подвижность алюминия чрезвычайно слабые, отчего и перенос его недалек и накапливается чаще всего он на месте (латеритный тип) или вблизи своего рождения (осадочный тип). Установлено, что растворимость и миграционная способность алюминия обусловлены: а) степенью устойчивости при выветривании алюминийсодержащих минералов и б) биохимическими агентами, воздействующими на эти минералы. Например, алюминий, присутствующий в растворах простых органических кислот (лимонная), имеет высокую способность образовывать комплексные алюминийорганические соединения и поэтому более мобилен в широких интервалах рН — от 2 до 10. В фульвокислотах комплексы алюминия уже при средних значениях рН выпадают в осадок. Имеет существенное значение также и происхождение фульвокислот. Оказалось, что для комплексных соединений алюминия с фульвокислотами красноземных почв наблюдаются более высокая растворимость и неполное осаждение их из растворов; менее растворимые соединения алюминия и более полное их осаждение приурочено к некоторым горизонтам подзолов.

Почвенные газы выше зоны водонасыщения содержат углекислого газа в 10—40 раз больше, чем в атмосфере, иногда до 30% от общего количества почвенных газов [32]. Насыщению  $\text{CO}_2$  в почве способствует также отсутствие в нижних припочвенных слоях воздушной циркуляции, так почти нет движения воздуха, в такой «стоячей» атмосфере  $\text{CO}_2$  быстрее растворяется в атмосферной воде [103]. Углекислый газ, как отмечает Д. Педро [92], усиливает действие чистой воды на породу, общая же динамика поведения элементов (кроме железа) не меняется. Более того, атмосферные воды, насыщенные углекислым газом, не вызывают типичного латеритного разложения, а являются фактором образования белых бокситов или обеления ожелезненных бокситов, т. е. фактором, улучшающим качество бокситов. Обеление железистых бокситов происходит не только с участием углекислоты, но также и органических кислот в условиях влажного тропического леса. Особенно сильно обеление наблюдается под болотами, когда болотные воды фильтруются через латерит (Тихвин, Южный Тиман, Аркалык, Гвинея, Суринам, Гайана и др.).

Значение органического вещества в форме растительности проявляется в карстообразовании при формировании агрессивных свойств природных вод, в регулировании поверхностного стока, инфильтрации атмосферных осадков и в препятствии смыву глинистого мелкозема, закупоривающего поверхностные карстовые формы и расширенные тектонические трещины [136]. Установлено, что ведущую роль в выщелачивании карбонатных образований играют во всех климатических зонах (кроме

пустынь) биогенная углекислота в почве и органические кислоты, растворенные в атмосферной воде. В благоприятных же для бокситообразования ландшафтах влажных тропиков и субтропиков скорость растворения карбонатных пород особенно высока, в 4 раза выше, чем в Арктике; коррозионная активность природных вод резко увеличивается, интенсивность ее во влажных тропиках в 12 раз выше, чем в Арктике и Субарктике; интенсивность карстовой денудации во влажных тропиках благодаря органическому веществу в 72 раза превышает карстовую денудацию в пустыне, которую условно можно принять за 1 [163].

Таким образом, роль органического вещества в процессе бокситообразования существенна, особенно в перераспределении глинозема и перемещения его в другие ландшафтные обстановки, реконструкции которых есть основная задача научного прогноза бокситов. Значение перемещения глинозема следует учитывать не только в тропических и субтропических климатических зонах, но также и в умеренно влажной зоне с широким развитием торфяных болот. Кстати, известно, например, что миграция алюминия достаточно широко идет в почвах тундры, тайги в коллоидной форме агрессивных кислых вод. Многие тундровые и таежные почвенные растворы обладают кислотностью с рН от 3—3,5 до 4,5 (север Европейской равнины) и играют большую роль в карстообразовании.

В процессе выветривания горных пород и минералов принимают участие также и микроорганизмы — бактерии. Влияние их на образование легкомигрирующих соединений рассмотрено И. Г. Цюрупой [132]. Им подчеркивается, что разрушение многих алюмосиликатов (альбит, микроклин, глинистый известняк, биотит, амфиболовый сланец) в «стерильных» условиях идет слабее, чем с участием бактерий, стимулирующее значение которых велико — вынос элементов в растворы увеличивается в 2—3 раза. Порядок выноса элементов из зоны выветривания определяется в основном не характером действующих агентов, а структурой самих минералов. Проведенные исследования позволили прийти к выводу, что в природе выветривание идет не только химическим путем, но также и под воздействием биологических агентов.

Следует обратить внимание на присутствие повышенного содержания алюминия в зоне углей (например, до 22—38% в палеогеновых углях Дальнего Востока). Это можно объяснить тем, что глинозем мог поступать в торфяные болота из близлежащей коры выветривания, расположенной по периферии реконструированного болотно-лесного ландшафта. Подобное представление заставляет искать латеритные коры выветривания и бокситы где-то вблизи. Однако есть и другое решение. Геохимикам и биохимикам давно известно, что многие растения извлекают различные микроэлементы из почвы, на которой



произрастают. Более того, некоторые из них не могут существовать без определенного химического элемента, например, чай без алюминия (в золе чая до 20%  $Al_2O_3$ ). Подробно это разбирается в ряде специальных руководств. Здесь мы лишь обратим внимание на алюминий и сопутствующие ему элементы (железо, кремний, титан). По данным А. П. Перельмана [95], алюминий и титан принадлежат элементам слабого биологического захвата, кремний и железо — к элементам среднего захвата и слабого биологического накопления. Некоторые плауны содержат от 30 до 70% глинозема в золе, в золе граба Аджарии отмечено 16% глинозема, в корнях 48-летнего дуба — 10%, а в листьях — 1,6%. Слабо поглощают Al, Si, Ti, Fe лишайники. Есть данные о сильном поглощении алюминия травами и т. д. Таким образом, не исключен вариант, когда глинозем, обнаруженный в ряде угольных месторождений, обязан своим происхождением сугубо биохимическим процессам, не имеющим ничего общего с латеритной корой выветривания.

## О СОХРАННОСТИ БОКСИТОВ

Недостаточно образоваться и сформироваться залежи, нужно, чтобы она быстро и надежно захоронилась от последующего механического и химического разрушения. Это крайне необходимо еще и потому, что бокситовые тела сложены чаще всего мягкими, рыхлыми глинистыми породами, легко поддающимися воздействию проточной воды, воздуха, льда и других эндогенных и экзогенных факторов. Открытые залежи могут быть разрушены очень быстро, буквально на глазах.

Сохранность бокситорудных тел зависит от нескольких природных факторов: 1) тектонического, 2) эрозионного, 3) ледникового, 4) вулканического, 5) химического.

Тектонический фактор включает в себя пострудные деформации как складчатого, так и дизъюнктивного типа. Образовавшаяся залежь в последующие периоды складчатых эпох и орогенеза может быть интенсивно смята, передроблена, раскливажирована. Следует напомнить также, что складчатость, дробление пород, в особенности в геосинклинальных областях, сопровождается циркуляцией подземных вод разного химического состава. Вследствие регионального и контактового метаморфизма, а также воздействия этих вод бокситы могут быть сильно изменены — метаморфизованы, кальцитизированы, сидеритизированы, хлоритизированы, пиритизированы (девонские бокситы — колчеданы на Урале). В платформенных областях видную роль в сохранении или разрушении бокситовых тел играют пострудные пликативные и разрывные дислокации, а для бокситов мел-палеогенового времени — интенсивность и характер новейших движений. В настоящее время убедительно доказано, что благодаря сильным новейшим поднятиям на Си-

бирской платформе не смогли сохраниться от разрушения покровы латеритных бокситов, образовавшихся в мел-палеогенное время. Все надежды на открытия месторождений в этом районе сосредоточены на осадочных, ныне погребенных бокситах, приуроченных к тектонически опущенным блокам. Большое значение имеют также зоны долгоживущих разломов, именно в них как наиболее проницаемых зонах интенсивнее всего идут процессы выветривания (до 1000 м в районе Кривого Рога в рифее), а также надежнее всего могут сохраниться рудные тела бокситов, опущенные порой на большие глубины.

Эрозионный фактор сохранности залежи прост и понятен. Он действует отрицательно в пределах крупных долин рек, флювиогляциальных потоков. Там, где можно восстановить древнюю речную сеть в пострудное время, наиболее благоприятными условиями для сохранности залежей явятся естественно водораздельные пространства. Если участки возникновения залежи совпадут с междуречными площадями реконструированной речной сети последующих эпох, то значит эти участки будут самыми перспективными.

Ледниковый фактор по существу имеет то же значение, что и эрозионный. Разница заключается в том (и это важно), что ледниковый фактор действует в двух направлениях по отношению к бокситовой залежи — разрушительном и захороняющем. Зоны многократного материкового оледенения (в особенности по периферии) могли явиться зонами сильной экзарации в сочетании с разрушительной силой талых вод в периоды таяния ледников. В зонах же мелких локальных «мертвых» ледничков и в пределах перигляциальной области, где идет ледниковая аккумуляция, бокситовые тела могли остаться неповрежденными или слабо поврежденными. Мелкие ледники являлись броней для рудных тел. Броней, по-видимому, могли оказаться и даже мощные малоподвижные ледники, как это произошло на Кольском полуострове или Сибирской платформе, где хорошо сохранились от уничтожения древние коры выветривания.

Таким образом, изучение влияния оледенений на сохранность бокситов имеет первостепенное значение. В процессе геологической съемки, тематических работ и прогнозирования бокситов необходимо особое внимание уделять восстановлению палеогеографии ледниковых периодов (в частности, четвертичного). Основные поисковые работы следует вести на выровненных поверхностях, покрытых мореной местного, а иногда и покровного оледенений. В перигляциальной зоне действуют два взаимоисключающих фактора сразу, в глубоких карстовых депрессиях, котловинах могут сохраниться осадочные бокситы, однако здесь же, на водоразделах, вследствие холодного сухого климата мелкие карстовые бокситы могут механически легко разрушаться в результате мерзлотного растрескивания,



пылеобразования, развевания, солифлюкции, курумообразования и т. д.

Вулканический фактор сохранности бокситовых тел — один из самых надежных. Возникшие остаточные бокситы быстро перекрываются потоками лавы и устойчиво захороняют залежь от разрушения. Примерами такого типа залежей могут служить миоценовые бокситы Северной Ирландии, Шотландии, Восточной Австралии.

Химический фактор. Несмотря на то что бокситы представляют собой химически стойкий продукт в условиях латеритного выветривания, они тем не менее в поверхностных условиях земной коры подвергаются химическому и механическому разрушению. Г. И. Бушинский [25] подробно рассматривает ряд процессов, происходящих при химическом выветривании бокситов: 1) окисление сульфидной серы и закиси железа и марганца в минералах, 2) растворение и вынос карбонатов кальция и магния, 3) окисление органического вещества, 4) дезинтеграцию пород, 5) гидратацию и дегидратацию минералов окиси и гидроокиси алюминия и железа, 6) силикацию бокситов и вынос алюминия, железа, титана и других элементов гидролизатов. За исключением второй и третьей стадии, способствующих некоторому улучшению качества бокситов, все остальные действуют отрицательно на качество и размеры залежей. Чаще всего встречающейся стадией (Енисейский кряж, Аркалык, Южный Тиман, Тихвин, Арканзас и др.) является последняя — замещение бокситов каолинитом: под действием агрессивных болотных и торфяных растворов, обогащенных гумусом и кремнеземом, происходит с одной стороны вынос алюминия, железа и титана, а с другой — привнос кремнезема. Каолинизация бокситов происходит, как предполагает Г. И. Бушинский [25], в восстановительных условиях с присутствием органического вещества и сероводорода, вынос элементов — гидролизатов — в «форме органических или кремнийорганических комплексов в околонеutralной среде». Процесс каолинизации бокситов геохимически чрезвычайно сложен и еще очень слабо изучен, вероятной главной причиной его является все-таки ухудшение климатического режима в пострудное время (похолодание, аридизация). На Аркалыкском, Тихвинском, Южнотиманском и ряде других месторождений, например, можно встретить залегающие рядом высококачественные обеленные бокситы и белые сильно каолинизированные тела бокситов до каолинитов, внешне почти не отличимые между собой. Нет сомнения в том, что процессы обеления бокситов и их каолинизация в пределах одного и того же участка происходили в разное пострудное время под действием различных природных факторов (климата, рельефа, дренажа и др.) путем наложения одних процессов на другие. Восстановить эти процессы химического созидания и разрушения бокситов очень трудно, а

подчас и вовсе невозможно, определить же время разрушения еще труднее. Вопросы эти требуют пристального изучения, поскольку встречаются очень часто в практике и крайне важны при прогнозной оценке бокситоносности того или иного района.

Напомним еще раз, какую важную консервирующую роль играет кираса (железный панцирь), продукт инфильтрации гидроокислов железа, кремнезема и иногда глинозема в верхние горизонты земной коры в условиях жаркого переменного влажного климата саванны. Породы кирасы чаще всего необыкновенно твердые, плотные, хорошо предохраняют бокситы от разрушения. Мощность их достигает часто 25 м и более (обычно 3—5 м). Ряд исследователей выделяет несколько горизонтов кирас, образующихся одни за счет других, подчеркивая тем самым долгий и сложный процесс их формирования [148]. Возникновение их обязано аридизации климата. Не исключено, что многие открытые бокситовые месторождения мира сохранились долгое время (века) благодаря наличию кирасы. Так, по крайней мере, считает Р. Меньян [170].

---

Анализируя роль главнейших природных факторов, определяющих образование, размещение и сохранность бокситов, можно сделать следующие выводы:

1. Многие из природных явлений, происходящих на поверхности Земли, непосредственно или косвенно влияют на бокситообразование. Некоторые из природных факторов являются главными (климат, формы рельефа и состав субстрата), другие — второстепенными (тектонический режим, характер дренажа, текстурные особенности субстрата), третьи лишь принимают участие в химическом перераспределении бокситового вещества при формировании латеритной коры и осадочных залежей бокситов (органические кислоты, углекислый газ, микроорганизмы и др.).

2. Для распознавания благоприятных условий образования и накопления бокситов в прошлые геологические эпохи необходимо прежде всего выяснить конкретные палеоландшафтные провинции, зоны, ландшафтную обстановку района на анализируемое время. На многих месторождениях мира сейчас установлено, что бокситоносные горизонты, толщи — весьма сложные по составу и строению геологические образования. Они формировались одновременно в различных ландшафтных обстановках. Параллельно с главной стадией латеритизации материнских пород бокситоносные породы испытывали переотложения, поэтому мы нередко встречаем в одном и том же месторождении наряду с элювиальными хемогенно-осадочные, делювиальные и аллювиальные образования бокситов. Реконструирован-



ные ландшафты и микроландшафты (фации, урочища) позволяют предсказать условия бокситообразования.

3. Планетарная климатическая зональность предопределяет характер размещения главных бокситообразующих ландшафтных зон на Земле — зон влажных тропиков и субтропиков и прилегающих областей влажных саванн. Атмосферные циркуляции и морские течения в сочетании с основными типами рельефа являются основными природными факторами, образующими провинциальные климаты. Последние же определяют локализацию ландшафтных провинций, областей, существование которых необходимо для возникновения бокситоносных провинций. Микроклиматические условия способствуют формированию микроландшафтов, благоприятных в свою очередь для образования концентраций и захоронения бокситовых месторождений или проявлений.

4. В различных климатических поясах (зонах) в настоящее время и в геологическом прошлом значимость некоторых природных факторов в бокситообразовании неравнозначна. В зонах с климатическим режимом, отвечающим современным влажным тропикам, для образования месторождений бокситов благоприятными могут быть достаточно разнообразные формы рельефа, довольно большой комплекс пород субстрата, широкие пределы интенсивности тектонического режима. Широкий диапазон одних и тех же природных факторов компенсируется здесь высоким гидротермическим режимом. В зонах с субтропическим климатом благоприятными будут лишь пористые субстраты с малым содержанием кремнезема (известково-щелочные и щелочные основные породы), выравненные педипленизированные поверхности в горных местностях или слабо всхолмленные равнины и невысокие плато, спокойное неизменное воздымание территории, сопровождаемое обильным увлажнением на прогреваемых склонах и хорошим дренажем горных пород и т. д. Наконец, в зонах тепло-умеренно влажного климата благоприятными для латеритного выветривания будут уникальные ландшафтные обстановки с щелочным высокоглиноземистым сильно пористым или трещиноватым субстратом (нефелиновые сиениты, анортозиты, туфы и пеплы основного состава), расположенным на хорошо прогреваемых и обильно увлажненных выровненных платообразных поверхностях с хорошими условиями дренажа. Несмотря, однако, на стечение всех самых благоприятных природных обстоятельств, образование крупных месторождений высококачественных бокситов вряд ли возможно в условиях первичной саванны, в тепло-умеренной или средиземноморской климатической зоне. В лучшем случае могут возникнуть мелкие месторождения или проявления бокситов с высоким содержанием железа и кремнезема. Чаще в этих зонах происходит просто гибситообразующий процесс, как в Аджарии [38], Анголе [148, 183 и др.].

5. Очевидно, с кембрия и до наших дней включительно бокситы образовывались непрерывно. Не было и не могло быть планетарных эпох бокситообразования, поскольку не существовало каких-то неведомых нам глобальных специфических условий. Уже с фанерозоя возникла климатическая зональность, подобная современной, состав атмосферы и вод Мирового океана были также близкими к современным и, следовательно, начиная с этого времени, процессы бокситообразования и формирования месторождений подчинялись тем же природным факторам, что и в кайнозое — современную эпоху. Бокситы распространены по всей «стратиграфической шкале», с раннего кембрия и вплоть до настоящей эпохи, однако крупнейшие запасы их относятся к кайнозою, частично к раннему карбону. Подобное явление обязано, вероятнее всего, условиям сохранности. Это особенно показательно для кайнозойских бокситов, составляющих 95% мировых запасов.



## МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В основу палеогеографического анализа с целью прогноза бокситов положен историко-геологический принцип, согласно которому прогноз на бокситы можно осуществить при возможно более полном представлении об общих закономерностях геологического развития исследуемой территории. Иначе говоря — когда будут достаточно ясны геологическая обстановка, тектонический режим, климатические и палеоландшафтные условия на прогнозируемый интервал времени. Только при этом условии можно проанализировать главнейшие природные факторы, влияющие на бокситообразование, выявить геолого-географические предпосылки, потенциально перспективные на бокситы территории.

Палеогеографический метод прогноза бокситоносности необходим при предварительной оценке слабо изученных и полностью не исследованных территорий на бокситы.

Составление прогнозных карт включает в себя выявление геолого-географических предпосылок бокситообразования и графическое отображение их на палеогеографических картах и схемах. Исходным моментом в палеогеографическом прогнозировании бокситов является предварительный анализ геологических формаций региона с целью установления геохронологических интервалов (древних эпох), потенциально перспективных на бокситы. Главными признаками для выбора указанных эпох в геосинклинальных областях являются: широкое развитие карбонатных формаций, наличие внутри них стратиграфических перерывов и рифогенных известняков в основании последних. В пределах древних и молодых платформ не обязательно должны присутствовать карбонатные формации. Потенциально перспективными здесь в первую очередь будут эпохи региональных континентальных перерывов с широким развитием остаточных кор выветривания, пестроцветных и мономиктовых терригенных формаций, образованных за счет переотложения продуктов выветривания. Для подвижных участков платформ определяющими могут быть признаки геосинклинальных и платформенных областей. Чаще всего в пределах этих геологических структур перспективными на бокситы могут быть эпохи образования паралических угленосных формаций, парагенетически связанных с карбонатной седиментацией.

На интервал геологического времени, потенциально перспективный для бокситообразования, составляются палеогеографические схемы и карты с элементами прогноза бокситоносности. Это в сущности камеральные исследования, сопровождаемые небольшим объемом полевых работ — полевыми досмотрами (с

попутными поисками бокситов). В процессе камеральных исследований систематизировались и обобщались геологические материалы (включительно до 1978 г.). Анализу подвергались любые работы, в которых содержались хоть какие-либо сведения, касающиеся проявления в геологической летописи природных факторов, влияющих на образование и сохранность бокситов. К ним относятся в первую очередь: состав парагенетических рядов формаций исследуемой, предшествующей и последующей геологических эпох; наличие внутри них и между ними стратиграфических перерывов и связанных с ними пестроцветных образований и кор выветривания; систематический состав ископаемых органических остатков; присутствие продуктов гипергенеза. Учитывались также сведения о принадлежности исследуемой территории к определенным тектоническим областям, ее положение относительно древних океанических бассейнов на рассматриваемое время, данные о палеорельефе и др. Систематизация этих материалов послужила основой для составления палеогеографических карт с графическим отображением на них геолого-географических предпосылок бокситообразования.

Рассматриваемые нами ниже районы — Таймыр, северная часть Сибирской платформы (в том числе и Тунгусская синеклиза), Северо-Восток и юг Дальнего Востока СССР (Приморье) — различны по геологическому строению и истории геологического развития. Поэтому подход к палеогеографическим реконструкциям этих районов существенно отличен, а следовательно, в основу прогнозирования могут быть положены различные теории и гипотезы бокситообразования. Например, на слабо изученные территории, такие, как бассейны рек Колымы и Индигирки (Северо-Восток СССР), для среднего палеозоя недостаточно было ограничиться одной-двумя геохронологическими интервалами, необходимо было проанализировать несколько эпох, начиная от ордовика и кончая ранним карбоном. Здесь ведущая роль в возможном бокситообразовании отводилась вулканизму (согласно гипотезе А. С. Калугина). Для прогноза бокситов Сибирской платформы анализировалась лишь одна эпоха — мел-палеогеновая, в основу прогнозирования положена теория латеритного бокситообразования.

В палеогеографическом прогнозировании бокситов применены методы, в целом широко используемые в геологических исследованиях. Однако каждому из них придавалась специфическая «направленность», на выявление различных аспектов бокситообразования: климат и его влажность, тектонический режим, геохимическая среда, условия дренажа, степень химического разложения алюмосиликатных пород и т. д.

Составление палеогеографических карт производилось по известному методу коррелятных палеорельефу осадков, и вряд ли следует подробно на нем останавливаться. При составлении многочисленных геологических разрезов по скважинам, естест-



венным обнажениям и горным выработкам качество и детальность палеогеографических реконструкций зависят от количества анализируемых разрезов. В колонках разрезов, наряду с литологическим составом отложений, наносятся минеральные ассоциации и породы — индикаторы климата, геохимической среды осадконакопления и фациальной обстановки, остаточные и переотложенные коры выветривания и их состав, фауна, флора. Одновременно составляются и анализируются профили кор выветривания. Впоследствии все эти данные с помощью условных знаков наносятся на палеогеографические карты.

Прежде чем непосредственно приступить к составлению палеогеографических карт, схем, эскизов необходимо увязать между собой разнофациальные разновозрастные комплексы пород среди изученных стратиграфических разрезов. Далеко не всегда удается успешно справиться с этой задачей, так как нередко бывает трудно определить возраст по имеющимся фаунистическим остаткам, абсолютный возраст редко дает однозначный ответ (особенно основных изверженных пород). Часто органические остатки вообще отсутствуют, и даже если они имеются, то в фациально различных отложениях обычно представлены неодинаковыми формами. Эти трудности ограничивают выделение кратковременных разновозрастных комплексов в фациально разнородных отложениях, что создает некоторую условность в палеогеографических построениях. В этом случае приходится выбирать более крупные геохронологические единицы, реконструируя при этом ландшафтную обстановку в обобщенном виде. Для корреляции различных по литологическому составу толщ можно использовать данные по их минеральному составу.

Наравне с общепринятыми приемами составления палеогеографических карт, одним из авторов данной работы В. М. Сергиенко был применен более совершенный метод на отдельные отрезки времени для территории Приморского края. Сущность его заключается в том, что по подошве лавовых покровов восстанавливается палеорельеф предлаваовой эпохи, приведенный к современному гипсометрическому положению. Иначе говоря, строится гипсометрическая схема (упрощенная структурная карта) по подошве покрова лав, близких по возрасту времени предполагаемой эпохи латеритного выветривания. Зная величину дифференциальных перемещений этого покрова за отрезок времени от момента его становления до настоящего времени, можно восстановить характер бывшего рельефа, его абсолютные и относительные превышения.

В палеогеографическом анализе использован ряд других методов: аэрометоды, морфометрические и геофизические. Назначение их состоит главным образом в детализации основных форм палеорельефа и выяснении условий сохранности предпо-

лагаемых бокситорудных залежей в современном рельефе. Более широкий круг вопросов решался полевыми исследованиями.

Аэрометоды прочно вошли в арсенал геологическо-геофизических работ. В первую очередь это относится к дешифрированию аэрофотоматериалов, чаще черно-белых, редко — цветных и спектрзональных. Анализ аэрофотоосновы с использованием различных косвенных дешифровочных признаков позволяет не только различать отдельные стратиграфические или тектонические объекты, но также дает возможность выявлять древние, ныне захороненные структуры или погребенный рельеф. Иначе говоря, дешифрирование аэрофотоматериалов, произведенное в комплексе с геофизическими, морфометрическими и обычными геологическими методами исследования, дает возможность с большей надежностью реконструировать древние бокситообразующие ландшафты регионов, выбранных для прогнозной оценки.

Кроме того, использование материалов аэросъемки ведет к сокращению объемов дорогостоящих буровых и геофизических работ. Как показали наши исследования, в условиях Сибирской платформы, Северо-Востока СССР и сопредельных территорий Востока СССР средствами комплексного анализа аэрофотоматериалов может быть решен ряд необходимых задач применительно к палеогеографическому прогнозу бокситов. Прежде всего это относится к уточнению конфигурации форм и строения погребенного рельефа. На севере и юго-западе Сибирской платформы широко развиты четвертичные образования, под которыми могут быть погребены продуктивные бокситоносные отложения палеогена и верхнего мела, выполняющие древние котловины. Выявление дорудного предкайнозойского рельефа — главная задача прогноза этих районов. По особенностям распределения деллей, ручьев, мелких, невидимых на топооснове коленообразных перегибов водотоков, скоплениям озер, по характеру структурных террас, солифлюкционных и оползневых образований и ряду других дешифровочных признаков удается выделить борта древних (кайнозойских или позднемеловых) котловин, у подножий склонов которых вблизи латеритных бовалей могут быть захоронены бокситорудные тела осадочного происхождения (западный борт Сибирской платформы, Муруктинская котловина и др.).

На аэрофотоснимках нередко (север Сибирской платформы) хорошо различаются крупные погребенные закарстованные зоны, приуроченные по-видимому, к участкам древних поднятий. Погребенные крупные карстовые формы могут быть использованы для палеогеографического прогноза бокситов.

Дешифрированием аэрофотоосновы хорошо выявляются разрывные нарушения, их системы и ранги, а также пространственные и временные соотношения со складчатой структурой. Разрывы или трещиноватость пород отлично выявляются даже



на материалах слабого качества. Значение их в прогнозировании изложено выше и повторяться здесь вряд ли следует. Выявление разрывов решает вопросы блоковой тектоники, имеющей важное значение в палеогеографических реконструкциях и в прогнозе, особенно в пределах тектонически подвижных областей типа Сибирской платформы, Сихотэ-Алиня, бассейна рек Колымы и Индигирки, Таймыра и др.

Аэрофотоматериалы служат хорошим средством распознавания и уточнения положения отдельных границ при построении палеовулканических, фациальных, палеогеографических схем и карт. На аэрофотоснимках можно видеть положение линейных структур, локальных поднятий и впадин новейшего времени, позволяющее оценивать условия сохранности остаточных бокситов в пострудное время. При их анализе большое значение придается поверхностям выравнивания, остаточным педиplanationам, характеру нагромождения моренных валов, флювиогляциальным формам (камы, озы) и др. Эти формы рельефа можно отдешифрировать (при большом опыте) по специфическому фототону и конкретному фоторисунку на снимках. А. А. Звягельскому (объединение «Аэрогеология»), например, удалось на основании тончайших нюансов фототона, рисунка гидросети выявить в районе Тихвинского бокситоносного района под четвертичными образованиями дорудный рельеф визейского возраста (овражно-балочная сеть), возможно выполненный осадочными бокситами визе. Интересные результаты с применением аэрометодов получены И. А. Сычевым [123] при расшифровке погребенных уступов и палеодолин в рельефе карбонатного ложа девона и карбона Липецкой области.

Дешифровочные признаки поверхностей выравнивания наиболее выразительны во внеледниковых зонах; при значительных мощностях покровных образований обязательен анализ картографических и геологических материалов.

Отмечая большую роль аэрометодов в составлении палеогеографических схем или карт на бокситы, тем не менее, бокситовые залежи на территории СССР непосредственно распознать на аэрофотоматериалах невозможно, какого бы масштаба они ни были. Это объясняется прежде всего тем, что в нашей стране развиты в подавляющем большинстве месторождения осадочных бокситов. Они обычно погребены под толщей таких же глинистых или песчано-глинистых пород. Отграничить маломощное рудное тело бокситов от сходных по литологическому составу вмещающих пород не только на аэрофотоснимках, но и на местности нередко не представляется возможным. Отдешифрировать можно только на цветных спектрзональных снимках лишь остаточные латеритные бокситы, расположенные на открытых поверхностях выравнивания, как, например, на бовалях в зонах вторичных саванн Африки, Австралии и Индии.

Морфометрические методы улучшают качество палеогеографического прогнозирования. Использование их необходимо только в сочетании с аэрометодами и другими геолого-геофизическими исследованиями. Как и аэрометоды, они экономичны.

По существу, всякий анализ топографических карт включает в себя морфометрические и морфографические методы изучения рельефа. Морфометрические методы находят широкое применение при палеогеоморфологических исследованиях, а также при изучении новейших и современных тектонических движений [128]. Существуют различные методы в морфометрии: 1) обобщенных горизонталей, 2) базисных поверхностей, 3) блоковых структур, 4) профилирования, густоты трещиноватости, глубины расчленения и др. Каждый из них применяется для решения конкретной задачи; желательно наложение одних методов на другие. Причем крайне полезно использование топоосновы разного масштаба. Например, на картах среднего масштаба рельефнее вырисовывается общая картина древней речной сети, древнего палеорельефа; на крупномасштабных картах лучше видны возможно погребенные карстовые полости, палеоовраги и мелкие долины. Поэтому, соответственно заданному масштабу работ, и следует отображать на палеогеографических схемах и картах бокситообразующие элементы искомого ландшафта данного геологического времени. Для прогнозирования в масштабах среднем и мелком, как нам представляется, на примере Сибирской платформы лучше использовать метод обобщенных горизонталей и густоты трещиноватости. Первый из них позволяет довольно быстро в самых общих чертах обрисовать древнюю (мел-палеогеновую) гипсометрию с котловинами, долинами, холмами в пределах большой территории (север Сибирской платформы), второй — намечает зоны, пояса устойчивого прогибания или поднятия. На карте густоты трещиноватости хорошо трассируются долгоживущие зоны разломов — показатели потенциальных линейных бокситовых залежей, а также определяющие характер блоковых подвижек: в опущенных блоках следует искать осадочные бокситы, на поднятых — остаточные бокситы.

Ценные данные в расшифровке палеорельефа могут дать геофизические методы исследований, особенно это касается закрытых территорий. Более эффективными являются электроразведочные и магнитометрические работы, в несколько меньшей степени гравиметрия и очень редко сейсмические исследования. Разумеется, что без заверочного бурения надежных результатов от геофизических методов получить трудно.

Различие в электропроводности между однородными рыхлыми наносами и подстилающими коренными плотными породами дает возможность успешно применять для определения палеорельефа, мощности наносов метод вертикального элект-



трического зондирования (ВЭЗ). Рыхлые, насыщенные влагой четвертичные или вообще кайнозойские образования обычно обладают меньшим электрическим сопротивлением, чем плотные коренные породы. Соотношение электропроводности рыхлых молодых наносов и коренных пород позволяет выяснить докайнозойский рельеф, его строение, форму, конфигурацию, столь необходимые для палеогеографической оценки бокситоносности. Особенно хорошие результаты метод ВЭЗ дает в поле развития карбонатных пород, в областях возможного карстообразования (юго-запад, север и юг Сибирской платформы, Колымская низменность). Истолкование данных электропрофилирования затрудняет присутствие внутри рыхлых образований других низкоомных пород, в условиях Сибирской платформы отрицательно сказываются экранирующее влияние траппов и островная мерзлота.

Методы магниторазведки наиболее часто используются в качестве поисковых приемов для обнаружения и оконтуривания рудных тел, в частности бокситов, содержащих почти всегда окислы железа. Существенным компонентом в бокситовых рудах являются магнетит, титаномagnetит, гематит, обладающие высокими магнитными свойствами. Подобные бокситовые залежи лучше всего читаются среди чистого карбонатного поля, не имеющего тел другого происхождения (дайки и sillы траппов), как это имеет место в Прибайкалье. Умение отбраковать «бокситовые» или «железистые» аномалии от непродуктивных тел под силу опытным интерпретаторам. В настоящее время геофизиками г. Красноярска проводятся опытные исследования по типизации аномалий бокситового типа. Большую помощь оказывают высокоточные аэромагнитные исследования крупного масштаба для решения не только поисковых, но и палеогеографических задач. Так например, крупномасштабная аэромагнитная съемка в Северо-Онежском бокситорудном районе позволила косвенно, через рельеф кристаллического фундамента, отобразить в плане дорудный рельеф [1]. Подобные исследования велись и в Приангарье для выявления древнего карстового и карстово-долинообразного рельефа [89].

Гравиметрические исследования могут содействовать восстановлению древнего рельефа на больших территориях и дать региональную картину погребенного рельефа в закрытых районах страны. Для этого необходимо, чтобы искомая поверхность рельефа были границей раздела рыхлых неконсолидированных пород и метаморфизованного осадочного или интрузивного комплекса. Подобные случаи мы наблюдаем нередко при условии наличия крупного углового или стратиграфического несогласия в основании кайнозойских или мезо-кайнозойских котловин (Амуро-Зейская депрессия, кайнозойские котловины Дальнего Востока и Северо-Востока СССР, Муруктинская и Аганыйлийская котловины на севере Сибирской платформы и

многие другие). Плотностная характеристика рыхлых неморфизованных осадков (пески, глины) будет намного ниже кристаллических или карбонатных осадочных пород.

Сейсмические работы желательно проводить, используя МПВ, причем только для подтверждения сложнопостроенного древнего рельефа, опущенного на большую глубину (КМА, Белгородский район, СУБР). Для выявления близповерхностного палеорельефа обзорного характера в настоящее время этот дорогостоящий метод не применяется.

Интересные результаты можно получить при аэрогамма-спектрометрических исследованиях при выявлении выходящих на поверхность бокситовых залежей [67, 101].

Камеральные исследования сопровождалась полевыми работами. Они в значительной мере способствовали более глубокому изучению геологического строения. Исследования велись на заранее намеченных опорных разрезах, одновременно производились поиски бокситов и парагенетически связанных с ними гипергенных образований («пород — спутников»).

Исследования узловых объектов производились главным образом на хорошо обнаженных участках в пределах Таймыра, Тунгусской синеклизы и Приморья; проводился детальный отбор образцов пород на различные виды анализов — шлифы, химический, термический, рентгеноструктурный и др.

Основными объектами исследования являлись опорные стратиграфические разрезы, залежи бокситов и каолиновых глин, коры выветривания, дизъюнктивные и складчатые нарушения, карстовые явления в карбонатных породах; большое значение придавалось изучению рифогенной природы известняков и доломитов. Изучались литологический состав и текстурные особенности толщ и контакты между ними. При этом особенного внимания заслуживают стратиграфические перерывы как между разновозрастными отложениями, так и внутри них. Наиболее интересными могут быть перерывы: 1) в карбонатных толщах по контакту с глинистыми породами, 2) в вулканогенных образованиях с признаками кор выветривания среди покрова лав, 3) между вулканогенными и перекрывающими карбонатными, угленосными и глинистыми толщами. Кроме этого подлежали обязательному анализу любые приразломные зоны и зоны трещиноватости, элементы кливажа, складчатых структур и все прочие факторы, контролирующие сохранность возможных залежей.

Изучение залежей бокситов, каолиновых глин и других гипергенных образований предусматривало выяснение соотношения их с породами почвы и кровли, морфологии залежей и характера выдержанности по простиранию. Эти особенности указывают на палеогеографические условия образования и захоронения исследуемых геологических тел. Например, сложные по своему строению бокситовые залежи, имеющие крутые, в



«клин», или постепенные контакты с синхронными рифогенными известняками, перекрытые слоистыми битуминозными либо углистыми карбонатными породами, свидетельствуют о карстовом типе геосинклинальной природы бокситов. Это указывает на формирование последних в обстановке мелководных рифовых лагун; бокситы и бокситоподобные породы, выполняющие карстовые западины, как экспонированные так и погребенные под континентальными образованиями, характеризуют условия континентального режима с интенсивным латеритным выветриванием в период своего образования (Сибирская платформа).

На площади развития древних кор выветривания с целью реконструирования рельефа при полевых исследованиях необходимо выяснить особенности распространения, возраст, мощность, геохимический тип и минеральный состав древних (экспонированных и погребенных) кор выветривания. Кроме этого, определить также литологический состав коренных пород, на которых были сформированы рельеф и кора выветривания.

Особую проблему в полевых исследованиях составляли поиски бокситовых залежей в области распространения четвертичных ледниковых образований. Общепринятый метод поисков полезных ископаемых по потокам рассеяния, подробно изложенный в ряде руководств, в частности в книге Ю. А. Билибина [13], в данном случае не является универсальным. Он может дать лишь самое общее представление о распространении бокситов в пространстве. Этот метод привел к открытию Северо-Сибирской бокситоносной провинции [88], однако он не может дать ответа на вопрос о местоположении источников бокситовых обломков, рассеянных в аллювии рек. Более рационален в этом случае будет, вероятно, обломочный метод в сочетании с анализом ледниковых форм рельефа. Зависимость количественного распределения обломков бокситов по отношению к ориентировке конечных морен, камов, озов, друмлинов, к направлению флювиогляциальных потоков и ледниковых шрамов может дать указание на то, где находится возможный источник бокситов (на Сибирской платформе — котловины, карстовые полости, выполненные осадочными бокситами, либо реликты латеритной коры выветривания). Этот источник должен находиться в направлении, противоположном движению ледника той эпохи, когда была отложена морена, включающая бокситовые обломки.

Следует отметить, что сколько-нибудь значительная концентрация обломков руды наблюдается лишь на небольшом расстоянии от места ее коренного залегания. В пределах области материкового оледенения четкий конус рассеивания их прослеживается на расстоянии около 20 км от места залегания рудного тела, после чего наблюдается значительное разубоживание обломочным материалом пустой породы, и границы кону-

са затушевываются [79]. В случае с бокситами имеет место, очевидно, та же закономерность. Вряд ли столь слабоустойчивые к истиранию породы как бокситы могли уцелеть, пройдя расстояние больше 20—30 км, даже учитывая то, что они были впаены в лед. В этой связи вполне очевидно, что рассеянные на большой площади севера Сибири (бассейн р. Котуй) обломки бокситов имеют местный источник, залегающий вернее всего в многочисленных глубоких карстовых полях, котловинах, полостях.

Полезные сведения о конфигурации древнего, дорудного рельефа можно получить также при анализе не только направления движения ледников, но также и динамики движения их. Л. Л. Исаевой [48] на примере Северо-Сибирского оледенения отчетливо показаны участки возможного древнего (мел-палеогенового) рельефа по характеру распределения ледниковых языков в конечно-моренном поясе.

Широкое развитие процессов солифлюкции в пределах рассматриваемых нами районов Востока СССР обуславливает своеобразные приемы поисков бокситов и выявления древнего рельефа. Во множестве методических руководств по поискам россыпных полезных ископаемых подробно говорится о том, как и где целесообразнее проводить поиски по делювию, солифлюкционным и другим склоновым образованиям. Все это в равной степени относится и к бокситам.

Аэровизуальный метод изучения того или иного района раскрывает большие возможности широкого обзора местности на больших площадях. Аэровизуальные наблюдения гармонически дополняют метод дешифрирования аэрофотоснимков и одновременно являются необходимым «подспорьем» при полевых работах, уточняющим целесообразность проведения маршрутов.

С помощью аэровизуальных наблюдений при составлении палеогеографических карт, прогноза на бокситы, схем можно обнаружить различия в геоморфологии больших территорий, проверить выделенные при дешифрировании снимков отдельные границы депрессий, заполненные рыхлыми наносами, установить детали разрывной тектоники, пользуясь изменением высоты полета, получить возможность делать необходимые перспективные и плановые аэроснимки при помощи ручной фотокамеры и др. Полезно производить аэровизуальные наблюдения как в начале, так и после полевых работ, корректируя и обобщая наземные наблюдения.

Аэровизуальное изучение объектов желательно сопровождать авиадесантными работами на вертолетах. Большую помощь они оказывают при поисках бокситов обломочным методом в морене или аллювии на больших площадях. Именно этим методом на вертолете МИ-4 была оконтурена геологами объединения «Аэрогеология» Северо-Сибирская бокситоносная



провинция [83]. Авиадесантные поиски во много раз ускоряют региональное оконтуривание бокситоносных зон, провинций. Они обходятся значительно дешевле наземных поисков.

О качестве бокситов и бокситоподобных пород, обнаруженных среди обломочного материала аллювия и ледниковых образований в линзах или других проявлениях, их генетической природе можно судить по данным химических анализов, характеризующих процентное содержание в бокситах глинозема, связанного или свободного. Без химических анализов изучение бокситов немыслимо. Бокситы, как правило, очень трудно отличить от вмещающих пород — цвет, структура и консистенция их самые разнообразные и сходные с последними. В северной части Кореи, например, бокситы черные и по облику близки долеритам, белые бокситы совершенно неотличимы от каолинитов. Поэтому только химические анализы в совокупности с термическими, рентгеноструктурными, а также петрографическое изучение могут дать достоверное определение качества бокситовых пород, их минерального состава и генезиса, которые в свою очередь дают неоценимый материал для палеогеографического прогноза региона. Различным видам анализа подвергнуты все глинистые породы, содержащие железистые минералы, пестроцветные породы, оолитовые разности и др.

---

## ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ПРОГНОЗА БОКСИТОНОСНОСТИ

---

При палеогеографическом прогнозировании бокситоносности прежде всего необходимо установить, в какой климатической обстановке накапливались толщи выбранного стратиграфического интервала исследуемого района. Климат должен быть очень влажным и жарким (влажные тропики и субтропики), причем независимо от того, переменен или постоянно влажным. Температура и влажность, характеризующие главные черты климата, предопределяют в свою очередь степень дренажа и интенсивность химического разложения субстрата. Это — решающие факторы, влияющие на процессы выветривания горных пород, а также на процессы миграции и мобилизации бокситового вещества.

Для определения климатической обстановки исследуемой территории используются в этом случае известные палеоклиматические построения Н. М. Страхова [121], В. М. Сеницына [111] и др. Кроме того, на картах показываются соответствующие конкретные геологические элементы, отражающие климатические обстановки (породы и минералы — индикаторы, флора, фауна, палеотемпературы), определенные изотопным методом, учитываются также данные определений палеоширот палеоманнитным методом. На процесс латеритизации и степень его интенсивности сильное влияние оказывают провинциальный и местный микроклимат и некоторые климатические элементы, как, например, относительная влажность и др. [156]. Фактор микроклимата мог быть решающим при образовании мел-палеогеновых бокситов Сибири, Северо-Востока СССР и Приморья.

В истории тектонического развития той или иной территории одни из этапов интересны с точки зрения бокситообразования, другие — бесперспективны. В пределах платформенных областей несомненно, перспективными на бокситы следует считать крупные, охватывающие целые материки эпохи континентального выветривания (ранний карбон, поздний триас — ранняя юра, поздний мел — палеоген). В геосинклинальных областях бокситообразование происходило обычно на ранней и средней стадиях развития и связано исключительно с седиментацией карбонатных и карбонатно-глинистых отложений. На орогенных стадиях развития, характеризующихся накоплением мощных молласовых толщ, процесс формирования бокситов вряд ли возможен. Многие исследователи считают, что наиболее благоприятным является инверсионный этап развития гео-



синклинальных областей, когда четко определяются внутренние поднятия, возникают кордильеры, проявляется вулканизм, на дневную поверхность выводятся магматогенные породы ранних стадий развития, начинают накапливаться мощные карбонатные толщи, образуются рифы и другие коралловые постройки. С таких позиций несомненный интерес представляет ордовик — раннекаменноугольный этап развития геосинклинальных областей Дальнего Востока, Северо-Востока СССР.

Важной особенностью «карстовых» (средиземноморский тип) бокситов является их парагенез с терригенными полимиктовыми толщами (флиш, пелагические карбонатные илы, тонкослоистые известняки). Поэтому становятся понятными те бесплодные попытки найти вблизи «карстовых» бокситов латеритные коры выветривания.

В пределах платформ и геосинклинальных областей на палеогеографических схемах и картах должны быть выделены крупные структурно-фациальные зоны, разделенные долгоживущими разломами; отражены палеогеографические обстановки (ландшафты) осадконакопления, а также характер рельефа и субстрата — важных факторов, определяющих размещение бокситоносных провинций и локализацию бокситовых месторождений.

Нанесение состава пород на палеогеографические карты необходимо прежде всего для ясного представления, на каком литологическом субстрате и в пределах каких форм рельефа могли сформироваться остаточные латеритные бокситы.

Морфология рельефа определяет тип и скорость выветривания, интенсивность дренажа горных пород, т. е. факторов, которые указывают на возможность образования латеритных бокситов. Формы рельефа могут быть созданы до возникновения бокситов. Важно при этом знать, какова возможность сохранности осадочных бокситов, где могли располагаться источники глинозема при их образовании, где наиболее вероятно выпадение глинозема в осадок из растворов и т. п.

Анализ дорудных форм рельефа месторождений осадочных бокситов показывает, что накопление глинозема происходило в долинах, воронках, рвах, карстовых углублениях, эстуариях, в мелководных лагунах моря и др. Накоплению элювиальных бокситов в горах благоприятствуют пологие ступенчатые склоны (педиплены), в других регионах — плоскогорье (плато) и слабосхолмленная равнина. Масштабы и возможности сохранности этого типа бокситов не одинаковы. Ловушками являлись заболоченные углубления, мелкие озера, периодически залитые долины рек, лагуны. Особое значение имеет карстовый рельеф на карбонатных породах, карстовые впадины — самые надежные отстойники свободного глинозема, выявление древнего карстового рельефа — первоочередная задача при поисках бокситов.

В областях с широким распространением покровных ледниковых, аллювиальных кайнозойских образований (как на севере Сибирской платформы) активность процессов карстообразования в первую очередь зависит от их мощности и состава. Проницаемые покровные отложения небольшой мощности практически не препятствуют дренажу подстилаемых толщ, особенно в тропических областях, под ними обычно активно развиваются процессы выщелачивания и нередко образуются крупные карстовые формы. Там, где рыхлые отложения маломощны и водопроницаемы, под ними в горной породе образуются конусообразные карстовые воронки, по мере накопления покровных образований, их уплотнения, оглинения они становятся непроницаемыми для воды; однако по бортам воронки процесс продолжается. В результате воронка приобретает чашеобразную форму с плоским дном и выпуклыми склонами [138].

При составлении карт следует обращать особое внимание на угленосные фации, в основании которых часто сохраняются переотложенные продукты выветривания, представляющие интерес для поисков бокситов в пределах подвижных участков платформ (палеозойские угленосные толщи Китая, США, Тунгусской синеклизы, мел-палеогеновые и палеогеновые угленосные толщи Дальнего Востока, Северо-Востока СССР, Сибирской платформы и др.).

Наряду с выделением благоприятных комплексов пород на палеогеографических картах и схемах должны быть показаны комплексы, неблагоприятные для поисков бокситов.

Одним из важных критериев для выявления бокситовых залежей является присутствие кор выветривания (остаточных или продуктов их переотложения). Изучение кор выветривания помогает реконструировать формы рельефа, установить связь между формами рельефа и геологическим строением региона. В связи с этим на картах выделяются площади, где развиты коры выветривания и связанный с ними комплекс рыхлых отложений. Для района, перспективного на остаточные и переотложенные бокситы, важно: а) сохранение от размыва пенеплена с корами выветривания, б) наличие развитой мощной пестроцветной коры выветривания на алюмосиликатных породах со следами гиббситизации (или даже без нее), в) наличие впадин, выполненных каолиновыми глинами с примесью углестого вещества, г) наличие развитого благоприятного для бокситизации малокварцевого субстрата, д) присутствие карбонатных пород — осадителей глинозема, создающих щелочную среду, лишенных терригенного мусора. Особое внимание следует обращать при составлении карт на переотложенные продукты коры выветривания, в особенности если они встречаются в основании полимиктовых угленосных отложений. Чаще всего бокситоносные отложения в условиях подвижных участков



платформ образуются в самый начальный период формирования угленосных отложений.

Во многих месторождениях бокситам сопутствуют осадочные бобовые железные руды, лептохлоритовые породы, горизонты огнеупорных глин типа флинтклей, слои каолинита, желваковые проявления марганца и др. Все это должно быть отражено на палеогеографических картах.

При составлении палеогеографических карт и схем вулканических областей для прогноза бокситоносности необходимо знать, где располагались источники извержения (вулканы), каковы характер вулканических извержений (туфовый, лавовый) и состав пеплового и лавового вещества. В случае возможного существования вулканогенно-осадочного генезиса бокситов в пределах вулканической области должны быть показаны сольфатарно-фумарольные поля, участки интенсивной гидротермальной проработки, зоны вторичных кварцитов.

Существенную роль в процессе перераспределения глинозема и интенсивности химического разложения пород играет органическое вещество. Зависит это, как уже отмечалось выше, от густоты и состава лесного покрова, плотности листового опада, от своеобразия почвообразования. Поэтому крайне полезным было бы указывать состав и тип реконструируемого растительного сообщества (хвойные, широколиственные, смешанные и др.), возможность образования тех или иных почв (латериты, подзолы, осолоненные почвы и др.).

Огромное значение имеют дренаж и положение уровня грунтовых вод в коро- и бокситообразовании. Характер фильтрации воды через породы, конечно, не существует сам по себе, он зависит от формы рельефа, количества атмосферных осадков, состава субстрата, тектонического режима, густоты растительности, поэтому ценно, когда на палеогеографических схемах и картах отмечены участки, зоны, области с хорошим дренажем и устойчивым низким уровнем грунтовых вод.

Если рассматриваемые территории охватывают районы с известными месторождениями и проявлениями бокситов, то естественно, последние должны быть показаны на картах — как прямые критерии прогноза.

Чрезвычайно важной предпосылкой бокситоносности является характер сохранности возможной залежи бокситов, особенно позднего времени, уцелевшей на дневной поверхности (мел — палеоген, миоцен). В этом случае большое значение имеет ледниковая деятельность в зонах четвертичного оледенения. Менее вероятно ожидать, чтобы бокситовая залежь сохранилась в зоне интенсивной ледниковой экзарации и, наоборот, она может не претерпеть сильного разрушения в зоне ледниковой аккумуляции. Важным обстоятельством в сохранности молодых бокситовых скоплений, а особенно и геологических предпосылок для поисков, является также и характер тектонических

проявлений, в частности, разрывных дислокаций. Разрывы, образовавшиеся до эпохи бокситообразования и во время ее, несомненно способствуют в дальнейшем сохранению в этой зоне линейных кор выветривания, а с ними и бокситов значительной мощности. Разрывы, возникшие после эпохи бокситообразования, по сути могут полностью разрушить залежи, либо уведут их на недоступную для использования глубину. Разломы глубокого заложения определяют тектоническую (в том числе и неотектоническую) обстановку в верхних нужных нам горизонтах земной коры.

Отмечая в геологических предпосылках разрывные нарушения, мы не хотим умалять значение общих эпейрогенических и складчатых деформаций (как древних, так и молодых). Например, плато Путорана, область энергичных новейших воздыманий с интенсивными денудационными агентами, естественно, исключается из прогноза бокситоносности молодых мел-палеогеновых бокситов, то же можно сказать и о зонах мощных прогибаний с накоплением огромных терригенных толщ (Виллюйская синеклиза), также неблагоприятных для образования бокситов и т. д. Важным условием сохранности бокситов является мощность кровли. Если мощность ее превышает глубину эрозионного вреза, то бокситы сохранились, в противном случае залежь разрушалась, в лучшем случае переоткладывалась. Особое значение фактор сохранности приобретает при прогнозировании мел-палеогеновых бокситов Приморья, Северо-Востока СССР, Сибирской платформы.

Завершающим этапом в прогнозировании является выделение на палеогеографических схемах и картах площадей потенциально перспективных на образование бокситов, в пределах которых происходит совпадение (наложение) в исследуемом интервале времени главных предпосылок бокситообразования. Перспективность площадей отражает, естественно, идеальную картину формирования бокситов, обусловленную благоприятным климатом, структурным и геоморфологическим положением, направлением влажных ветров, морских течений и т. д. Перспективные площади выделяются на палеогеографических картах в самом общем виде и не претендуют на достоверность детальности.

Естественно, что при подготовке к дальнейшим поисковым исследованиям в прогнозируемом регионе геолог должен знать с каким, хотя бы предполагаемым, генетическим типом возможной залежи бокситов он будет иметь дело. Это определит в дальнейшем программу изучения объекта. В связи с этим представляется целесообразным показать на картах основные предполагаемые генетические типы возможной залежи бокситов (латеритный, латеритно-осадочный, осадочный, «калугинский», вулканогенно-осадочный, терра-росса).



# ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ БОКСИТОНОСНОСТИ НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ СССР

## СРЕДНЯЯ СИБИРЬ

### ТАЙМЫРСКИЙ РАЙОН

**Ранний карбон.** В истории геологического развития Таймырской складчатой области отчетливо выделяется кембро-раннекаменноугольный этап, в течение которого накопились мощные терригенно-карбонатные и карбонатные формации миогеосинклинального типа, как известно, благоприятные для бокситообразования.

Складчатый комплекс узкой полосой субширотного простирания вытянут вдоль Таймырского полуострова. Породы смяты в крупные складки субширотного направления с углами падения слоев на крыльях от 40 до 80°. Крупные складчатые структуры осложнены дополнительными мелкими складками и многочисленными разрывными нарушениями с различной амплитудой смещения.

В средне-верхнепалеозойском терригенно-карбонатном комплексе в основании турнейского яруса прослеживается региональный стратиграфический перерыв, к которому в пределах Восточного Таймыра приурочен бокситоносный горизонт. С указанным перерывом, ввиду специфического геологического развития данной территории, нами связывается перспективность ее на бокситы. Именно в основном на ней и были сконцентрированы наши исследования.

К Восточному Таймыру относится часть полуострова, располагающаяся восточнее долины р. Нижняя Таймыра. Территория отличается весьма неравномерной геологической изученностью, в целом охвачена геологической съемкой мелкого, частично среднего масштаба в 1949—1956 гг., планомерные средние и крупномасштабные геологические исследования начали проводиться лишь в настоящее время.

Одним из интересных и важных результатов этих работ является открытие М. Н. Злобиным в 1951 г. на р. Нюнькаракутари в основании нижнего карбона бокситов и бокситоподобных пород, имеющих следующий состав основных окислов:  $\text{SiO}_2$  20,27%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  33,02%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  30,65%. Минералы свободного глинозема не были определены, железистый минерал представлен гидрогетитом. По заключению М. Н. Злобина, железистые бокситы как промышленные руды мало пригодны ввиду малого содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и низкого кремневого модуля (1,6). Возраст этих пород определен как раннетурнейский.

В 1962—1964 гг. сотрудниками НИИГА Г. Е. Черняком и Ю. А. Михайловым были детально проанализированы бокситоподобные образования, а также подстилающие и перекрывающие известняки; установлено, что это — аллиты и ферриаллиты бемит-каолинитового состава с кремневым модулем от 0,9 до 1,7; отмечено увеличение содержания  $Al_2O_3$  вверх по разрезу аллитовых пород. Генезис этих образований биогенно-осадочный, возраст — раннетурнейский. Тематическими работами, проведенными в 1968 г. под руководством В. И. Будникова (СНИИГГИМС), были вскрыты эти породы не только на ранее известных проявлениях (руч. Бокситовый, руч. Рубежный), но и на новых участках (руч. Снежный). На руч. Железистом впервые описан ряд обнажений и собрана многочисленная галька в аллювии. В. И. Будников считает, что: 1) бокситоподобные породы являются аллитами бемит-каолинитового состава с маломощными участками бокситов (кремневый модуль от 0,9 до 4), 2) в разрезе имеется 7 пачек, различающихся по составу, цвету, структурным особенностям, 3) наибольшие содержания общего и свободного  $Al_2O_3$  отмечены в пачке 1, где кремневый модуль от 1,7 до 4,4) по содержанию  $F_2O_3$  выделяется горизонт маложелезистых желто-зеленых аллитов ( $Fe_2O_3$  до 20%) и железистых красно-бурых аллитов ( $Fe_2O_3$  — 20%), 5) вскрытая максимальная мощность пачки аллитов 8,25 м, контакт с подстилающими породами не вскрыт, 6) содержание общего и свободного  $Al_2O_3$  уменьшается вверх по разрезу, 7) переход аллитов в перекрывающие известняки постепенный, 8) генезис аллитов и бокситов предположительно осадочный. Этим и исчерпывается, к сожалению, перечень предшествующих исследовательских работ по изучению геологии и бокситоносности Таймыра. Скудность геологических данных вызвала, естественно, значительную трудность в палеогеографическом анализе Восточного Таймыра и обусловила некоторую схематичность в прогнозировании его бокситоносности. Незначительный объем полевых работ позволил авторам лишь уточнить и несколько расширить представление о геологическом строении известного бокситоносного горизонта и проследить контакт между девоном и карбоном на значительном пространстве с целью поиска бокситорудных залежей.

В 1971 г. отряд Аэрогеологической экспедиции № 5 объединения «Аэрогеология» обследовал в девяти пунктах выходы аллитового горизонта в бассейне р. Нюнькаракутари и провел маршрутные исследования в долине р. Подхребетная с целью обнаружения продуктивной пачки в основании карбона.

Наиболее полный разрез бокситовых пород был описан в бассейне р. Нюнькаракутари, в устье руч. Бокситового. Здесь непосредственно на франских чистых известняках (снизу вверх) залегают:



1. Глины каолиновые бурого цвета, пятнистые (с белыми и ржаво-бурыми пятнами), с линзами и прослоями глил монтмориллонитовых и гидрослюдистых . . . . .	4,0 м
2. Аргиллиты плитчатые зеленовато-желтые бёмитовые с примесью каолинита, шамозита . . . . .	1,5 „
3. Аргиллиты мясо-красного цвета с бобовой текстурой, бёмитовые, железистые . . . . .	2,5 „
4. Аргиллиты с бобовой текстурой бёмит-каолиновые известковые с линзами каолиновых . . . . .	1,0 „
5. Аргиллиты серые бёмит-каолиновые известковистые . . . . .	0,5 „
6. Глины желтые известковые . . . . .	0,1 „
7. Известняки глинистые . . . . .	0,1 „
8. Глины желтые известковые . . . . .	0,05 „
9. Аргиллиты каолиновые известково-углистые . . . . .	0,25 „

Аргиллиты подстилаются известняками темно-серыми массивными битуминозными с обилием фауны верхнего турне.

Общая мощность 10,0 м.

В 300 м к западу от указанного обнажения разрез продуктивных пород несколько отличается от описанного. В кровле отсутствуют слои 4—9 (пятнистые бобовые аллиты) и непосредственно на красных бобовых аллитах (слой 3) залегают темные битуминозные известняки верхнего турне. В 200—300 м от него же к востоку отмеченные пятнистые аллиты (слой 4) располагаются внутри красных бобовых аргиллитов, причем в последнем присутствуют безбобовые разности яшмовидного облика. Примерно в 7 км к северо-востоку, на руч. Снежном установлена большая мощность слоя бобовых аллитов (до 5 м). Не везде наблюдались переходные слои к перекрывающим бокситоносный горизонт известнякам, определяющие постепенную смену аллитов прибрежно-морскими отложениями. Подобная картина былого захоронения бокситов наблюдается на южнотиманских месторождениях визейского возраста и на Североуральских бокситовых рудниках (СУБР) в эйфельских бокситах.

Известняки франского яруса, подстилающие аллиты на обследованном участке, светло-серые с розоватым оттенком массивные микро- и мелкозернистые со слабовыраженной слоистостью. В известняках встречаются строматопоры, брахиоподы, гастроподы, фораминиферы. Известняки достаточно чистые, содержащие в нерастворимом остатке  $\text{SiO}_2$  0,8%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,8%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — до 0,4%. Особый интерес для выяснения генезиса аллитов представляет взаимоотношение их с подстилающими франскими известняками, наблюдавшееся на руч. Снежном. В них красное железисто-каолиновое вещество выполняет тончайшие трещины, последние расширяются, образуя мелкие (до 5—15 см) полости, выполненные тем же веществом (как на СУБРе).

На основании детального изучения отдельных разрезов и сопоставления их между собой установлено, что горизонт бокситоносных пород прослеживается на расстоянии 12 км и как бы обрамляет центриклинальное замыкание большой синклинали, прорезаемой р. Нюнькаракутари. Он имеет сложное лин-

зовидное строение; протяженность отдельных линз составляет от 1 до 4 км, расположенных одна от другой в 1—7 км. Нижний контакт горизонта с подстилающими франскими известняками четкий, волнистый (с углублениями порядка 2—3 м), в его кровле аллитовые породы постепенно сменяются известняками. Какие бы различия в строении аллитовой пачки не были, в наиболее полных разрезах отчетливо видно ее трехчленное строение (снизу вверх):

- |   |               |
|---|---------------|
| 1. Нижняя часть — каолиновые ожелезненные глины с включениями монтмориллонитовых и гидрослюдистых глин  | 5 м           |
| 2. Средняя часть — пестроцветные безбобовые маложелезистые аллиты   | от 0,5 до 2 „ |
| 3. Верхняя часть — красно-бурые бобовые аллиты, местами в кровле — зеленовато-серые бобовые разности с резко пониженным содержанием глинозема и возрастанием известковистости | 2—5 „         |

Вещественный состав рассматриваемых образований изучался с помощью химического, термического и рентгеноструктурного анализов, а также в прозрачных шлифах под микроскопом. Химический анализ показал довольно низкое содержание глинозема при высоких количествах кремнезема (табл. 2), что указывает на низкое качество бокситовых пород. Величина кремневого модуля колеблется от 0,9 до 1,8, максимальная приходится на красные бобовые разности, в них же увеличивается содержание окислов железа. По величине кремневого модуля породы принадлежат аллитам. В табл. 2 хорошо видно неравномерное распределение окислов алюминия и железа, особенно в средней части аллитового горизонта. Это обусловлено, очевидно, особенностями их накопления и вторичными наложенными процессами.

На термограммах во многих пробах хорошо выражены эндоэффекты при температуре 550—600° и экзотермические максимумы при температуре свыше 900°, что указывает на присутствие в породах каолинита и глиноземистого минерала (бёмита). Породы в верхней части аллитовой пачки сильно известковые, это подтверждается глубокими эндоэффектами при температуре 950—960°. Некоторые термограммы нетипичны, видимо минеральный состав аллитов сложен.

На основании рентгеноструктурного анализа установлено присутствие бёмита со значительным количеством иногда каолинита, шамозита, глауконита; железистые минералы представлены гематитом и гидрогетитом. Бобовины состоят из гематита, шамозита со следами бёмита.

Петрографическое изучение пород в шлифах затруднено вследствие их тонкодисперсной структуры и высокой насыщенности гидроокислами железа. Безбобовые аллиты нижней части



## Химический состав бокситоподобных пород в бассейне р. Ньюнкаракутари

№ обр.	Название породы	Содержание (%)															Гигро-скопическая вода	CO <sub>2</sub>
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма			
1/7в	Аргиллит пестроцветный (желто-зеленый)	28,18	38,48	11,39	3,40	1,33	0,06	0,07	0,20	1,31	1,35	0,70	0,08	13,13	99,68	2,91	0,11	
1/7г	Аргиллит бобовый пятнистый	17,48	16,81	4,44	2,46	0,76	0,04	0,14	28,50	1,47	0,05	0,08	0,06	28,32	100,61	1,07	21,58	
1/7д	Аргиллит бобовый серо-зеленый	17,92	15,32	2,65	2,23	0,74	0,24	0,20	30,00	1,20	0,23	0,08	0,08	29,88	100,77	1,10	21,17	
1/7л	Глина белая	29,96	22,85	15,80	0,94	0,10	0,17	0,09	7,15	2,46	2,57	1,96	0,22	15,12	99,39	2,64	6,21	
1/7н	Аргиллит пестроцветный	26,44	37,19	8,48	9,14	1,66	0,22	1,10	0,35	1,84	1,22	0,66	0,08	12,41	100,79	2,27	0,11	
1/7с	Аргиллит пестроцветный	25,88	41,56	6,54	1,60	1,58	0,17	0,06	1,05	1,03	7,26	0,66	0,12	17,05	103,56	7,23	—	
1а	Аргиллит бобовый пятнистый	19,02	18,21	7,98	1,87	0,66	0,10	0,10	25,15	1,11	0,02	0,08	0,08	25,03	99,41	9,05	17,32	
1б	Аргиллит бобовый зеленоватосерый	21,82	20,08	0,98	1,81	0,93	0,02	0,07	26,10	0,98	сл	0,12	0,06	27,54	100,51	1,00	19,90	
1/1а	Аргиллит бобовый красный	22,30	40,31	17,63	4,53	1,36	0,22	0,12	0,90	1,37	сл	0,04	0,06	10,44	99,28	2,09	—	
1/10а	Глина желто-бурая	42,00	31,24	7,60	0,36	1,82	0,20	0,06	0,20	0,60	1,50	0,92	0,10	13,89	100,49	1,41	—	
1/10б	Глина белая	39,80	28,65	28,33	0,29	1,31	0,11	0,02	1,75	0,82	7,01	3,06	0,20	9,32	97,67	2,81	—	
1/10в	Глина темно-бурая	17,14	12,43	30,19	0,07	0,74	0,22	0,12	10,55	0,73	10,14	0,48	0,10	16,84	99,75	2,74	2,64	
5/6а	Аргиллит пестроцветный	40,26	36,21	3,92	2,16	1,48	0,22	0,08	0,90	1,41	0,02	1,62	0,22	11,56	100,06	1,90	—	
5/6б	Аргиллит бобовый красный	32,78	37,79	11,37	1,72	1,70	0,20	0,08	0,40	1,29	сл	0,56	0,10	11,51	99,50	1,47	0,11	
6/6в	Аргиллит пятнистый	24,36	23,55	4,27	0,86	1,14	0,10	0,14	20,75	1,03	сл	0,66	0,24	22,71	99,81	1,03	12,65	
1/7е	Углистая порода	29,37	23,30	8,36	1,59	1,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1/7к	Глина желто-бурая	11,62	10,33	35,26	0,61	—	—	—	—	—	—	—	—	24,09	—	—	—	
1/1в	Аргиллит безбобовый красный	33,12	31,57	18,26	1,95	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
1/1г	Аргиллит бобовый красный	27,50	37,26	20,12	—	1,12	—	—	—	—	—	—	—	1,12	—	—	—	
3а	Аргиллит безбобовый красный	34,30	35,14	15,37	0,71	1,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
5/6г	Бобовины в пятнистых аргиллитах	5,76	7,35	2,92	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	36,23	—	—	—	
6/5а	Аргиллит бобовый красный	32,24	36,65	16,34	1,21	—	—	—	—	—	—	—	—	11,44	—	—	—	
7/4а	Аргиллит бобовый красно-черный	12,98	27,49	33,19	1,12	—	—	—	—	—	—	—	—	9,84	—	—	—	
7/4б	Бобовины из бобовых красно-черных аргиллитов	17,66	23,60	47,99	1,06	—	—	—	—	—	—	—	—	7,38	—	—	—	
10в	Аргиллит бобовый красный	24,66	40,64	20,12	—	1,36	—	—	—	—	—	—	—	7,38	—	—	—	



аллитовой пачки под микроскопом выглядят как обычные глины (аргиллиты) с тонкими рассеянными прозрачными частицами бёмита. Бобовые железистые аллиты представляют собой породы с пеллетовой структурой. Бобовины размером от 1 до 5 мм имеют концентрическое строение, сложены слабопрозрачным веществом, состоящим из гидроокислов и окислов железа и бёмита. Цементирующая масса бобовин состоит из непрозрачного глинисто-железистого вещества со слабопрозрачными рассеянными мелкими зернами свободного глинозема (вернее всего, бёмита).

Результаты спектрального анализа ясно показали резко различный состав малых элементов в подстилающих известняках девона и самих аллитах, что свидетельствует об источнике свободного глинозема, не связанного с подстилающими отложениями на данном участке.

Линзовидный характер аллитового горизонта, слоистость пород, присутствие шамозита и глауконита, бобовая текстура верхней части аллитовой пачки, а также чужеродный источник глинозема свидетельствуют в пользу осадочного генезиса пород и о переносе глинозема коллоидно-химическими растворами.

Поиски бокситов и бокситоподобных пород на границе девона и карбона, предпринятые совместно с геологами СНИИГГИМС на других участках Восточного Таймыра, в частности в бассейнах рек Парная и Подхребетная, не дали положительных результатов. Следует отметить при этом, что аллитовые породы отлично выявляются на местности благодаря своей пестроцветной окраске среди поля развития светлых известняков. В связи с этим результаты проведенных работ, подтверждают, к сожалению, то, что распространение рудного горизонта ограничено лишь долиной р. Нюнькаракутари, причем на довольно ограниченном отрезке.

Условия формирования аллитов мы можем восстановить лишь на основании того фактического материала, которым мы располагаем на данное время.

С кембрия по девон включительно территория Восточного Таймыра развивалась в условиях миогеосинклинального режима, когда в обширном открытом бассейне спокойно накапливались мощные глинисто-карбонатные и карбонатные осадки, на локальных участках седиментация кратковременно прерывалась (между эйфелем и живетом), а затем вновь шло погружение дна бассейна с одновременным его заполнением карбонатными и глинистыми илами. В фаменское — раннетурнейское время значительная территория Восточного Таймыра испытала воздымание; очевидно, подавляющая часть ее была выведена на дневную поверхность. Наступил континентальный этап развития, обусловивший энергичное химическое выветривание на суше. Надо полагать, что континент в это время представлял собой холмистую равнину, слабо иссеченную неглубокими по-



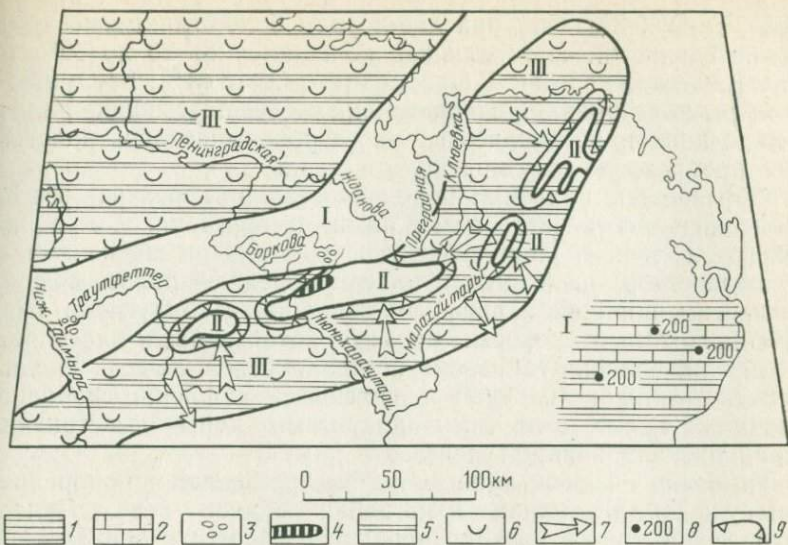


Рис. 3. Палеогеографическая схема Восточного Таймыра. Раннее турне  
 I — глины, аргиллиты, мергели; 2 — известняки; 3 — конгломераты, брекчии; 4 — аллито-содержащие породы и аллиты; 5 — осадочные карбонатные породы в областях размыва древней суши; 6 — области вероятного распространения кор выветривания; 7 — главные направления сноса обломочного материала; 8 — разрезы по обнажению и мощности; 9 — области возможного бокситообразования и бокситонакопления; I — море, мелкая часть шельфа; II — морские заливы, замкнутые водоемы; III — равнины холмистые

нижениями, с юга равнина омывалась морем (рис. 3). Существование холмистой равнины фиксируется залеганием нижнекаменноугольных отложений (преимущественно верхнетурнейских) на различных горизонтах верхнего девона. Причем амплитуда предкаменноугольного размыва колеблется от 100 до 500 м. Участок, расположенный в верховьях рек Бунге, Траутфеттер, Ньюнкаракутари, Преградная, Ключевка, Географов, характеризуется наибольшими амплитудами размыва. По-видимому, эта территория дольше всего оставалась сушей, была выше других, не заливалась морем, где процессы выветривания завершились стадией развития латеритного профиля. Именно здесь, в недалеком соседстве с морем, в условиях низкого стояния уровня грунтовых вод на карбонатных породах среднего палеозоя возник рельеф, благоприятный для концентрации свободного глинозема.

Интенсивное химическое выветривание в условиях влажных тропиков обусловило образование на большой площади латеритной коры выветривания, которая, очевидно, тут же и разрушалась. Кора выветривания формировалась на глинисто-карбонатных породах силура и девона. Содержание нерастворимого глинистого вещества в девонских карбонатных породах высокое — 3—12% при его химическом составе:  $\text{SiO}_2$  1,2%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$

0,9%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,3%. Силурийские породы более глинистые, содержание глинистой составляющей колеблется от 20 до 60% при его химическом составе:  $\text{SiO}_2$  51,82%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,44%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,54%. Из коры выветривания основные окислы, составляющие аллиты, в виде коллоидно-химических растворов выносились водотоками в прибрежную зону морского бассейна.

Образование аллитных пород произошло, вероятнее всего, в конце континентального этапа развития региона, т. е. в турнейское, а точнее, раннетурнейское время. При медленном наступлении моря на низкую сушу в прибрежной полосе возникали лагуны, широкие заливы, низменности, изобилующие озерами и болотами, т. е. формы рельефа, которые были благоприятны для накопления глинозема и гидроокислов железа. В одном из таких заливов (лагуны) и произошло скопление свободного глинозема вместе с другими продуктами коры выветривания (каолинит, гидроокислы железа).

К началу позднего турне море быстро заливает прибрежную полосу суши, затапливая и погребая рудное тело. Далее в глубь суши море энергично абрадирует берега с образованием галечных пляжей (см. рис. 3). Возможно именно этим объясняется отсутствие сохранившихся кор выветривания в разрезах в пределах центральной части древней суши.

Приведенные выше палеогеографические построения сильно ограничивают возможно благоприятные площади для бокситообразования в раннем турне (см. рис. 3). Однако тем не менее, оценивая все рассмотренные геологические предпосылки, считаем возможным с определенной долей условности выделить на территории Восточного Таймыра три участка, потенциально перспективных на бокситы: 1) бассейн рек Жданова, Горная, 2) бассейн рек Коралловая, Кривая, 3) бассейн рек Географов, Рыбная.

Критерием для выделения этих участков послужило: 1) геологическое строение, аналогичное участку р. Нюнькаракутари (залегание каменноугольных отложений на верхнем или среднем девоне с перерывом, одинаковый характер подстилающих и покрывающих пород, однотипность геологических структур); 2) палеогеографическая обстановка бокситообразования, сходная с р. Нюнькаракутари (близкие величины амплитуд размыва, одинаковое положение в области прибрежной зоны с обилием лагун, озер).

В заключении прогнозной оценки Восточного Таймыра на бокситы следует обратить внимание на следующие обстоятельства:

1. Нами рассмотрены условия возможного бокситообразования на рубеже девона и карбона, точнее, в раннетурнейское время; этот интервал мы считаем наиболее интересным. Однако необходимо помнить о наличии локального перерыва внутри карбонатной формации между эйфельским и живетским яру-



сами среднего девона, также возможно благоприятного для бокситообразования. Данный стратиграфический уровень может быть перспективным по аналогии с известными бокситами Северного Урала (субровский, богословский и черемуховский горизонты), залегающими внутри эйфельских и живетских известняков.

2. Нельзя исключать из сферы возможной бокситоносности Западный Таймыр (западнее р. Нижняя Таймыра), где не обнаружено явных следов кор выветривания, но присутствуют рифогенные фации в верхах девона (р. Тарей), а на границе девона и карбона в ряде мест (реки Зеледеева, Вента, Тарей) встречены железистые оолиты, красные глинистые охры, красные глины, белые монтмориллонитовые аргиллиты. И, что самое главное, палеогеографическая обстановка в начале карбона была достаточно сходной с таковой Восточного Таймыра. Отличие заключалось в том, что в пределах Западного Таймыра не существовало столь отчетливой островной суши, район был более обводнен, поступало значительное количество терригенного материала в бассейн карбонатной седиментации.

3. Раннекаменноугольная эпоха континентального развития с интенсивным латеритным выветриванием нашла свое отражение в той или иной степени на всем Евразийском континенте. Об этом свидетельствуют месторождения бокситов Тихвина, КМА, Южного Тимана, силлитные коры Сибирской платформы, бокситы Китая и др. В литературе появляются попытки объяснить это явление единими причинами климатического и геотектонического характера планетарного масштаба. Некоторые исследователи в связи с этим пытаются синхронизировать до деталей процессы корообразования и бокситообразования в различных регионах. Так, В. И. Будников утверждает, что бокситы Тимана и аллиты Таймыра являются образованиями, синхронными во времени [23]. Поскольку на Южном Тимане возраст бокситов установлен как ранневизейский: залегают на фаменских известняках и перекрываются (с постепенным переходом в углисто-глинистые разности) визейскими известняками, то таймырские аллиты, залегающие на франских известняках, якобы тоже должны датироваться ранневизейским временем. В бассейне р. Нюнькаракутари нами и другими исследователями [136] собрано большое количество ископаемой фауны, свидетельствующей о позднетурнейском возрасте перекрывающих аллиты известняков; возраст аллитов датируется как раннетурнейский. На наш взгляд, нет необходимости приравнивать по возрасту аллиты Восточного Таймыра к бокситам Южного Тимана, так как ясно, что и те и другие формировались, по существу, в одну и ту же раннекаменноугольную эпоху континентального развития. На Тимане эта эпоха длилась в течение турне (частично возможно захватывая поздний фамен и ранний визе), а на Таймыре она захватывала фамен и ранний турне —

значительно больший интервал времени. Это обстоятельство и присутствие бокситоподобных пород в Таймырском районе позволяют считать этот регион перспективным на бокситы.

#### ВЕРХНЕ-ВИЛЮЙСКИЙ РАЙОН

Рассматриваемый район расположен в зоне сочленения южного крыла Анабарской антеклизы с Тунгусской и Вилюйской синеклизами. В геологическом строении территории принимают участие карбонатные и терригенно-карбонатные отложения кембрия — нижнего девона ( $E_1, O_1, S_1, D_{1-2}$ ), вулканогенно-осадочные, среднего девона — нижнего карбона ( $D_2-C_1t^1$ ), терригенные угленосные серии карбона — перми, вулканогенные образования нижнего триаса, терригенные, частью угленосные породы юры. Осадочный комплекс палеозоя и вулканогенно-осадочный нижнего триаса прорваны и пронизаны многочисленными интрузиями траппов. Среди перечисленных выше стратиграфических подразделений отмечается несколько региональных перерывов в осадконакоплении. Наибольший интерес с точки зрения возможной бокситоносности имеют два перерыва. Один из них — в течение раннего карбона — предшествовал накоплению угленосной толщи среднего — верхнего карбона; другой на границе позднего триаса — ранней юры.

**Ранний карбон.** С каменноугольной эпохой связано большое количество хемогенно-осадочных месторождений бокситов, залегающих непосредственно под угленосной толщей или внутри ее. На потенциальную бокситоносность позднепалеозойской угленосной формации Сибирской платформы впервые указал Ю. К. Горецкий [38]. Им в основании каменноугольных отложений на юге платформы были установлены парагенетические спутники бокситов — аллиты, глины типа флинтклей, каолиниты и кварцевые песчаники; отмечено большое сходство угленосной формации Тунгусского бассейна с бокситоносными угленосными сериями Североамериканской и Китайской платформ. На примере этих регионов Ю. К. Горецким выявлены основные закономерности в размещении раннекарбонных бокситов: приуроченность к окраинным частям угленосных бассейнов, залегание на карбонатном ложе, часто в основании угленосных серий, среди переотложенных продуктов выветривания — аллитов, сиаллитов.

Предпосылками для бокситообразования в районе между речья Оленека, Мархи и Вилюя являются: 1) существование длительного перерыва в течение раннего карбона, 2) широкое распространение кор выветривания в основании угленосной серии среднего карбона — перми, 3) залегание угленосных отложений на карбонатных породах, 4) наличие в среднем течении р. Вилюй парагенетических спутников бокситов — каолинитов, 5) положение района в зоне сочленения склона Анабарской антеклизы с Тунгусской и Вилюйской синеклизами.



На междуречье Оленека, Мархи и Вилюя, как уже отмечалось выше, в основании угленосных отложений среднего карбона — нижней перми широко распространены коры выветривания. Впервые они были описаны М. А. Крутоярским в истоках р. Куонды, затем В. А. Милашевым [81] на водоразделе Алакит — Сытыкан — Марха. Позже коры выветривания отмечались геологами ЯГТУ при проведении геологических работ в этом же районе (в бассейне р. М. Батуобии и верховьях р. Ыгыатты). Химическому выветриванию подвергались карбонатные и глинисто-карбонатные породы ордовика — силура (доломиты, известняки, мергели, реже глины, песчаники, алевролиты). В юго-восточной части территории, в пределах Ыгыаттинской впадины субстратом являлись вулканогенные и карбонатно-терригенные отложения среднего девона — раннего карбона (мергели, глинистые известняки, песчаники, чередующиеся с покровами базальтов, линзами туфов). Среди перечисленных пород наиболее благоприятными как источник глинозема могли быть вулканогенные и карбонатно-терригенные породы среднего девона — нижнего карбона (бассейны рек Ыгыатты, Вилюй — ниже устья р. Аппай), карбонатно-глинистые породы устькутского и чуньского ярусов Чоно-Батуобинского междуречья, аналогичные отложения верхнего силура — раннего девона на междуречье Мойеро и Оленека. На этих площадях много глинистых разностей доломитов и известняков, часты прослой мергелей и глин, имеющих высокие содержания, иногда более 8,8%, глинозема. Так, по данным химических анализов [64], в глинистых доломитах бассейна р. Батуобии  $Al_2O_3$  составляет 3,43—8,8%, при  $SiO_2$  0,43—36,71. Известно, что в некоторых разностях глинисто-карбонатных пород содержится  $Al_2O_3$  до 8,57% при  $SiO_2$  4,42%. Аналогичное соотношение глинозема и кремнезема отмечено в известняках и доломитах силура в верховьях р. Оленек ( $Al_2O_3$  0,1—2,96% при  $SiO_2$  0,12—1,4%), мергелях и глинистых известняках нижнего девона ( $Al_2O_3$  0,72—2,55% при  $SiO_2$  0,7—0,96%).

Коры выветривания представлены структурно-глинистым элювием — пестрыми пятнистыми карбонатными глинами с реликтовой структурой материнских пород, с которыми они связаны постепенным переходом через зону дезинтеграции. По материалам В. А. Милашева [81], Е. А. Кудиновой [64] и других пестроцветные продукты выветривания под угленосной толщей карбона — перми, по данным рентгено-структурного, химического и термического анализов, состоят главным образом из гнезд, линз, слойков, представленных гидрослюдой, монтмориллонитом, редко — каолинитом. Количественные соотношения этих минералов различны и зависят часто от подстилающих пород. Почти все коры выветривания карбонатных пород (ордовика, силура, девона), а их подавляющее большинство, сильно карбонатные, нередко загипсованы; в этих случаях в них обнару-

живаются гнезда, стяжения не только гипса, но и ярозита, паралюминита (бассейн р. М. Батуобия). На реках Н. Вилуюкан и Б. Куонда в кремнисто-глинистом веществе элювия обнаружен альфакеролит. В продуктах выветривания установлено относительно высокое содержание кремнезема (25—65%) и малое — глинозема, в ожелезненных породах — до 15—16% окиси железа. Почти нигде не наблюдается в коре выветривания увеличения вверх по разрезу глинозема и уменьшение кремнезема столь характерное для латеритного профиля. Лишь в верховьях р. Ыгыатты в коре выветривания по долеритам девона (материалы А. А. Аммосова) отмечается увеличение снизу вверх  $Al_2O_3$  от 13,80% до 19,30%, при соответственном уменьшении  $SiO_2$  от 48,50% до 43,62%. В этом же пункте установлена максимальная мощность коры выветривания — около 44 м. В других участках она небольшая 1—3 м, редко 8—10 м (бассейн рек Маркока, М. Батуобия).

Коры выветривания трансгрессивно перекрываются эмяксинской ( $D_3—C_1$ ), тушамской ( $C_1$ ), катской ( $C_{2-3}$ ), анакитской ( $C_3—P_1$ ) свитами и пермскими отложениями. Базальные горизонты их сложены конгломератами гравийно-галечными, кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Продукты переотложения кор выветривания, залегающие в основании указанных свит, состоят из маломощных линз гидрослюдисто-каолинитовых глин и кварцевых песчаников (доли метра).

Климат раннего карбона, по мнению В. М. Сеницына [112], был близким к современному гумидному тропическому, лишенный еще зональной дифференциации. Это подтверждается характером флоры, отражающей лишь некоторые провинциальные различия во влажности.

Сибирская платформа относится, по С. В. Мейену [27], к Ангарской флористической области, для которой в турнейском и визейском веках характерен теплый безморозный климат. Большое однообразие ангарских флор, некоторая их обедненность по сравнению с евроамериканскими может быть связано, по мнению С. В. Мейена, с относительной аридностью. На это же указывает широкое развитие монтмориллонита в корах выветривания как в рассматриваемом, так и в других районах Сибирской платформы. Каолиновые коры выветривания и продукты их переотложения имеют весьма ограниченное распространение (Канско-Тассеевская и Казачинская впадины). В последних каолин, флинтклей и кварцевые песчаники, залегающие в основании угленосной толщи, приурочены только к отдельным участкам на окраинах впадины, а в центральных частях установлены только монтмориллонитовые коры выветривания. Известные на Сибирской платформе толщи кварцевых песчаников джалтулинской ( $C_{1t-v}$ ) и кондроминской ( $C_1^3—C_2^1$ ) свит известны только в бассейне рек Бахты и Подкаменной Тунгуски;



формирование их связано с размывом кор выветривания на Енисейском кряже. На большей части Сибирской платформы не было благоприятных климатических условий для латеритного выветривания. Свидетельством тому является полимиктовый состав обломочного материала брусской и тушамской свит ( $C_{1-2}$ ), слабо преобразованные пирокластоосадочные породы фатьянской свиты ( $C_{1V_1-n}$ ).

Таким образом, маломощные каолиновые коры выветривания и продукты их переотложения, встреченные в единичных пунктах Сибирской платформы, не дают основания полагать о существовании благоприятного для бокситообразования климата в раннем карбоне.

В течение позднего девона — раннего карбона большая часть рассматриваемой территории, располагавшаяся на склоне Анабарской антеклизы, была выведена из под уровня моря в сферу выветривания и представляла собой низкую слабо-всхолмленную равнину (рис. 4). На юго-востоке ее, в пределах Ыгыаттинской впадины, в течение этого времени сохранялся лагунно-морской режим, периодически сменявшийся мелководным морем. С позднего девона в Ыгыаттинской впадине начались вулканические извержения пеплов и излияния базальтовой лавы. Центры извержения контролировались зонами глубинных разломов, ограничивавших Ыгыаттинскую впадину. Поэтому весьма вероятно, что тонкий пепловый материал, разносимый ветром, мог попадать на прилегающую равнину, сложенную карбонатными породами. Пепел при благоприятных условиях в дальнейшем мог легко подвергаться выветриванию. В начале эмяксинского времени ( $D_3 - C_1$ ) накопление сероцветных осадков происходило в опресненном мелководном море. Прилегающая к бассейну равнина в течение позднего девона — раннего карбона располагалась низко над уровнем моря. Снос с нее осуществлялся в виде химического стока. Выветривание развивалось в условиях тропического, но недостаточно влажного климата. Главным агентом выветривания являлась атмосферная вода, которая характеризовалась повышенной агрессивностью в связи с более высоким, чем современное, парциальным давлением  $CO_2$  в атмосфере. К концу позднего фанерозоя — началу турнейского века происходит обмеление Виллюйского моря и превращение его в остаточный усыхающий засоленный бассейн. Последний в течение визейского и намюрского веков (тушамское время) превратился в низменную озерно-аллювиальную равнину. Коры выветривания на равнине образовывались длительное время в условиях слабого расчленения, тропического, но недостаточно влажного (для бокситов) климата, в основном по сиаллитному типу. На отдельных участках, где сочетались благоприятные условия рельефа, геохимические процессы, верхние горизонты кор выветривания могли иметь каолиновый состав с небольшими концентрациями свободного гли-

нозема (Чоно-Батуобинский район). Вместе с тем общеизвестно, что хемогенно-осадочные бокситы карбона не всегда пространственно приурочены к латеритным корам выветривания. Поэтому нельзя полностью исключить возможность аллитиза-

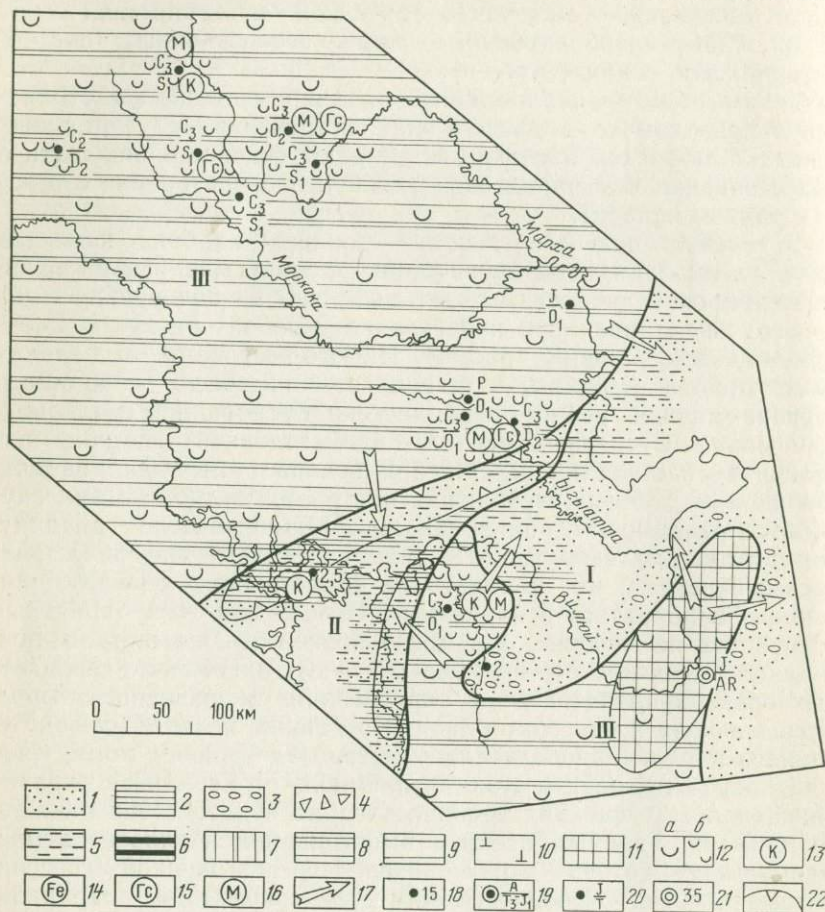


Рис. 4. Палеогеографическая схема Верхне-Вилуйского района. Ранний карбон. Условные обозначения к рис. 4 и 5

1 — пески; 2 — глины; 3 — галечники; 4 — щебень, дресва; 5 — алеуриты; 6 — угли; 7 — 11 — породы в областях размыва древней суши (7 — кислые, средние, основные, изверженные породы и метаморфические породы, 8 — осадочные обломочные и карбонатные породы, 9 — осадочные обломочные породы, 10 — породы трапповой формации, 11 — состав пород неизвестен); 12 — коры выветривания (а — области вероятного распространения кор выветривания, б — коры выветривания, сохранившиеся до настоящего времени); 13 — 16 — минералы — индикаторы бокситов (13 — каолинит, 14 — гидроокислы железа, 15 — гидрослюда, 16 — монтмориллонит); 17 — главные направления сноса обломочного материала; 18 — разрезы по обнажению и мощности; 19 — местонахождение коры выветривания [числитель — состав (аллиты), знаменатель — возраст]; 20 — залегание молодых с перерывом на более древних; 21 — скважины и мощности в них; 22 — граница областей возможного бокситообразования и бокситонакопления. I — равнины прибрежные аккумулятивные, временами заливаемые морем; II — равнины низменные аккумулятивные; III — равнины холмистые; IV — возвышенные равнины (плато)



ции монтмориллонитовых глин в условиях слабо кислой среды [62] за счет растворенного в воде атмосферного углекислого газа. В связи с этим возможно во впадинах, в зоне выклинивания угленосных отложений, среди каолинистых глин могут оказаться пласты хомогенно-осадочных бокситовых пород.

В конце раннего карбона, в связи с перестройкой тектонического плана Сибирской платформы, произошло ее общее поднятие. Верхние горизонты кор выветривания были размывы и частью переотложены во впадины предкатского ( $C_{2+3}$ ) рельефа. Одна из таких впадин, где возможна сохранность бокситоносных отложений, расположена к северо-западу от Чоно-Сюльджукарского вала. На склонах и гребне этой конседиментационной структуры наиболее вероятно развитие каолиновых или даже аллитных кор выветривания. Правильность такого предположения подтверждается находкой каолинистых кор выветривания по р. Вилюй, пространственно тяготеющей к этому участку. Субстрат здесь богатый глинистой фракцией, обладающей высоким значением соотношения химически связанного глинозема с кремнеземом, весьма благоприятен для бокситообразования. Рассматриваемая зона благоприятна по условиям захоронения остаточных и переотложенных кор выветривания, так как располагается в относительно стабильной в тектоническом отношении зоне с небольшой величиной предкатского среза. Недаром именно здесь, в среднем течении р. Вилюй (между устьями рек Б. и М. Батуобий), обнаружены каолиновые глины с относительно высоким содержанием  $Al_2O_3$  (до 40%). Эта переотложенная кора залегает в основании стрелкинской свиты ( $C_3+P_1$ ) на правом берегу р. Вилюй в 2 км ниже порога Биллях. Подобные образования характерны для разреза бокситоносных отложений в основании угленосных серий и являются поисковым признаком на бокситы. Они могли формироваться в ближней зоне выклинивания угленосных отложений катской свиты, согласно представлениям Ю. К. Горецкого [38], тяготеющей к области сочленения указанных платформенных структур.

В заключение следует отметить, что комплекс проанализированных природных факторов свидетельствует о невысокой перспективности бокситообразования раннекаменноугольной эпохи на рассмотренной территории.

**Поздний триас — ранняя юра.** Предъюрской эпохой выветривания был охвачен почти весь Евразийский континент. С ней связаны бокситы Тянь-Шаня и Полярного Урала, латеритные коры выветривания на Урале, каолины и огнеупорные глины Присаянья и Иркутского бассейна, каолинистые глины Западной Сибири, кварцевые песчаники Западного Верхоянья и т. д. В связи с этим район междуречья Вилюя и Мархи представляет несомненный интерес. Здесь в течение среднего и позднего триаса существовал длительный перерыв в осадкона-

копления, сопровождавшийся развитием каолиновых и аллитных кор выветривания [46]. Продукты переотложения их известны в нижнеюрских осадках.

Остаточные коры выветривания отмечаются в основании нижнеюрских отложений повсеместно. Они описаны в ряде пунктов по р. Мархе Р. О. Галаболой, в среднем течении р. Вилюй, в обнажениях рек Аппае, Ыгыатта и в Батуобинском районе. Коры выветривания развиты на различных глинисто-карбонатных породах ордовика и силура, вулканогенных, карбонатно-терригенных породах девона — раннего карбона, туфах и долеритах триаса. Наиболее интересны с точки зрения возможной бокситоносности коры выветривания по вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам триаса и девона, распространенным среди карбонатных отложений. Так, на р. Мархе, в устье р. Кюскюнде [46] описана кора выветривания базальтов аппанской свиты девона. Здесь в обнажающихся афировых базальтах мощностью 10—12 м плагиоклазы и пироксен полностью замещены монтмориллонитом и каолинитом, реже гиббситом. В верхней части разреза выветрелых базальтов наблюдаются субгоризонтальные жилки до 10 см толщиной, сложенные каолинитом и гиббситом. Тут же встречаются стяжения сидерита, по-видимому, инфильтрационного генезиса. Каолинит-гиббситовые породы содержат до 21% свободного глинозема. Впоследствии [134] в аллитной коре выветривания обнаружены гнезда с бокситом ( $\text{SiO}_2$  20,49%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  47,5%). Это имеет большое значение, так как свидетельствует о возможности выветривания латеритного типа в триасовую эпоху. Кора выветривания по долеритам триаса вскрыта в верховьях р. Кютэр. Представлена она интенсивно трещиноватыми хлоритизированными долеритами (зона дезинтеграции мощностью около 13 м) и темно-зелеными глинами с реликтовой структурой и обломками менее выветрелых долеритов мощностью 8,5 м. Химические анализы глин показали содержание:  $\text{SiO}_2$  48,54—39,24%,  $\text{TiO}_2$  1,86—3,40%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,95—23,29%. Кора выветривания на траппах отмечена на междуречье Б. и М. Батуобий и Вилюя, в бассейне р. Ыгыатты. Здесь верхние горизонты кор выветривания сложены охристыми или пестрыми глинами, вниз по разрезу переходящими в глинисто-дресвяный и щебенчато-глыбовый элювий. Видимая мощность коры выветривания достигает 25—30 м, часто составляет не более 5—6 м. В составе минералов глинистой фракции в нижней части профиля коры выветривания преобладает гидрослюда, выше монтмориллонит, иногда гидрохлорит и каолинит. На карбонатно-терригенных породах нижнего ордовика коры выветривания представляют собой глинисто-щебнистый структурный элювий мощностью 1,5—4 м. Термическими анализами глинистых пород установлены гидрослюда, монтмориллонит, каолинит. В нижних горизонтах кор выветривания часто присутствуют сульфат-



ные минералы (гипс, ярозит), в верхних — паралуоминит. Среди новообразований отмечаются кальцит и окислы железа. Выветривание сопровождается выщелачиванием и образованием карстовых западин. По устному сообщению Ю. В. Давыдова (ЯГТУ), в районе г. Мирного в скважине на траппах вскрыты структурные глины с содержанием общего глинозема до 30%.

В пределах Батуобинского района, а также по р. Ыгыатте обнаружены продукты переотложения кор выветривания, относимые к ирелляхской свите рэт-геттангского возраста. Они залегают в пологих карстово-эрозионных и карстово-тектонических депрессиях и западинах доюрского рельефа, на остаточных корах раннепалеозойских пород. В низах свиты, в бассейнах рек М. и Б. Батуобий и р. Ыгыатте, присутствуют валуны траппов, гальки и валуны кремнистых пород, обугленные растительные остатки и стволы древесины, слойки маршаллитизированных песков. Выше залегают линзовидно переслаивающиеся каолиновые глины, кварцевые алевриты и пески, гравелиты, прослой углей. Мощность их 30—60 м. Аутигенные минералы состоят из пирита, лимонита, сидерита; преобладающими компонентами глинистой фракции являются каолинит, галлуазит, монтмориллонит. Наиболее полные разрезы ирелляхской свиты сохранились близ р. Иреллях, на участке «Пятачок», располагающемся в западной части депрессии.

По мнению В. М. Синицына [111], климат Южной Сибири в рэтское время был ослабленный тропический, без сезонных колебаний температуры. Об этом свидетельствуют состав и экологический облик флоры, обнаруженной в отложениях ирелляхской свиты, среди которой отмечается обилие папоротников, диптериевых. Близ водоемов, очевидно, произрастали мезофильные ассоциации — растения жарких влажных тропиков [27]. Преобладание в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы хвойных и беннеттитовых, находки спор ксерофитных плерумей говорят об относительно сухих условиях водораздельных пространств. На относительную сухость указывают также присутствие легко растворимых сульфатов в корах выветривания, маршаллитизация песков. Фациальные особенности ирелляхской свиты (присутствие отложений пролювиальных потоков, делювиальных шлейфов) дают основание предполагать ливневой характер осадков и эфемерность существования водоемов. Правильнее, видимо, называть такой ландшафт близким к саванне, а климат — семиаридным тропическим.

Большая часть территории Вилюйско-Мархинского водораздела в эту эпоху представляла собой возвышенное трапповое плато (окраину Среднесибирского плоскогорья), к востоку и югу от него простиралась холмистая равнина, полого понижающаяся в сторону центральной части Вилюйской низменности. Повсюду развивались коры выветривания. В зависимости от положения в рельефе и обусловленного этим характе-

ра увлажнения, уровня грунтовых вод, коры выветривания имели различный геохимический тип. На глинисто-карбонатных породах при наличии пирита развивались коры выветривания смешанного состава (гидрослюдистого, каолинитового). На песчанистых известняках, песчаниках и алевролитах происходили процессы маршаллитизации, на траппах, туфах — образование гидрослюд, монтмориллонита и в небольшом количестве каолинита.

Преобладающим, вероятно, был сиаллитный тип выветривания. Но наличие аллитных продуктов гипергенеза в бассейне р. Кюскюндэ, образовавшихся на относительно низкой, слабо расчлененной равнине, дает основание полагать о возможном в раннеюрскую эпоху красноземном или сублатеритном типе выветривания в условиях более благоприятного ландшафта. Таковыми могли быть краевые части расчлененного траппового плато, обращенные к господствующим влажным ветрам, и вершины трапповых останцов в пределах равнины, образованной карбонатными породами. Здесь могла формироваться латеритная кора выветривания с накоплением свободного глинозема в его верхней зоне — с образованием бокситов. В периоды дождей происходило выщелачивание кальция и магния из карбонатных пород, слагающих равнину в пределах современного водораздела Вилюя и М. Батуобини, и образование карстовых форм рельефа. Особенно интенсивно химическое преобразование пород шло вдоль зон трещиноватости, глубинных разломов, к которым приурочены широкие депрессии, имеющие то же простирание. Продукты кор выветривания траппов равнин могли переотлагаться в эти впадины, расположенные близ их подножья. Во впадинах же могли накапливаться высокоглиноземистые осадки (рис. 5).

Во время накопления нижнеукугутской подсвиты (рэт — лейас) произошел размыв кор выветривания. Мощные потоки интенсивно эродировали равнину и краевую часть плато. Седиментация осадков происходила в условиях прогибания равнины и воздымания горных сооружений в области сноса (Байкало-Патомское нагорье), на что указывает состав обломочного материала укугутской свиты. Вместе с тем присутствие крупных валунов, плохо окатанных обломков местных пород (в верховьях р. Ыгыатты, в бассейне рек М. и Б. Батуобий) свидетельствует о том, что снос происходил также и с севера, т. е. с южного края плато и с трапповых останцов, расположенных на Вилюйской равнине. Прогибание Вилюйской синеклизы вызвало оживление эрозионной деятельности водотоков, расчленяющих трапповое плато. Мощные потоки с большой транспортирующей энергией выносили на равнину песчано-галечный материал, разрушая склоны плато, коры выветривания и переотложенные их продукты. В пределах Вилюйской синеклизы возник ландшафт типа аллювиальной равнины. Таким образом,



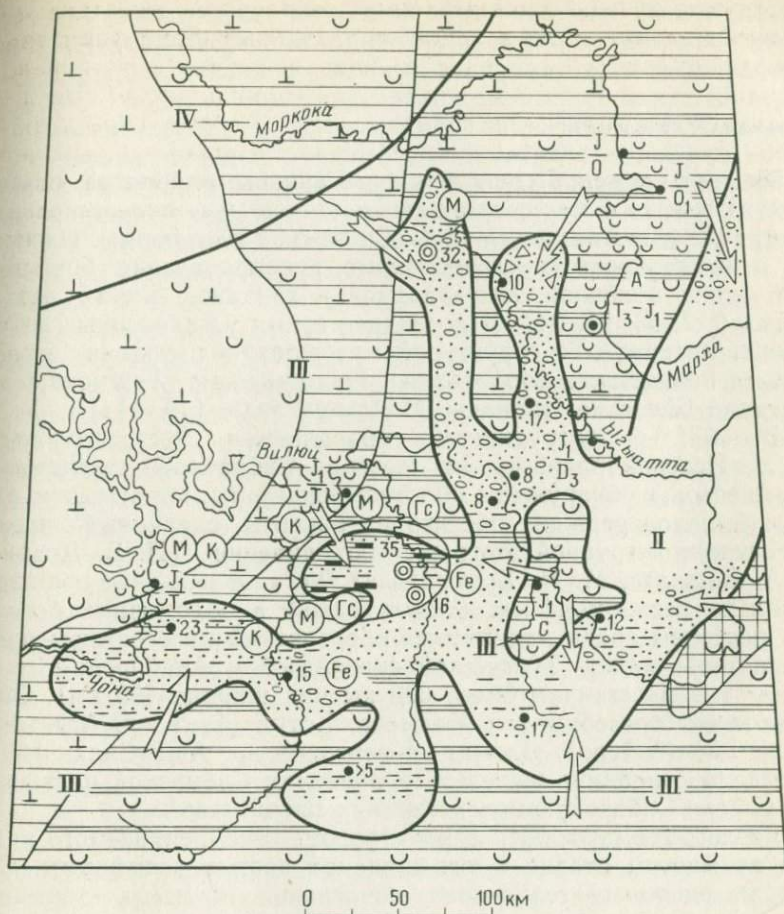


Рис. 5. Палеогеографическая схема Верхне-Вилуйского района. Поздний триас — ранняя юра. Условные обозначения см. рис. 4

благоприятных условий для сохранения бокситоносных отложений в раннекугутское время не было.

Все вышеизложенное приводит нас к следующим выводам:

1) в эпоху позднего рэта — раннего лейаса в пределах рассматриваемой территории коры выветривания развивались в основном по сиаалитному типу;

2) климатические условия были не вполне благоприятны для образования аллитных или латеритных кор выветривания; последние могли развиваться в особо благоприятных условиях рельефа, увлажнения, субстрата — в окраинной части траппового плато и на обособленных останцах в пределах равнины. Остаточная предположительно латеритная кора выветривания

и продукты ее переотложения могут сохраниться лишь под уку-гутскими отложениями в пределах указанных выше форм древнего рельефа.

#### ПРИАНАБАРСКИЙ РАЙОН

**Мел — палеоген.** Перспективность данного района на бокситы связывается с мел-палеогеновым (точнее, дат-палеогеновым) этапом развития северной части Сибирской платформы. Известны и исследованы многочисленные рудопроявления бокситов этой эпохи в южной, юго-западной и западной частях платформы [17, 53, 91, 94]. В последнее время установлены глиноземные латериты со структурой материнских пород на Чадобецком поднятии, в низовьях р. Подкаменная Тунгуска, на останцах Широкие Полканы, Майгунна и др. [19, 114].

В 1971 г. сотрудником объединения «Аэрогеология» Л. Л. Исаевой впервые на севере Сибирской платформы (р. Аганыли) обнаружены обломки бокситов и кирасы; тем самым был подтвержден прогноз на бокситы, сделанный ранее тематической группой этого же объединения (Н. В. Дренов, Р. А. Биджиев, М. М. Брызгалова). Установлено, что обломки и галька псевдоморфных (структурных) и обломочных бокситов рассеяны среди ледниковых образований на огромном пространстве — между Тунгусской синеклизой и Анабарским массивом (на расстоянии более 300 км при ширине 100 км). Оно охватывает бассейны рек Маймеча, Котуя (Тукалан, Аганыли, Быхытта, Мойеро), Джары и верховой р. Арга-Сала [88]. Это дало основание выделить в пределах Сибирской платформы Северо-Сибирскую бокситоносную провинцию\*.

Геолого-геоморфологическое строение рассматриваемого района во многом сходно с юго-западной частью платформы. Он так же располагается в зоне сочленения крупных тектонических структур, различавшихся на протяжении мезо-кайнозойского этапа характером и темпом движения, широким развитием легко латеритизирующихся пород трапповой формации, легко карстующихся карбонатных пород палеозоя, наличием древних поверхностей выравнивания, сохранившихся в виде отдельных плосковерхих останцов. Геологическое строение района, таким образом, способствовало формированию бокситовых залежей и безусловно требует постановки работ по палеогеографической оценке перспектив ее бокситоносности.

Описываемый нами район располагается на южном, юго-западном и западном склонах Анабарского массива. Большую часть его площади занимают хорошо карстующиеся верхнепротерозойские и нижнепалеозойские карбонатные породы, прони-

\* В 1978 г. Л. И. Шахотко (объединение «Аэрогеология») обнаружил на севере Анабарского массива (р. Эричка) обломки бокситистых железняков.



занные множеством раннетриасовых интрузий долеритов. По его периферии развиты глинисто-карбонатные и песчано-глинистые породы девона и карбона, песчано-глинистые — перми и юры. С запада и юго-запада район обрамляет плато Путорана, сложенное породами трапповой формации триаса (базальтами, долеритами, туфами, туффитами). Примерно в центральной его части находятся Муруктинская и Аганылийская кайнозойские котловины. В первой известны потенциально бокситоносные палеогеновые отложения. Котловины перекрыты сверху ледниковыми и озерно-болотными образованиями четвертичного возраста.

Обломки бокситов встречены во многих местах региона в поле развития ледниковых и водно-ледниковых образований зырянского и сартанского времени. В подавляющем большинстве случаев они обнаружены непосредственно в этих отложениях, но почти повсюду встречаются и в других генетических типах отложений — в современных русловых и пойменных осадках рек и ручьев, в делювии и элювии на коренных породах, лишенных ныне ледниковых образований. Размер обломков колеблется от 1—2 см до 8—10 см (редко 20 см и больше), обычно не превышая 2—3 см. Поверхность их гладкая или шероховатая. Окатанность обломков хорошая. Количество их в породе местами невелико — единичные экземпляры на десятки, первые сотни кубометров, а местами значительно. Обломки бокситов и железняков сплошь покрывают водоразделы на высоте 350—400 м (междуречье Тукалан — Маймечи). Очень важны для выяснения процессов сохранности бокситовых тел многочисленные обломки (до 5 см) бокситов, найденные в 1975 г. Е. А. Барсковым (объединение «Аэрогеология») на водоразделе Маймеча и Амбардаах (истоки руч. Хая-Юрэх). Здесь, в неотектонически активном районе, на бровке столовой поверхности с абсолютным уровнем 600 м (высота с отметкой 614 м) в оползнях желтых суглинков с многочисленными обломками выветрелых доломитов найдено много обломков псевдоморфных (структурных) бокситов по траппам и осадочным породам и бобовых железистых бокситов. Вероятнее всего, это — остатки латеритной коры выветривания, либо карстовой залежи бокситов.

В 1975 г. геологам Красноярского геологического управления и авторам данного раздела удалось обнаружить уже и участки максимального скопления крупных неокатанных глыб псевдоморфных и бобовых бокситов (до 0,5—1,0 м) на водоразделе Быхыттах и Тукалан и вблизи оз. Кулинда, а годом позже А. П. Шевцовым там же были установлены в древних карстовых воронках рудные тела бокситов. Площадь, на которой найдены бокситоносные карстовые воронки, сложена хорошо карстующимися массивными химически чистыми доломитами и известняками нижнего кембрия. Карстовые воронки сохра-

пились на беслесных водораздельных пространствах с абс. отм. 330—350 м и их склонах. Бокситоносные отложения и рудные тела в них, четко выделяющиеся на поверхности водоразделов своим охристо-бурым цветом, обнаружены на междуречье Кулингда и Алысардах, близ оз. Мустаах-Кюель, северо-восточнее оз. Мустаах-Кюэль. Они изучались Ангарской геологоразведочной экспедицией (АГРЭ).

Бокситорудные тела выполняют карстовые воронки до 12—15 м в поперечнике и до 30 м глубиной. Мощность бокситов (по данным Ю. А. Забирова) достигает более 26 м (в среднем 9—16 м), протяженность тел ограничена величиной карстовых полостей.

Изучение вещественного состава бокситов как из обломков, так и из рудных тел показало, что среди них присутствуют землистые (в рудных телах) и каменные разновидности, причем в рудных телах заметно преобладают первые. В карстовых воронках бокситам сопутствуют каолинит-гематитовые, гётит-гиббсит-каолинитовые глины, переотложенные латеритные коры выветривания (ферриаллиты, феррисиаллиты), а также обломки бокситистых и бокситовых железняков (кираса).

Землистые бокситы вишнево-красные или бурые, с алевропелитовой структурой, состоят из алюможелезистого вещества. Они содержат крошку, бобовины, щебенку, гальки и иногда глыбы (до 0,6 м) каменных псевдоморфных бокситов. Обломки распределены неравномерно, иногда образуют гнездовидные скопления или маломощные линзовидные тела (до 0,2 м — 0,4 м до 16,5 м). В среднем содержание их в породе достигает 10—30% от всей массы землистых бокситов. В борздовых пробах (40 шт.) содержание  $Al_2O_3$  27,21—38,50%,  $SiO_2$  14,3—6,2%. Кремниевый модуль колеблется от 2,3 до 5,2. Все бокситы железистые,  $Fe_2O_3$  составляет 22,44—27,44%. По термо- и рентгенограммам (15 проб) в них отчетливо фиксируется гиббсит с примесью гётита, иногда каолинита.

Каменные бокситы залегают в карстовых воронках как среди землистых, так и в виде самостоятельных линзовидных тел (мощностью до 2 м, протяженностью до 3—6 м), из них состоят все обломки (от гравия до глыб); они имеют буровато-вишневый цвет, псевдоморфную, бобово-обломочную, бобовую и обломочную структуры. По существу, структуры этих бокситов обычны, более того, очень сходны со структурами кайнозойских бокситов Западной Африки, Австралии, Индии, Аркалыка, Енисейского края.

Псевдоморфные бокситы пористые, сложены тонкокристаллическим гиббситом, неравномерно окрашенным гидроокислами железа. В шлифах четко видна реликтовая интерсертальная или офитовая структура долерита, в которой идиоморфные лейсты плагиоклаза и темноцветные минералы полностью замещены мелкокристаллическим гиббситом, либо гидроокислами



железа. Многочисленные пустоты и трещины выполнены, либо инкрустированы более поздними выделениями кристаллов гиббсита столбчатой формы с характерными двойниками. Наблюдаются также флюидальные колломорфные образования ферриалюмогеля.

Обломочные бокситы состоят на 5—20% из угловатых обломков гиббситовой породы, обломков гётита и гидрогётита, редких неокатанных зерен кварца (0,5—2,0 мм), корродированных кальцитом; встречаются угловатые обломки структурных бокситов. По мелким кристаллам пироксена развиты псевдоморфозы гётита. Обломочные бокситы пористые, стенки пор инкрустированы мелкокристаллическим гиббситом. Цементом или «псевдоцементом» служит алюможелезистая аморфная масса (ферриалюмогель), в которой «плавают» угловатые обломки.

Обломочно-бобовые или бобово-обломочные бокситы пористые, являются наиболее распространенными. Основная масса породы этих бокситов состоит из алюможелезистых гётит-гематит-гиббситовых) и железистых (гематитовых) бобовин, оолитов, пизолитов (0,1—1,5 мм), окатанных и неокатанных обломков (2—3 мм до 4—6 мм) псевдоморфных бокситов по базальтам, долеритам и их туфам. Цемент поровый и базальный железисто-гиббситовый и гиббситовый состоит из колломорфного ферриалюмогеля со сгустковой и флюидальной структурами. Часто структура основной массы бобовая и микробобовая, размер бобовин от 0,02 до 0,5 мм. Количество их в породе достигает 20%. Бобовины сложены тем же веществом, что и основная масса породы: внутри бобовин иногда наблюдаются обломки железистой руды. Крупные бобовины (0,5—5 мм) сложены бурым и черным колломорфным непрозрачным алюможелезистым веществом. В центре таких бобовин заключены зерна кварца, гиббситизированного долерита, окисленных темноцветных минералов. В некоторых образцах отмечается оолитовое строение бобовин. Бобовины обычно разбиты радиальными трещинами — свидетелями аридизации. По мелким нитевидным трещинкам и по стенкам пустот наблюдаются кристаллы крупнотаблитчатого самого позднего гиббсита; часто вместе с гидроокислами железа гиббсит образует натечные колломорфные агрегаты. Нередко пустоты и поры выполнены хлоритом. В порах появляется вторичный кальцит, а в бобово-обломочных бокситах иногда вторичная кальцитизация происходит вплоть до сплошного замещения алюможелезистого вещества; в обломочных бокситах чаще всего встречаются неокатанные зерна кварца, везде присутствуют редкие мелкие обломки оливина, замещенного антигоритом.

По качеству каменные бокситы значительно лучше земляных. Химическим анализом в 74 пробах из рудных тел установлено содержание в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 34,44% до 39,84%,  $\text{SiO}_2$  от 7,36—1,14% и высокое содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — от 18,57 до 40,72%.

Кремневый модуль их от 5 до 24,7, в среднем 12. На термо- и рентгенограммах фиксируется гиббсит, с примесью гематита и гётита.

Каолинит-гематитовые и гётит-гиббсит-каолинитовые глины коры выветривания (мощность 17—25 м) вскрыты в скважинах АГРЭ в некоторых карстовых полостях и представлены пестрыми (вишнево-красными, зеленовато-желтыми) сухаристыми разновидностями. В глинах присутствуют дресва и обломки выветрелых доломитов, долеритов, бобовых бокситов и бокситовых железняков. Химические анализы бороздовых проб (из 16 проб) показали содержание  $Al_2O_3$  20,48—26,95%,  $SiO_2$  13,98—31,52%,  $Fe_2O_3$  34,11—35,10%. На термо- и рентгенограммах установлены каолинит с примесью гётита и гётит с примесью каолинита.

Встреченные среди землистых бокситов, а также отдельно многочисленные обломки бокситовых и бокситистых железняков имеют буровато- и кирпично-красную малиновую окраску, массивную и пористую текстуру. Отличаются повышенным содержанием окисного железа (свыше 40%). Основная масса сложена непрозрачным бурым и красновато-бурым железистым веществом (гематитом, гидрогётитом, гётитом), которое нередко имеет обломочное происхождение. В составе обломков — окисленные зерна темноцветных минералов (пироксен, оливин), сильножелезистые структурные бокситы по траппам, обломки бобовин. Редко просматриваются колломорфные выделения ферригеля со следами течения; трещинки и мелкие поры выполнены позднейшими выделениями тонкокристаллического гиббсита. Подобные образования типичны для кирас тропических областей, приуроченных к верхней части латеритного профиля основных и ультраосновных пород. Образование их связано с вторичным перераспределением алюможелезистого вещества латеритных бокситов в сухие сезоны года.

Химический анализ бокситовых обломков и сопутствующих пород (табл. 3) независимо от разновидностей показывает высокие содержания глинозема в породе и заметно низкие кремнезема, что свидетельствует о хорошем качестве бокситов. Кремневый модуль во всех проанализированных образцах не ниже 6, в остальных случаях почти 40 и 80, что отвечает высокому качеству. Все бокситы сильно железистые (содержание  $Fe_2O_3$  повсюду колеблется от 20 до 30%), иногда переходящие в бокситистые железняки ( $Fe_2O_3$  свыше 40%). Характерно почти полное отсутствие окислов щелочных земель и щелочей и сравнительно большое содержание  $TiO_2$  (до 5,08%). Содержание свободного глинозема, определенное методом Камецкого, во всех образцах большое — 34—45%. Судя по данным термического и рентгено-структурного анализов, в составе бокситов преобладает гиббсит, вместе с которым присутствуют гётит, гидрогётит и гематит. Рентгеноспектральный анализ отдельных



образцов показал высокое содержание гиббсита в боксите (до 35%).

Наиболее благоприятным для образования латеритно-осадочных и осадочных бокситов является субстрат северной, северо-западной и восточной частей Прианабарского района, где траппы прорывают толщу легко карстующихся карбонатных пород рифея, кембрия, ордовика и силура. В центральной и западной частях района распространены породы трапповой формации. На северо-западе траппы сочетаются с терригенными породами девона, карбона, перми и карбонатными породами нижнего палеозоя. На юге траппы пронизывают толщу терригенных пермских пород. Это сочетание менее благоприятно вследствие того, что пермские отложения могут служить поставщиком обломочного материала, «запесочивающего» залежи и снижающего качества бокситов. Юго-восток района, где развиты терригенно-обломочные юрские породы, является бесперспективным в отношении как образования бокситов, так и их перетолжения.

Как и на всей Сибирской платформе, в современном рельефе Прианабарского района в достаточной мере хорошо выражена единая дат-эоценовая водораздельная полициклическая поверхность выравнивания с абсолютными отметками 300—700 м. Над ней на севере возвышаются отдельные останцы более древней — меловой поверхности, достигающие высоты 800—900 м. В эту поверхность врезана олигоцен-миоценовая поверхность выравнивания, не достигшая полного развития и прослеживаемая в виде древних долинообразных понижений и участков педиментов, привязанных к ним [61]. Реконструкция древнего рельефа произведена методом морфометрического анализа территории, при котором учтены две стадии расчленения и частичной перестройки дат-эоценовой поверхности выравнивания, происходившими в олигоцене и миоцене.

Прианабарский район представлял собой в дат-палеогеновое время плоскогорье, слабо расчлененное прямолинейными магистральными долинами. На севере возвышались отдельные останцы, господствующие над остальной поверхностью, на северо-западе выделялась Муруктинская и Аганылийская котловины, на юго-западе — Сурингдинская и ряд более мелких впадин в пределах плато. На юго-востоке район ограничивался Вилюйской низменностью, на юге — Тунгусско-Вилюйской возвышенной равниной. Краевая часть плато, приуроченная к тектоническим швам (зонам глубинных разломов) была интенсивно расчленена. Здесь долинная сеть имела хорошо развитый древовидный рисунок. Древние долины, расчленяющие плоскогорье и его склоны, часто не совпадают с направлением современной гидросети.

В Прианабарском районе в рассматриваемое время существовал очень теплый и влажный климат, близкий современному



## Химический состав каменных бокситовых обломков и галек Прианабарского района

Состав глинистых минералов		Содержание (%)															Кремневый модуль (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> )	
Термический анализ	Рентгеноструктурный анализ	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.	Сумма	Гигроскопическая вода		CO <sub>2</sub>
<b>Бокситы псевдоморфные</b>																		
Гб	Гб+Гм	1,50	40,17	28,08	2,63	2,16	0,20	0,15	3,15	0,58	0,03	0,02	0,02	22,02	100,71	0,64	0,28	26,8
—	—	3,04	45,37	22,02	0,94	1,35	0,33	0,18	1,23	0,09	Следы	0,02	0,02	26,18	100,77	0,81	0,13	15,0
Гб	Гб+Гм	1,50	40,17	28,08	2,63	2,16	0,20	0,15	3,15	0,58	0,03	0,02	0,02	22,02	100,71	0,64	0,28	26,8
—	Гб+Гм+Гт	3,46	42,85	25,63	1,07	1,40	0,34	0,23	0,44	0,48	0,01	Следы	Следы	24,41	100,32	1,22	0,16	12,4
Гб	—	3,68	44,34	27,35	1,58	1,62	0,30	0,08	0,44	0,16	0,03	Следы	Следы	21,23	100,81	0,90	0,11	12,2
—	—	3,60	43,03	24,88	—	1,34	—	—	—	—	—	—	—	26,39	99,24	1,19	—	11,9
—	—	1,54	42,58	28,02	—	1,68	—	—	—	—	—	—	—	23,40	97,22	—	—	27,6
—	—	8,0	42,35	22,55	—	1,40	—	—	—	—	—	—	—	25,40	99,70	1,11	—	5,3
—	—	2,10	36,92	34,19	2,73	2,70	0,31	0,21	0,44	0,32	0,03	Следы	Следы	20,42	100,37	1,18	0,16	17,6
—	—	1,92	36,28	32,31	0,65	2,64	0,31	0,20	1,49	Следы	Следы	Следы	0,08	24,65	100,53	0,90	0,16	18,8
<b>Бокситы обломочные, обломочно-бобовые, бобово-обломочные</b>																		
Гб	—	2,70	37,62	32,08	1,24	1,83	0,31	0,22	0,98	0,17	0,02	Следы	0,02	22,63	99,82	0,81	0,24	13,9
Гб	—	3,12	39,77	29,12	0,73	1,74	0,37	0,26	1,10	0,17	Следы	Следы	0,02	24,17	100,57	0,71	0,40	12,7
—	—	1,22	37,98	32,30	0,57	4,10	0,24	0,09	0,43	—	—	—	0,01	21,34	98,28	1,29	—	31,0
—	—	3,16	35,36	29,77	0,94	1,74	0,40	0,16	4,67	0,08	Следы	Следы	0,02	23,87	100,17	0,73	3,14	11,2
Гб	—	3,02	40,81	32,09	1,67	1,27	0,30	0,03	0,86	0,80	0,03	0,04	0,04	19,47	100,43	0,89	0,22	13,5
Гб	Гб+Гм	1,47	37,09	36,09	1,43	3,15	0,30	0,19	0,44	0,24	0,02	Следы	Следы	20,55	100,97	1,09	0,11	25,2
—	Гб+Гм	1,12	40,48	29,14	1,53	2,63	0,16	0,17	3,40	0,79	0,03	0,02	0,02	21,11	100,60	0,90	2,69	36,1
Гб+	—	2,48	44,67	20,13	1,52	1,99	0,38	0,21	1,15	0,43	Следы	Следы	Следы	26,74	99,70	0,77	0,44	18,0
+Гм	—	0,52	44,25	24,84	1,02	1,59	0,20	0,15	2,85	0,40	0,01	0,02	0,04	24,99	100,88	0,61	0,16	85,1
+Гт	Гб+Гм	2,40	34,01	38,87	0,57	3,12	0,37	0,02	1,24	Следы	Следы	Следы	0,08	19,91	100,39	0,87	0,11	14,2
Гб	—	2,26	39,85	29,14	0,87	1,29	0,37	0,16	1,47	0,07	Следы	0,02	0,02	24,14	99,66	0,74	0,27	17,6
—	Гб+Гм	1,77	39,64	31,93	1,58	1,70	0,29	0,09	1,11	0,48	0,03	Следы	Следы	21,55	100,17	1,00	0,88	22,4
—	—	3,14	33,89	36,06	1,46	2,18	0,37	0,16	2,33	0,07	0,04	0,02	0,02	21,08	100,82	0,84	0,44	10,8
—	—	2,12	38,15	31,71	1,34	2,35	0,32	0,25	0,55	0,58	0,03	Следы	Следы	22,49	99,89	0,53	0,44	18,0
Гб+	—	2,26	47,40	22,00	1,47	1,92	—	—	—	—	—	—	—	24,14	99,18	—	—	21,0
+Гм	—	3,84	37,22	30,12	2,01	2,24	0,40	0,20	1,00	1,25	Следы	0,02	0,02	22,39	100,71	0,79	0,27	9,7
+Гт	—	2,86	40,86	33,02	—	1,92	—	—	—	—	—	—	—	21,20	99,86	—	—	14,3
—	—	1,04	33,65	39,70	1,15	4,00	0,28	0,16	0,28	—	—	—	0,01	18,82	99,09	—	—	32,3
—	—	4,54	38,94	33,71	—	2,60	—	—	—	—	—	—	—	20,02	99,81	—	—	8,6
—	—	3,18	41,91	28,04	2,03	2,12	—	—	—	—	—	—	—	23,33	100,61	—	—	13,2
—	—	7,36	39,28	28,03	—	2,62	—	—	—	—	—	—	—	21,71	99,02	—	—	5,3
Гб+	—	2,66	40,74	27,14	1,44	2,40	0,34	0,18	1,00	0,62	Следы	0,02	0,02	22,99	99,55	0,92	0,19	15,3
+Гм	—	9,94	39,16	27,77	—	2,34	—	—	—	—	—	—	—	21,30	100,51	—	—	3,9
+Гт	—	4,00	37,74	20,59	1,65	2,72	0,44	0,20	0,70	1,41	Следы	0,04	0,02	21,42	90,93	1,30	0,30	9,4
—	—	4,18	37,24	36,29	—	2,88	—	—	—	—	—	—	—	17,57	98,16	—	—	8,9
—	—	6,20	38,79	30,68	1,23	1,70	—	—	—	—	—	—	—	21,46	100,06	—	—	6,3
—	—	1,66	40,27	32,35	1,97	1,98	—	—	—	—	—	—	—	21,05	99,28	—	—	24,2
Гб	Гб+Гм	1,23	45,07	24,02	0,84	1,35	0,23	0,12	0,20	0,71	Следы	0,02	0,01	26,33	100,13	1,02	0,33	36,6
—	—	1,44	43,10	29,38	2,26	2,07	—	—	—	—	—	—	—	21,42	99,97	—	—	29,9
Гб	—	1,74	42,87	25,89	0,94	1,68	0,33	0,22	0,98	0,09	Следы	Следы	0,02	25,69	100,45	0,73	0,16	24,6
—	—	1,92	41,58	30,15	1,82	1,98	—	—	—	—	—	—	—	21,86	99,31	—	—	21,6
—	Гб+Гм	2,27	41,69	24,62	0,58	1,46	0,30	0,14	2,66	0,70	Следы	Следы	0,04	25,49	99,95	1,10	1,81	18,4
—	—	1,46	45,53	26,84	—	1,68	—	—	—	—	—	—	—	23,54	99,05	—	—	31,1
—	—	2,56	39,22	30,35	0,73	1,68	0,45	0,18	0,73	0,18	Следы	Следы	0,02	23,97	100,07	0,71	0,24	15,3
—	—	1,86	42,14	30,18	1,53	1,53	—	—	—	—	—	—	—	22,03	99,27	—	—	22,6
—	—	4,42	41,50	28,89	—	2,68	—	—	—	—	—	—	—	22,66	100,13	—	—	9,4
—	—	2,00	39,86	30,61	—	2,10	—	—	—	—	—	—	—	23,30	97,87	—	—	19,9



Состав глинистых минералов		Содержание (%)																Крем- невый модуль (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> )	
Терми- ческий анализ	Рентгено- структур- ный анализ	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	Гигро- скопиче- ская вода	CO <sub>2</sub>		
—	—	4,14	32,09	37,06	1,96	2,30	—	—	—	—	—	—	—	—	22,49	100,04	—	—	7,8
—	—	4,04	39,86	33,02	—	2,64	—	—	—	—	—	—	—	—	21,33	100,89	—	—	9,8
—	Гб+Гм+ +Гт	5,82	38,34	26,81	0,57	2,74	0,33	0,19	1,24	0,17	Следы	Следы	0,12	—	23,76	100,09	1,09	0,11	6,6
Гб	—	1,55	40,03	31,57	1,43	2,74	0,29	0,21	0,44	0,48	0,01	Следы	0,08	—	21,40	100,23	1,07	0,11	25,8
—	Гб+Гм	2,74	36,74	35,70	—	2,86	—	—	1,33	0,31	Следы	—	—	—	21,25	100,93	0,92	0,11	13,4
Гб	—	1,72	39,43	32,23	—	2,54	—	—	1,77	0,31	Следы	—	—	—	22,33	100,33	0,73	0,66	22,9
—	—	2,88	49,35	17,38	—	0,64	—	—	0,99	0,55	Следы	—	—	—	27,54	98,63	0,87	0,11	17,1
Гб	—	2,45	58,26	6,95	—	0,45	—	—	1,20	0,12	Следы	—	—	—	31,30	100,73	0,46	0,39	2,4
—	—	2,40	38,33	33,65	0,72	3,20	0,28	0,09	0,99	0,17	Следы	Следы	0,08	—	21,03	100,94	0,86	0,16	15,9
—	—	3,67	36,87	35,29	0,57	2,39	0,50	0,21	0,99	0,35	Следы	Следы	0,08	—	19,75	100,68	0,11	0,99	10
—	—	3,45	37,27	33,05	0,65	3,66	0,31	0,08	0,99	Следы	Следы	Следы	0,08	—	21,09	100,63	0,83	0,16	10,1
—	Гб+Гм	3,43	40,48	25,02	0,36	5,08	0,33	0,33	1,24	0,17	Следы	Следы	0,08	—	23,52	100,04	0,77	0,11	11,8
Гб	—	3,52	39,06	30,05	0,55	1,98	0,31	0,12	1,24	0,71	Следы	Следы	0,08	—	23,19	100,81	0,77	0,11	11,1
—	—	1,04	40,48	30,02	—	1,56	—	—	0,88	0,32	Следы	—	—	—	24,24	98,54	0,82	0,33	38,9
—	—	2,93	40,18	29,96	—	1,76	—	—	2,20	0,31	Следы	—	—	—	23,33	100,67	0,76	0,93	13,7
—	—	2,95	39,49	32,25	—	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	23,32	98,89	—	—	13,4
—	—	2,02	41,28	32,93	—	2,64	—	—	—	—	—	—	—	—	21,55	100,42	—	—	20,4
—	—	2,76	42,05	30,96	—	3,24	—	—	—	—	—	—	—	—	20,42	99,43	—	—	15,2
—	—	4,54	37,45	35,95	—	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	20,51	100,55	—	—	8,2
—	—	9,15	37,65	32,25	—	1,22	—	—	—	—	—	—	—	—	19,58	99,85	—	—	4,1
—	—	2,38	34,75	38,35	—	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	21,14	98,72	—	—	14,6
—	—	2,18	36,44	33,54	—	4,02	—	—	—	—	—	—	—	—	22,32	98,50	—	—	16,7
Гб	—	3,01	34,45	41,02	—	2,78	—	—	0,88	0,31	Следы	—	—	—	17,61	100,61	0,90	Следы	11,4
—	—	8,73	31,69	43,60	—	2,06	—	—	0,88	0,31	Следы	—	—	—	17,23	100,85	0,84	0,11	6,2
—	—	1,74	33,17	43,68	—	3,00	—	—	—	—	—	—	—	—	17,76	99,35	—	—	19,0
—	—	3,04	32,73	43,34	—	1,88	—	—	—	—	—	—	—	—	18,13	99,12	—	—	10,8
—	—	2,64	33,91	41,45	—	2,74	—	—	—	—	—	—	—	—	18,03	98,77	—	—	12,9

Железняки бокситистые и бокситовые (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > 45%)

Гб	—	5,50	34,30	40,77	0,51	2,66	0,34	0,13	Следы	0,64	Следы	0,02	0,02	—	15,51	100,40	1,38	—	6,2
Гб+	—	5,58	25,43	46,71	2,25	1,88	—	—	—	—	—	—	—	—	16,20	98,05	—	—	4,6
+Гм	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
+Гт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гб+	—	3,18	24,79	53,02	2,48	1,74	0,27	0,07	0,55	0,62	0,01	0,12	0,02	—	14,00	100,87	1,09	0,13	7,8
+М	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	3,84	28,81	50,39	—	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	15,13	100,27	—	—	7,5
—	—	2,30	21,44	59,04	1,67	1,48	—	—	—	—	—	—	—	—	14,31	100,24	—	—	9,3
—	—	3,44	20,59	55,01	0,79	2,88	0,45	0,13	1,24	Следы	Следы	Следы	0,08	—	16,11	100,72	1,04	0,22	5,9
—	—	7,95	7,10	70,95	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	—	14,42	100,87	—	—	0,9
Гб	—	3,41	30,36	45,50	—	2,54	—	—	0,88	0,31	Следы	—	—	—	17,89	100,89	1,04	Следы	8,9
—	—	5,89	28,04	44,76	—	1,70	—	—	1,77	0,31	Следы	—	—	—	18,00	100,47	0,97	0,49	4,7
Гб	Гт+Гб+	1,87	24,55	53,40	—	1,80	—	—	1,33	0,31	Следы	—	—	—	17,66	100,92	0,92	Следы	13,1
—	+Гм	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гб	—	2,01	22,47	52,77	—	5,56	—	—	1,77	0,31	0,01	—	—	—	15,44	100,34	1,00	0,44	11,1
—	—	2,90	6,38	78,55	—	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	11,59	99,74	—	—	2,2
—	—	2,77	11,91	69,79	0,72	4,48	0,43	0,22	1,24	Следы	Следы	Следы	0,08	—	9,29	100,93	1,01	0,11	4,8
Гб	—	1,50	12,39	69,68	0,43	1,98	0,38	0,12	0,99	Следы	Следы	Следы	Следы	—	13,21	100,68	0,78	0,11	8,3
Гб	—	8,20	15,88	62,51	—	1,76	—	—	0,88	0,63	Следы	—	—	—	11,03	100,89	1,03	0,16	1,9
—	—	1,74	4,07	81,06	—	0,52	—	—	0,88	0,31	Следы	—	—	—	11,50	100,08	0,43	0,28	2,3
Гм+	Гт+Гм	9,99	4,20	70,26	—	0,49	—	—	1,33	0,63	0,05	—	—	—	13,40	100,35	1,89	Следы	0,4
+Гт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Обозначения: Гб — гиббсит, Гт — гётит, Гм — гематит, М — монтмориллонит.



влажным тропикам. Доказательством этого являются широко рассеянные по площади обломки и рудные тела латеритных бокситов, спорово-пыльцевые спектры и состав ископаемой флоры в осадках Муруктинской котловины, на Мархинско-Тюнгском междуречье в низовьях р. Лены, на р. Кёнгдей (А. А. Межвилк, Р. А. Биджиев). Подобные ландшафтные условия при спокойном тектоническом режиме благоприятны для формирования латеритных бокситов.

Присутствие среди ледниковых образований обломков псевдоморфных бокситов на обширных пространствах Прианабарской равнины (рис. 6) свидетельствует о процессах латеритного выветривания в пределах северо-западной части исследованного района. На существование здесь в дат-палеогеновое время остаточных латеритных бокситов, обычно перекрытых сверху кирасой (по аналогии с Африкой, Индостаном и Австралией), указывают глиноземистые бобовые железняки (бокситовые и бокситистые), повсеместно встречаемые совместно с различными типами гиббситовых бокситов. Формирование последних происходило, очевидно, на выровненных слабовсхолмленных поверхностях рельефа типа бовалей в пределах хорошо дренируемых окраин траппового плато, обрамляющего равнину, и разбщенных среди равнины останцах интрузий долеритов. Химическое выветривание протекало, естественно, в области влияния влажных ветров, проникающих скорее всего с запада и северо-запада из морского теплого Атлантического-Арктического бассейна, и бассейна, располагавшегося на пространствах современной Западно-Сибирской низменности. Большая часть атмосферных осадков выпадала на северо-западе и севере территории, постепенно уменьшаясь в направлении Тунгусско-Вилюйского плато, ограничивающего Прианабарскую равнину с юго-востока. Нам представляется, что интенсивность латеритного выветривания убывала в этом же направлении. Субстратом для выветривания, судя по петрографическому составу псевдоморфных бокситов, служили основные эффузивные и интрузивные породы трапповой формации раннего триаса (оливиновые долериты, базальты, туфы). Недаром бокситы имеют высокое содержание окислов железа и титана и очень низкое — кремнезема. Продукты разрушения бокситоносной коры выветривания, сгружаясь в понижения древнего рельефа на карбонатное ложе, могли накапливаться у подножий уступов плато, на склонах холмов, речных и овражных долин в карстовых западинах, подвергаясь повторной латеритизации по мере их накопления, до тех пор, пока не были захоронены более молодыми кайнозойскими осадками. Следует обратить внимание на то, что рудные шлейфы вдоль юго-западных подножий плато могли разубоживаться терригенным материалом пермской угленосной формации, подстилающей траппы триаса.



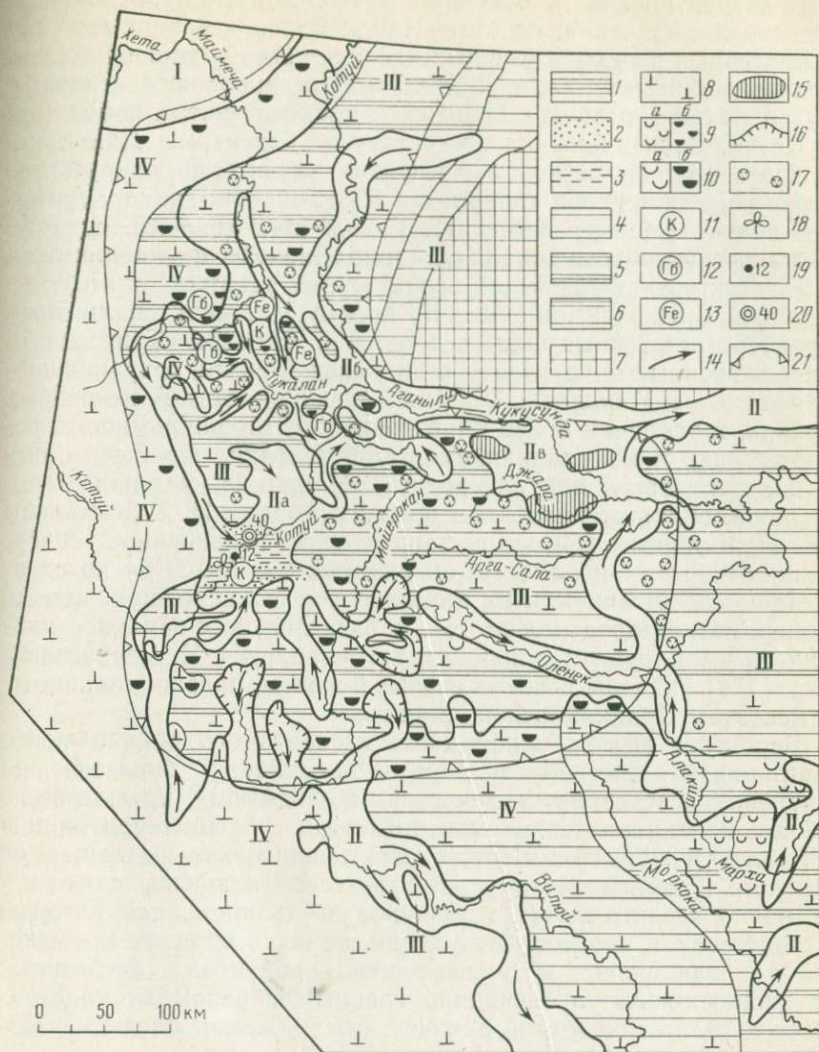


Рис. 6. Палеогеографическая схема Прианабарского района. Ранний палеоген  
 I — глины; 2 — пески; 3 — алевриты; 4—8 — породы в областях размыва древней суши [4 — осадочные обломочные и карбонатные, 5 — осадочные карбонатные, 6 — осадочные обломочные и карбонатные, 7 — изверженные и метаморфические, 8 — трапповой формации (траппы)]; 9 — коры выветривания, сохранившиеся до настоящего времени (геохимический тип: а — сиалитный, б — латеритный); 10 — области вероятного распространения кор выветривания (геохимический тип: а — сиалитный, б — латеритный); 11—13 — минералы — индикаторы бокситообразования (11 — каолинит, 12 — гиббсит, 13 — железистые образования); 14 — направления речных долин; 15 — озерные котловины, 16 — котловины без озер; 17 — карстовые формы; 18 — места находок ископаемой флоры; 19 — разрезы по обнажениям и мощности; 20 — разрезы по скважинам и мощности; 21 — граница области возможного бокситообразования и бокситонакопления. I — равнины прибрежные, временами заливаемые морем; II — равнины низменные аллювиальные и озерно-аллювиальные (а — Муруктинская, б — Аганыльская, в — Кукусундинская); III — равнины холмистые; IV — возвышенные равнины (плато)

В Муруктинский и, очевидно, в Аганылийской котловинах, занимавших центральную часть Прианабарской равнины, в слабо проточных речных и озерных условиях шло накопление алевритисто-глинистых отложений, с тонкими прослоями песков, с образованием горизонтов бобовых алюможелезистых пород (реки Котуй, Сида), близких по составу к бокситам. Для минерального состава песков и алевритов характерно присутствие устойчивых минералов (кварца до 90%, циркон, гранат, турмалин, апатит, корунд, магнетит). Глины представлены, судя по рентгеноструктурному анализу, гидрослюдой и каолинитом.

На Тунгусско-Вилуйской возвышенной равнине (плато) выветривание, по-видимому, носило преимущественно сиаллитный характер (остаточные коры в долине р. Нижней Тунгуски и переотложенные продукты ее в линденской свите, сохранившейся кое-где на Мархинско-Тюнгском междуречье). В некоторых случаях, в условиях более благоприятного микроклимата, а соответственно и микроландшафтной обстановки, оно было близко к латеритному, или латеритным. Например, мел-палеогеновая кора, обнаруженная в верховьях р. Мархи И. Т. Козловым и В. Н. Шукиным [59], имеет значительно повышенное содержание глинозема (27,49%) и окислов железа (19,31%) по сравнению с содержанием этих компонентов в исходной породе (долериты). В пределах этого же бассейна, юго-западнее указанного выше пункта с корой выветривания, Г. Н. Черкасовым и др. [134] найдены псевдоморфные бокситы, близкие по качеству бокситам Прианабарской равнины.

Вероятнее всего, южная часть исследуемого района менее благоприятная для образования и накопления бокситов по сравнению с северной. Это связано, по-видимому, прежде всего с более континентальным климатом этой части территории в дат-палеогеновое время, отстоящей значительно дальше от морского бассейна. К тому же Тунгусско-Вилуйское плато испытывало все это время устойчивое воздымание, при котором господствовали процессы денудации, не было практически условий для накопления и консервации продуктов гипергенеза. Осадконакопление происходило главным образом за пределами района, на Вилуйской равнине, где мы видим следы переотложения лишь каолининовой коры выветривания.

Анализ палеогеографической обстановки и состава кор выветривания в целом по исследуемому району приводит к выводу о том, что для образования и накопления бокситов гораздо более благоприятные природные условия в дат-палеогеновое время существовали на севере района, на территории Прианабарской равнины и по периферии обрамляющего ее плато.

Существенно гиббситовые железистые бобовые бокситы известны, как отмечалось ранее, в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Прибайкалья, Приангарья и на Енисейском кряже. Подтверждением позднемелового — палеогенового возраста бок-



ситов Прианабарского района служат находки позднемеловой — палеогеновой переотложенной коры выветривания (конкреции сидеритизированных бокситов и каолинсодержащие породы) вблизи выхода на дневную поверхность палеогеновых отложений, выполняющих Муруктинскую котловину (реки Котуй, Сида).

История существования бокситовых залежей после их образования на севере Прианабарья вплоть до четвертичного ледникового периода нам достоверно не известна. Вероятнее всего, карстовые или карстово-котловинные залежи бокситов были быстро захоронены палеогеновыми песчано-глинистыми осадками лагун, озер, рек и болот в эрозионно-тектонических котловинах (Муруктинская, Аганылийская и др.). Открытые залежи, очевидно, не подвергались разрушению в неогене вследствие слабой тектонической активности. На рубеже неогена и четвертичного периода на севере и западе Восточной Сибири зафиксированы энергичные тектонические движения, выразившиеся в общем интенсивном поднятии, обусловившем глубокое вреzание речной сети. В среднечетвертичное время весь север Средней Сибири оказался под ледяным покровом, центром оледенения являлись плато Путорана и Анабарский массив. Спускавшиеся ледники частично срезали, выпахивали бокситовые залежи, а частично, особенно в котловинах, захороняли их. Поиски захороненных осадочных бокситовых залежей являются главной задачей будущих геологических работ.

Дат-палеогеновая эпоха была на Сибирской платформе последней климатической эпохой, благоприятной для образования бокситов. Уже в олигоцене резко снизилась температура и уменьшилось количество атмосферных осадков. Следовательно бокситообразование на платформе и Енисейском кряже должно ограничиться временем палеоцен — эоцен [15]. Правда, в последнее время появились данные об олигоценовых и миоценовых бокситах в приангарской части [68]. Однако образование залежей этого возраста могло происходить лишь за счет переотложений более древних бокситов.

В «новейший тектонический этап», начиная с олигоцена, происходят активизация зон глубинных разломов, дифференцированное воздымание, разделяемых ими блоков фундамента платформы, оживление денудации на площади одних и стабилизация — на других. Особенно резкое усиление тектонической активности и денудации наступает в четвертичном периоде. По предварительным подсчетам денудационный срез за неотектонический этап на плато в целом был невелик и составлял в среднем не более первых десятков метров. По-видимому, основная масса площадной элювиальной коры выветривания была все же снесена и сохранилась только в пределах тектонически вялых регионов (Муруктинская и Аганылийская котловины с их обрамлением и др.). На последнее обстоятельство указыва-

ет тот факт, что на Ессейской интрузии сохранились остатки гипергенных алюмофосфатов, в случае же энергичных воздыманий вряд ли могла бы сохраниться самая верхняя зона выветривания, близкая к латеритной [43]. Роль четвертичной ледниковой экзарации в создании современного рельефа была ничтожно мала, если вообще существовала. Скорее всего, ледники здесь консервировали бокситовые залежи, а не разрушали. В зонах ледниковой аккумуляции (бассейны рек Котуй, Аганьли, Мойеро, Тукалан, Арга-Салаа, Джара) консервировались небольшие останцы дат-палеогеновых кор выветривания или даже бокситоносные бовали.

Таким образом, учитывая все вышесказанное, можно ожидать сохранность больших рудных залежей латеритных бокситов в пределах наиболее перспективной северной части рассматриваемой территории, где геолого-геоморфологическая обстановка отличалась накоплением большей мощности остаточных и переотложенных кор выветривания. Аномально высокие мощности остаточных кор выветривания могли формироваться по периферии северо-западного склона плато, обрамляющего Прианабарскую равнину, в прибортовых зонах котловин и впадин и на эрозионных останцах, располагавшихся внутри последних. Это могли быть также зоны трещиноватости в платформенном чехле, последующие глубинные разломы фундамента, располагавшиеся как по обрамлению плато, так и внутри равнины (см. рис. 6). В больших масштабах могли сохраниться от разрушения только залежи осадочных бокситов, расположенные у подножий плато, холмов, уступов, в эрозионных и тектонических котловинах и мульдах, в карстовых западинах, в прибортовых частях древних долин и в верховьях мелких ручьев и распадков. Размеры таких залежей могут быть большие (мощность пластов до 5 м, редко 20 м, протяженность от одного до нескольких километров).

Таким образом, изложенные выше сведения дают основание выделить на Сибирской платформе Северо-Сибирскую бокситоносную провинцию (рис. 7), что в свою очередь расширяет границы поисков бокситов в районах Сибири, Северо-Востока СССР и Дальнего Востока. Ранее высказывались сомнения в том, что в пределах полярной области нашей страны могут быть обнаружены бокситы дат-палеогенового времени, ссылаясь на отсутствие подходящей климатической обстановки. Новые данные опровергают эти представления.

Открытие новой бокситоносной провинции имеет большое палеогеографическое значение. Теперь можно с определенной уверенностью говорить о том, что, пожалуй, значительная северо-западная и северная части Сибирской платформы в поздне-меловое — палеогеновое время подвергалась латеритному выветриванию в условиях влажных тропиков и субтропиков. Полученные новые факты выявили ведущую роль карстующихся по-



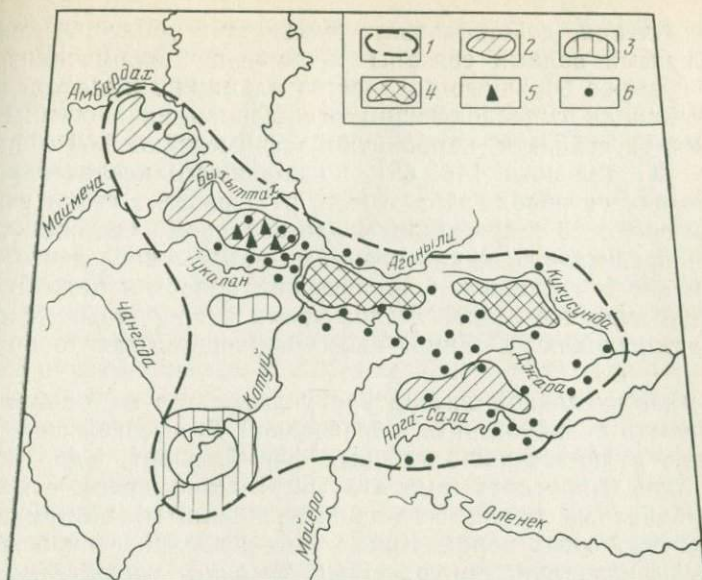


Рис. 7. Северо-Сибирская бокситоносная провинция

1 — границы провинции; 2—4 — предполагаемые площади распространения бокситов (2 — латеритно-осадочных в карстовых воронках, 3 — осадочных, 4 — латеритно-осадочных и осадочных); 5 — местоположение латеритно-осадочных бокситов в карстовых воронках; 6 — места находок обломков псевдоморфных, бобово-обломочных и бобовых бокситов

род — коллекторов для сохранности бокситорудных тел. Наличие бокситов в карстовых полостях на водоразделах дает возможность оценить величину денудационного среза со времени бокситообразования, равную 50—100 м, и свидетельствует о древнем облике современного рельефа, а это противоречит известным представлениям об очень больших величинах среза (многие сотни и первые тысячи метров).

#### ТУНГУССКИЙ РАЙОН

**Ранний триас.** Тунгусская синеклиза в раннем мезозое явилась ареной уникального по своим масштабам вулканизма. Вулканогенные образования, представленные самыми различными фациями, распространены на площади около 500 000 км<sup>2</sup> с общим объемом вулканитов, превышающим 2 млн. км<sup>3</sup>, из них на долю эксплозий в среднем приходится примерно 30—40%, в северной части их не более 10%, в южной 70—80%.

Возможная перспективность Тунгусской синеклизы на бокситы связывается нами с наличием вулканогенных образований триаса. Особый интерес она представляет с позиций вулканогенно-осадочной концепции К. К. Зеленова: воздействия древних термальных источников на породы вулканического

происхождения, действовавших вулканов в триасе; с кислыми термальными водами связаны разложение алюмосиликатных пород и вынос большого количества алюминия и железа в ионном состоянии с последующим осаждением их в озерных или морских бассейнах с карбонатной седиментацией. По подсчетам К. К. Зеленова [44, 45], проводившего исследования на Курильских островах, одна только р. Юрьева в сутки выносит в море около 23 т алюминия в растворенном состоянии. Нетрудно представить, какие огромные запасы последнего могут накопиться в активных вулканических областях даже в относительно короткое геологическое время в природных условиях, удовлетворяющих указанной выше концепции бокситообразования.

В многочисленной литературе указывается на общую ожелезненность вулканогенных образований Тунгусской синеклизы, особенно вулканогенно-осадочных фаций, вплоть до присутствия линз и прослоев гематита (Б. Я. Пономарев), отмечаются карбонатные фации (известняки, доломиты) внутри вулканогенно-осадочных пород. Кроме того довольно распространенная сульфидизация, приуроченная к зонам гидротермальных изменений, и наличие обеленных пород в них, подавали надежду на благоприятные геологические предпосылки для исследования вулканогенных пород на бокситы. Возможные процессы латеритного выветривания в триасе рассматриваемого района подтверждаются сведениями о гематитовых корках в основании неракарской свиты в бассейнах рек Тутончаны, Курейки и в окрестностях оз. Дюпкун. Наличие образований типа кор выветривания под тунтончанской свитой ( $T_1$ ) отмечалось во многих пунктах Тунгусской синеклизы В. Н. Дреновым, А. А. Боручинкиной, Ю. С. Глуховым. В нижней части этой же свиты были установлены каолиновые глины в бассейнах рек Подкаменной и Нижней Тунгусок и в Норильском районе. Известна также повышенная ожелезненность пород на границах между свитами, литологическими комплексами внутри последних (базальтами, туфами и т. д.) и между лавовыми покровами, что также неоднократно отмечалось исследователями (М. И. Митрошин, В. П. Белозеров, Г. Н. Садовников, К. С. Злобин и др.). Все это дало основание предполагать возможность образования бокситов, связанных с развитием латеритной коры выветривания в эпоху, предшествовавшую вулканизму раннего триаса, а также и в периоды между излиянием отдельных потоков лав, как это имело место в Северной Ирландии, Шотландии и других местах.

Строение вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы довольно сложно. В самых общих чертах его можно охарактеризовать следующим образом. На юге синеклизы нижнюю часть вулканогенной формации слагают породы преимущественно вулканогенно-осадочной (точнее туфогенно-осадочной)



толщи, верхнюю — главным образом породы лавовой толщи. Последние составляют подавляющую часть разреза плато Пурторана, располагающегося на севере синеклизы. В связи с этим удобнее рассматривать вопросы перспективности этих комплексов раздельно, поскольку подход к проблемам бокситоносности для каждого из них различен.

**Вулканогенно-осадочная толща.** В бассейне р. Нижняя Тунгуска на верхнепермских угленосных породах дегалинской свиты местами с локальным размывом, чаще согласно залегает мощная (около 2 км) туфогенно-осадочная толща нижнего триаса, состоящая из пестроцветных туффитов, вулканомиктовых аргиллитов и алевролитов, пепловых туфов фациально замещаемых покровами базальтов (шаровых лав) на восточной и западной окраинах Тунгусской синеклизы. В верхней части ее нередко встречаются прослой и линзы озерного генезиса известняков; туффиты часто расслоены потоками (2—10 м) базальтов. В бассейне р. Котуй (север синеклизы) в рассматриваемой толще резко преобладают потоки базальтов, подстилаемые туфами, туфобрекчиями и маломощными прослоями туффитов; в верхней части встречаются горизонты туффитов, среди которых имеются линзы и прослои известняков (2—5 м), а также крупные линзы гипсов и ангидритов (в бассейне р. Ягтали до 30 м), загрязненных вулканическим пеплом. На северо-западе Тунгусской синеклизы (бассейны рек Курейки, Северной) среди агломератовых туфов много базальтовых покровов, встречаются шаровые лавы, линзы известняков. Следует отметить, что характерным признаком толщи в целом (особенно в нижней части ее — на юге синеклизы) является присутствие многочисленных прослоев и линз озерных известняков и доломитов, пестроцветных гипсов (реки Таймура, Чуня, Илимпея) мощностью от 2 до 20 м, которые свидетельствуют о некоторой аридизации климата в раннем триасе. В бассейне рек Таймура, Тутончана и ряде других мест породы отличаются пестрой окраской, причем, как показали наши исследования, красные слои имеют первичную природу, этим напоминают субаридные красноцветные породы, что также подтверждает сухость климата. Органические остатки (конхостраки, остракоды и др.) эндемичны и определяют озерную или лагунную обстановку седиментации подавляющей части туфогенно-осадочных пород. Многие озера были, очевидно, сильно засолены.

Глинистые породы, которые бы являлись корами выветривания, нами не обнаружены при изучении контакта между вулканогенной формацией триаса и подстилающими отложениями. Лишь изредка встречаются образования, отдаленно напоминающие продукты химического выветривания. На р. Таймуре, ниже р. Нэптэнэ, в основании вулканогенно-осадочной толщи присутствуют щебенчатые тонкослоистые аргиллиты, местами

переходящие в бело-серые пятнистые глины со щебенкой углей и углистых аргиллитов. Химический состав этих глин следующий:  $\text{SiO}_2$  24,60%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  10,74%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,43%,  $\text{TiO}_2$  0,88%, п.п.п.—37,74%. В вышележащих туффитах содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,02% при  $\text{SiO}_2$  76,6%, а в нижележащих верхнепермских песчаниках  $\text{Al}_2\text{O}_3$  составляет 15,47% при  $\text{SiO}_2$  66,44%. Это свидетельствует об отсутствии в этих глинах каолинита или других продуктов выветривания. То же самое можно сказать и о глинах пограничных слоев (гагаринские слои) у о-ва Гагарьего. Здесь, в верхах дегалинской свиты под пластом угля мощностью около 2 м и наблюдались коричневатые-серые аргиллиты, участками сменяющиеся глинами того же цвета со щебенкой этих аргиллитов. Глины имеют следующее содержание основных окислов:  $\text{SiO}_2$  74,04%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16,01%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,86%,  $\text{FeO}$  0,83%, п.п.п.—5,97%. Примерно такой же состав имеют и аргиллиты, что говорит не в пользу гипергенной природы указанных пород. В то же время в дегалинской свите на р. Таймуре в пачке углистых алевролитов и аргиллитов обнаружены два слоя белых аргиллитов с микропрослоями углей мощностью 0,6 и 0,5 м. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них составляет 38,0%, а  $\text{SiO}_2$  38,85%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,44%,  $\text{FeO}$  1,36%, п.п.п.—19,67%. Сложены они чистым каолинитом, возможно, с примесью минералов свободного глинозема. Образование каолинита произошло либо за счет гидротермального изменения пород в приконтактовой с додеритовой интрузивной зоне, либо это — результат кислотного выветривания, характерного для торфяных болот.

Нами проведено также детальное литологическое изучение и опробование различных пород, слагающих вулканогенно-осадочную толщу нижнего триаса. Красноцветным и пестроцветным разностям при этом уделено особое внимание, так как среди них могут оказаться продукты латеритного выветривания, а с ними и бокситы. Глинистые породы среди вулканогенной формации практически отсутствуют. В единичных случаях, например на р. Илимпя, встречены глинисто-железисто-карбонатные образования в линзах и прослоях мощностью не более 2,5 м с содержанием связанного глинозема лишь 13,23%, кремнезема — до 40,18%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 28,85%,  $\text{FeO}$  0,16%,  $\text{TiO}_2$  0,75%, п.п.п.—11,07%. Опробование алевро-псаммитовых туфогенных пород также не дало интересных результатов, там где общее количество глинозема не превышает 17,15%. В красноцветных прослоях туффитов и туфоалевролитов содержания  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  относительно малы (6,36—12,73%), глинозема — до 16,89%, кремнезема — до 59,08%.

В процессе изучения обращалось внимание также на соотношение карбонатных фаций с сильно железистыми. В условиях предполагаемого широкого распространения сольфатар в мелких бассейнах с карбонатным осадконакоплением мог осадаться растворенный алюминий, поступавший в бассейны из



кислых растворов. Такие соотношения фаций наблюдались нами на реках Илимпее и Таймуре. В обоих случаях на чистых хемогенных озерных известняках мощностью 2—2,5 м, содержащих ископаемые остатки конхострак, залегают алевритовые красно-бурые ожелезненные туфы и туффиты с низким содержанием глинозема. Химический состав их на р. Илимпее показал следующее:  $\text{SiO}_2$  51,66—51,74%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  15,39—15,61%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  8,64—9,16%,  $\text{FeO}$  0,92—1,26%,  $\text{TiO}_2$  0,48—0,92%, п.п.п.— 10,90—11,21%.

Ожелезненность, красноцветность, карбонатизация пород вулканогенно-осадочной толщи характерны для всей Тунгусской синеклизы. Это обусловлено во-первых, аридным климатом, во-вторых — приносом гидротермами железа и щелочей. На р. Илимпее обнаружены весьма своеобразные обеленные породы близ вулканических аппаратов и интрузивных тел. Химический анализ образцов показал следующее содержание основных окислов:  $\text{SiO}_2$  56,18%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  9,81%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,55%,  $\text{FeO}$  0,25%,  $\text{TiO}_2$  0,36%, п.п.п.— 10,35%. Эти породы явно обеднены глиноземом и окислами железа, по-видимому, в результате выщелачивания термальными водами различного состава (кислые, кремнисто-карбонатные). Вынесенный алюминий и железо должны были поступать в озерные бассейны; данные опробования различных фаций вулканогенно-осадочных пород (144 образца) показывают отсутствие концентраций алюминия, и лишь в единичных пунктах установлены повышенные содержания окисного железа. Однако из-за слабой изученности рассматриваемого района это не дает основания полностью исключить возможность образования вулканогенно-осадочных залежей глинозема.

Проблема бокситообразования, связанная с формированием вулканогенно-осадочного комплекса Тунгусской синеклизы, может быть лучше раскрыта с помощью детального палеогеографического анализа природной обстановки вулканизма в начале раннего триаса. Проявление вулканизма обусловлено заложением глубинных разломов в земной коре. Г. Тазиев [124, с. 8] справедливо отмечает, что ...«на свете существует тысячи вулканов. Они не разбросаны как попало, а выстроились вдоль узких, удлинённых зон, и эти зоны, основываясь на данных геологии и геофизики, следует рассматривать как исполинские трещины, которые раскалывают на значительную глубину оболочку земного шара».

Безусловно, в раннетриасовое время в пределах Сибирской жесткой плиты вследствие растяжения земной коры возникали крупные глубинные расколы. Образуется Енисейско-Хатангская рифтовая зона, отделившая Таймыр от Сибирской платформы, и ряд других зон разломов, таких, как Котуйско-Тунгусская, Тунгусская, Курейско-Северореченская и Виви-Тембенчинская (см. рис. 10). Этот процесс сопровождался мантийным диапи-

ризмом ультрабазитов и интенсивной экстрезивной и эксплозивной деятельностью многочисленных вулканов, располагавшихся вдоль указанных разломов.

Наиболее ярко вулканизм проявился в области, прилегающей к Енисейско-Хатангской глубинной тектонической зоне. Здесь на месте Путоранских гор, так же как в современную эпоху в Исландии, формировалось вулканическое плато за счет излияния лав и грандиозных выбросов эксплозивного материала — вулканических бомб, пеплов, шлаков. Как и в Исландии [124], действовали вулканы самых разнообразных типов — катмайского, гавайского, исландского, пелейского [74]. Вулканизм сопровождался образованием крупных вулканических построек, приуроченных к зонам глубинных разломов; на этих участках рельеф был достаточно высоким и расчлененным, возможно даже горным (рис. 8). Вулканические аппараты, расположенные вдоль трещин, представляли собой невысокие горные цепи (рис. 9), возвышающиеся над плато и частично обрамляющие его. На плато в многочисленных кальдерах и в различно-

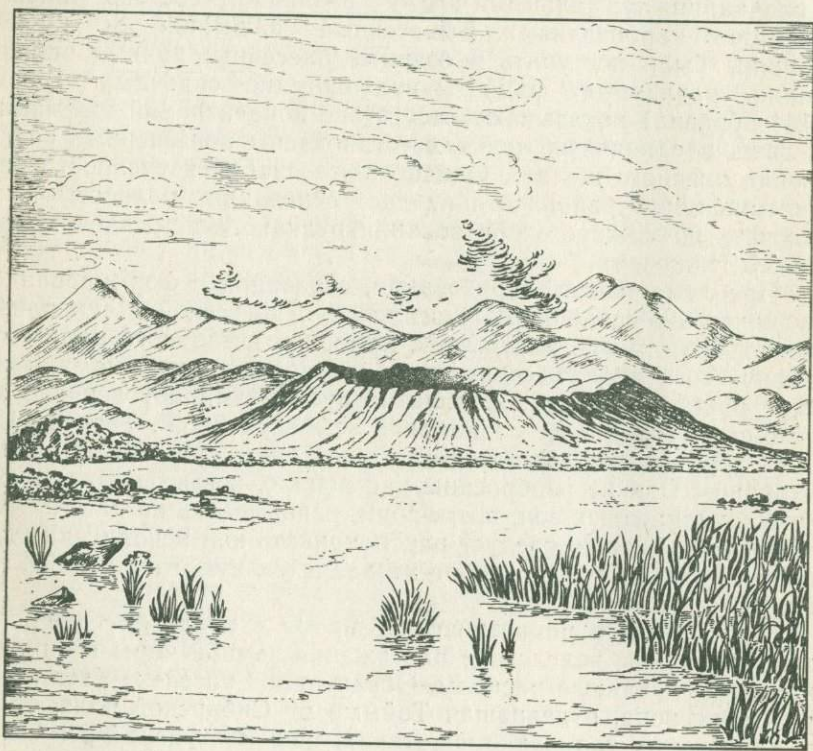


Рис. 8. Типичный ландшафт вулканической страны (Исландия)



го рода других небольших депрессиях, занятых водоемами, происходило накопление туфогенно-осадочных отложений с линзами озерных известняков, гипсов, и доломитов. Южнее указанного плато вулканизм имел иной характер. Центры излияния лав были многочисленны и не повсеместны, вулканы выбрасывали грубокластический материал, пепел, шлаки. Преобладали вулканы типа Катмай, Мон-Пеле, Кракатау. За счет огромного количества выброшенного эксплозивного материала, быстро размываемого и транспортируемого в пространстве водой, ветрами здесь формируется вулканическая холмистая равнина (рис. 10 — вкладка). Она открывалась к югу, с трех других сторон обрамлялась достаточно расчлененным нагорным плато. Многочисленные шлаковые конусы, возвышавшиеся над равниной на 300—400 м, быстро разрушались, не создавая особо высокого рельефа. Центры извержения вулканов перемещались, по-видимому, вдоль трещин, подобно современному из-

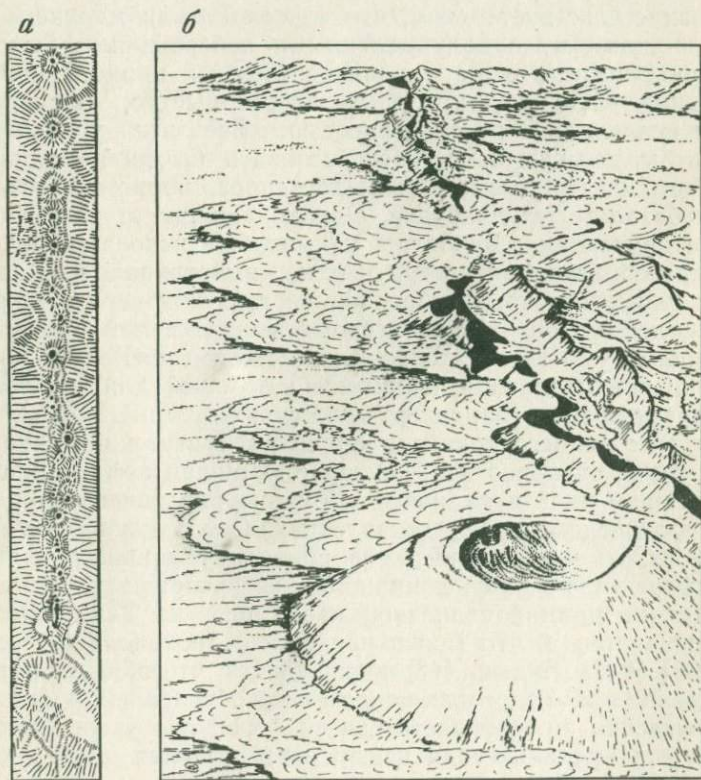


Рис. 9. Трещинные излияния базальтов в Исландии:

*а* — в плане, *б* — в перспективе (хорошо видны многочисленные мелкие шлаковые конусы и кратеры на трещине)

вержению вулкана Толбачик на Камчатке. Озерные водоемы были недолговечны, часто засыпались пирокластическим материалом и возникали вновь в других местах, в понижениях древнего рельефа. Еще южнее существовал ландшафт низменной озерно-аккумулятивной равнины, где вулканическая деятельность была наименее активна. На обширных пространствах, занятых озерами, происходило накопление преимущественно тонкообломочного пеплового материала, поступающего с севера и за счет выбросов местных вулканов, близ которых формировались наземные вулканические фации.

Несмотря на интенсивную сейсмическую активность и вулканизм, существовала довольно активная биологическая жизнь. В озерах различных ландшафтных зон было много фауны (пелиподы, остракоды, конхостраки, рыбы); по побережью озер росли папоротники, вдали от них произрастали, вероятно, редкостойные хвойные леса. Характер флоры, среди которой господствовали эквизетиты и неокалиты («тростниковая» флора), свидетельствует о том, что водоемы были мелкие, открытые, по-видимому с полупустынными побережьями; было тепло, существовали сухие и влажные сезоны, процесс почвообразования, очевидно, проходил очень быстро, плодородные почвы осваивались растительностью. Все эти условия, казалось бы, должны были способствовать быстрой латеритизации богатых глиноземом рыхлых пеплов, пористых шлаков и корок базальтовых покровов. Однако процесс этот, по-видимому, не происходил. Вероятно, климат был недостаточно влажным для образования латеритных кор выветривания. Об аридизации климата говорит образование в озерах гипсов, красцветов, доломитов, обилие ксерофитных растений, присутствие же хвойных — о недостаточно жарком климате. Возможно, аридизация сказывалась в значительно большей длительности сухого времени года (ландшафт типа сухих саванн).

Климат раннего триаса в пределах Тунгусской синеклизы определяли, очевидно два фактора: 1) общая аридизация [122], 2) активная роль вулканизма. Влияние последнего происходило в противоположных направлениях. Оно заключалось в том, что в период извержений из-за обилия вулканической пыли в атмосфере значительно понижалась ее прозрачность, ослабевало влияние прямой солнечной радиации — на Землю поступало меньше тепла, что могло привести к похолоданию климата [105] М. И. Будыко [47] подчеркивает, что общепланетарное потепление в 20-30-х годах нашего века обусловлено уменьшением запыления нижней части стратосферы; оно увеличивается в результате вулканических извержений, начиная с 40-х годов, когда вулканическая активность снова возросла, наступило похолодание.

Другое направление определялось тем, что наряду со взвешенными частицами во время извержений атмосфера обога-



щались аэрозолями (водяные пары, сероводород, сернистый газ и в особенности углекислый газ), создающими долгие десятилетия и даже столетия плотные завесы над Землей, тем самым способствуя возникновению так называемого «парникового эффекта». Наблюдения над действующими вулканами Камчатки показали, что объемы выбрасываемого газообразного вещества необычайно велики [84].

С одной стороны, вулканизм способствует похолоданию, с другой — потеплению, главное, вероятно, в том, какой фактор в данный геологический момент был интенсивнее. Чрезвычайно активный эксплозивный вулканизм раннего триаса в Тунгусской синеклизе вызвал, по нашему мнению, некоторое похолодание климата и оказал в какой-то мере негативное влияние на процесс химического выветривания.

Активная деятельность вулканов не была непрерывной. На смену извержениям приходила гидротермальная деятельность. Особо важным моментом при этом является пространственная и временная связь гидротерм с озерными бассейнами, так как с кислыми источниками может быть связано обогащение озерных глинистых и карбонатных осадков алюминием, как это происходит сейчас на Курильских островах, в Индонезии и в других районах активного вулканизма [45]. Фумарольно-сульфатарная деятельность имела, видимо, значительные масштабы, о чем говорит довольно обширная сульфидная минерализация, отмеченная в бассейнах рек Дегали, Тутончаны, Северной, Нижней Тунгуски, Ямбукана, Ейки и др. Кислые сульфатарные воды, взаимодействуя с вулканическими породами, обогащаются за счет них железом, алюминием, щелочами, щелочными землями. Содержание алюминия и железа в кислых источниках достигает нескольких граммов на литр. При выходе источников на поверхность железо, быстро окисляясь, частично выпадает из раствора, а частично в виде тонкодисперсной взвеси выносится в близлежащие озера и осаждается там при нейтрализации кислых термальных вод. Алюминий может осаждаться из кислых растворов в озерных бассейнах при активной нейтрализации. Последняя происходит в нейтральной либо слабо щелочной среде, возникающей обычно при карбонатной седиментации в водоеме, где и должна осуществляться концентрация свободного глинозема. Такие условия могли иметь место в начальной стадии проявления вулканизма лишь на локальных участках в периоды, когда прекращается эксплозивная вулканическая деятельность и в водоемы ограничивается привнос терригенного и витрокластического материала. Казалось бы наиболее благоприятными должны быть условия на юге синеклизы, в бассейнах рек Нижняя Тунгуска, Чуни. Однако на площади современного бассейна р. Нижней Тунгуски в пределах низменной озерно-аккумулятивной равнины накапливались довольно грубые терригенные фации — алевритовые, псаммито-

вые, даже гравелитовые (лапилли). Видимо, низменность, окружали возвышенные участки, в озера постоянно поступал терригенный материал. К тому же и сольфатарных источников было в это время мало. В бассейне р. Чуни гидротермальная деятельность была гораздо более интенсивной, функционировали щелочно-карбонатные источники (железосодержащие фации, травертины). Не исключено, что сюда мог приноситься и накапливаться свободный глинозем. Обилие сольфатар, очевидно, было на северной, восточной и западной окраинах синеклизы (бассейн рек Северной, Курейки), они действовали близ вулканов в зонах глубинных разломов. В период затишья вулканической деятельности в озера могли приноситься алюминий и железо, о чем свидетельствует сильная ожелезненность озерных образований. Аналогичные условия были в бассейне рек Тутончаны и Северной. На севере, в пределах плато, где рельеф был высоким и расчлененным, а вулканизм наиболее активным и катастрофичным, вряд ли могли быть условия для накопления необходимых для алюминия фаций.

С течением времени излияния лав распространяются на все более обширную территорию — к югу, приходя на смену эксплозивному вулканизму. Базальтовое плато как бы продвигается в этом направлении. В интервалах между излиянием лав происходит накопление в озерных водоемах терригенных, обогащенных гидроокислами железа, глинистых осадков с линзами известняков, гипсов, ангидритов. Подобные условия весьма благоприятны для накопления принесенного кислыми термами алюминия в озерные бассейны (бассейн рек Аян, Котуй, Курейка, Северная). В пределах холмистой вулканической равнины активизируется широтная зона глубинных разломов — возникают вновь многочисленные очаги экструзивного вулканизма, поставляя огромное количество разнообломочных пеплов, шлаков, местами эпизодически изливаются базальты, образуются грязевые и мутьевые потоки (лахары). В периоды затиший, активизируются гидротермы в бассейнах рек Ейки, Тутончаны, Северной, приносящие избыток окисного железа, а, возможно, и алюминия в замкнутые водоемы. Низменная озерно-аккумулятивная равнина значительно сокращается в своих размерах, но вулканическая деятельность и здесь достаточно активна. Преобладают вулканы, выбрасывающие огромное количество тонких пеплов, газов, водяных паров. Озера периодически засыпаются пеплом и как бы мигрируют в пространстве. Среди терригенного материала много карбонатных фаций (известняков, доломитов) с типичной озерной фауной, обитающей, видимо, в бассейнах с несколько повышенной соленостью. Озера с карбонатными фациями представляют несомненный интерес для накопления свободного глинозема, это прежде всего касается бассейна р. Ейки, изобилующего в то время очагами фумарольно-сольфатарной деятельности. Как и в самом начале прояв-



ления вулканизма, обилие фауны в озерах и умеренно ксерофильной растительности по берегам свидетельствует о теплом, но недостаточно влажном климате с сезонными сменами.

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1) между позднепермскими угленосными отложениями и раннетриасовыми вулканогенно-осадочными образованиями не существовало сколько-нибудь значительного стратиграфического перерыва, поэтому на границе между указанными комплексами отложений отсутствуют остаточные и переотложенные коры выветривания, о чем свидетельствуют результаты приведенных выше химических анализов, каолинитовые аргиллиты — явление обычное для угленосных формаций, и нередко каолиновые глины имеют латеритную природу; однако незначительные масштабы развития в основании туфогенно-осадочного комплекса и, возможно, их гидротермальный генезис также не дают основания предполагать существование эпохи латеритного выветривания, предшествующей вулканизму в рассматриваемом районе;

2) продуктов химического, а тем более латеритного выветривания среди вулканогенно-осадочных пород также не обнаружено; процесс латеритизации в начале раннего триаса был невозможен, по-видимому, как из-за недостаточной влажности (аридности) климата, так и ввиду большой «механической подвижности» рыхлого вулканогенного материала: даже в стадии стабильной тектонической обстановки (между очередной эксплозивной деятельностью вулканов) скорость процессов денудации преобладала над скоростью химического выветривания; общая красноцветность, пестроцветность пород в сочетании с загипсованностью могут свидетельствовать об аридности климата;

3) бокситообразование вероятнее всего можно ожидать в районах интенсивной сольфатарной деятельности, пространственно тесно связанной с замкнутыми бассейнами, где происходило накопление карбонатных илов; в южной части Тунгусской синеклизы (область преимущественно эксплозивного вулканизма) наиболее благоприятными в этом отношении были бассейны современных рек Илимпей и Чуни; в северной части синеклизы, где значительно преобладало излияние лав (область катастрофического вулканизма), накопление свободного глинозема могло происходить в бассейнах рек Ейки — Пирды, верховий Тутончаны — Северной, Нижней Тунгуски — Иритки.

Лавовая толща. Вулканогенные формации недооцениваются в должной мере как возможно перспективные на бокситы. Однако наличие многочисленных залежей бокситов внутри покровов базальтовых лав: Северная Ирландия, Шотландия, Гебридские острова [154], а также Фогельсберг (ФРГ),

о-в Тасмания и Гавайские острова [178, 181] дало основание обратить особое внимание на лавовое плато Тунгусской синеклизы. Проблема его бокситоносности рассматривается нами главным образом в плане латеритной теории и вулканогенно-осадочной гипотезы бокситообразования.

Лавовая толща распространена на огромной территории Тунгусской синеклизы — от бассейна р. Нижняя Тунгуска на юге до Таймыра на севере. В пределах Тунгусской синеклизы мощность ее около 3000 м. Излияние лав произошло вслед за формированием вулканогенно-осадочной толщи, рассмотренной выше. Однако, как отмечалось ранее, нижняя часть толщи на севере синеклизы может коррелироваться по времени своего образования с туффогенно-осадочным комплексом. Строение лавовой толщи удивительно однотипно. Она сложена чередующимися покровами и потоками волнистых массивных базальтовых лав афанитовой и горошчатой текстуры, перемежающимися с маломощными быстро выклинивающимися покровами и потоками пузыристых лав (мандельштейнов). Меньшее распространение имеют шаровые (подушечные), глыбовые, брекчиевидные, канатные лавы и кластолавы. Нередко среди покровов залегают прослойки пирокластиков (ляпиллиевые, пепловые, пизолитовые туфы, озерные туффиты) и редко — линзы хемогенных озерных гипсов, доломитов и известняков. Преобладающими по мощности и протяженности являются покровы толентовых массивных лав, мощность их колеблется от 1—10 м до 60—100 м, в среднем обычно 10—25 м, простираются — свыше 10 км. Особенно мощные, занимающие огромные площади покровы плагиофировых базальтов развиты на севере (бассейн рек Аян и Котуй), где они прослеживаются на многие сотни квадратных километров.

По составу и строению покровы базальтов Тунгусской синеклизы сходны с волнистыми толентовыми лавами Гавайских островов [74, 75, 102], образовавшимися при извержении жидкой богатой газами магмы. Они имеют везде трехчленное строение. Верхние и нижние части покровов пронизаны пустотами, порами и каналами прохождения газовых струй; средняя часть — самая мощная и сложена массивными наиболее раскрытыми базальтами. Кровля покровов волнистая, покрыта гладкой тонкой гематитизированной шлаковой корочкой, на которой видны рубцы смятия, морщины — следы течения жидкой лавы. Иногда видны следы облекания вышележащим покровом неровностей кровли нижележащего. В иных местах каналы газовых струй пронизывают два покрова, что свидетельствует об очень быстром, буквально одно за другим, излиянии, когда нижний покров еще не успевал остыть.

Шаровые (подушечные) лавы, слагающие отдельные потоки и покровы мощностью 10—12 м (пачки их достигают 30—80 м), по составу, строению и текстуре отвечают генетическим призна-



кам подушечных лав Исландии, Гавайских островов и другим океаническим подушечным базальтам.

Пирокластические образования, залегающие среди базальтовых лав, несут следы горизонтальной и эоловой слоистости (туфы); для тефроидов (туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты) характерны тонкая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, глинистые катуны, остатки фауны (остракоды, конхостраки, гастроподы и др.), свидетельствующие об образовании их в замкнутых водоемах. На севере Тунгусской синеклизы пирокластические и пирокласто-осадочные породы имеют подчиненное значение среди базальтов. По-видимому, эксплозивный вулканизм не имел регионального распространения и проявился в основном на локальных участках — в бассейне среднего течения р. Нижней Тунгуски и частично на северо-западе синеклизы.

В пределах лавовой толщи пока не установлено региональных перерывов, которые бы сопровождались выветриванием эффузивных и эксплозивных образований, размывом и переотложением продуктов гипергенеза, хотя могли быть локальные, представляющие интерес для прогнозной оценки бокситоносности, как в Северной Ирландии, ФРГ, на Гавайских островах и др. С этой целью были опробованы вишнево-красные ожелезненные разности туфов и туффитов, характерные для крупных пирокласто-осадочных пачек, железистые корки в кровле потоков и покровов и линзы известняков.

Покровы в подавляющем большинстве случаев залегают друг на друге без признаков какой-либо эрозии и денудации. На них, как отмечалось выше, нередко сохраняется даже верхняя шлаковая корка, нередко покрытая тонкой гематитизированной оторочкой, на которой видны следы течения вязкой лавы; как правило, сохраняется верхняя миндалекаменная, легко разрушающаяся зона покрова. Вероятно излияния лав происходили очень быстро. Весьма примечательны ожелезнение, гематитизация верхних частей покровов и залегающих между ними туффитов. Нам удалось опробовать верхние шлаковые корочки базальтовых потоков на р. Кочечумо. Результаты химического анализа показали количественное преобладание окисного железа над закисным, содержание кремнезема, глинозема и титана остается близким к среднему. Ожелезнением затронуты пирокластические и пирокласто-осадочные породы. При опробовании туфов и туффитов на р. Кондакан (5 образцов) установлено несколько повышенное содержание в них окисного железа (12,22—19,78%), глинозема (до 19,15%) и несколько пониженное — кремнезема (39,16—45,98%). Породы залегают на базальтах в виде линз мощностью 2,5—3 м и длиной 0,2—0,3 км, выделяются характерным вишнево-красным цветом с псевдобобовой текстурой; витрокластические туфы и туффиты сильно ожелезнены, хлоритизированы, цеолитизированы и анальцими-

зированы, вулканическое стекло в них полностью окислено и замещено гидроокислами железа. Термограммы и рентгеноструктурный анализ показывают присутствие монтмориллонита, гематита, анальцима. По-видимому, эти изменения связаны с фумарольно-сульфатарной деятельностью.

В верховьях р. Тутончаны (гора Кумто), на междуречье истоков рек Курейки и Северной, а также в районе оз. Дюпкун встречаются вишнево-красные мелкозернистые тяжелые породы, на 90% состоящие из гематита, остальные 10% составляют обломки различных пород и минералов. Контакт с перекрывающими породами резкий с подстилающими — гематиты постепенно сменяются миндалекаменными базальтами нижележащего покрова. В районе оз. Дюпкун, в верховьях рек Курейки и Северной гематитовые породы имеют слоистую текстуру и чередуются с прослоями алевролитов. М. И. Митрошин считает эти образования корами выветривания. Нам кажется, что вероятнее всего гематитизация туффитов связана с привносом в бассейн осадконакопления железа в растворенном состоянии из очагов сульфатарно-фумарольной деятельности. Опробование туфов и туффитов на р. Курейке показывает, что процентный состав основных компонентов в них близок к среднему трапповому, но в отдельных случаях содержание кремнезема несколько ниже, а глинозема выше среднего, при преобладании окисного железа над закисным.

Приведенные факты свидетельствуют о том, что гипергенные изменения вулканогенных пород проявились только в окислении железа в кровле покровов базальтов и в некоторых пачках пирокластических пород. В последних на контактах с покровами часто наблюдаются небольшие изменения в связи с привносом железа кислыми термами и выносом кремнезема (при щелочной минерализации). Вулканическое стекло в обломках пирокластов лишь хлоритизировано и ожелезнено. С ожелезнением связан характерный бурый, вишнево-красный цвет пород.

Чтобы лучше понять условия бокситообразования в «лавовое» время, необходимо воссоздать в самых общих чертах картину образования лавовой толщи (рис. 11). На примере базальтовых формаций Карру, плато Колумбии, Параны, Декана, Туле в Гренландии [74], а также классической страны современного базальтового вулканизма — Исландии [126] установлено, что их образование происходит при массовых излияниях лав через трещины в зонах растяжения. Излияние лав в Тунгусской синеклизе происходило в условиях общего воздымания территории, при котором только и возможно образование трещин растяжения. Последние были приурочены к подвижным зонам фундамента — зонам глубинных разломов, являющимися структурами глубокого заложения и длительного развития. Глубинные разломы, по мнению Н. Н. Дашкевича и Н. В. Дренова,



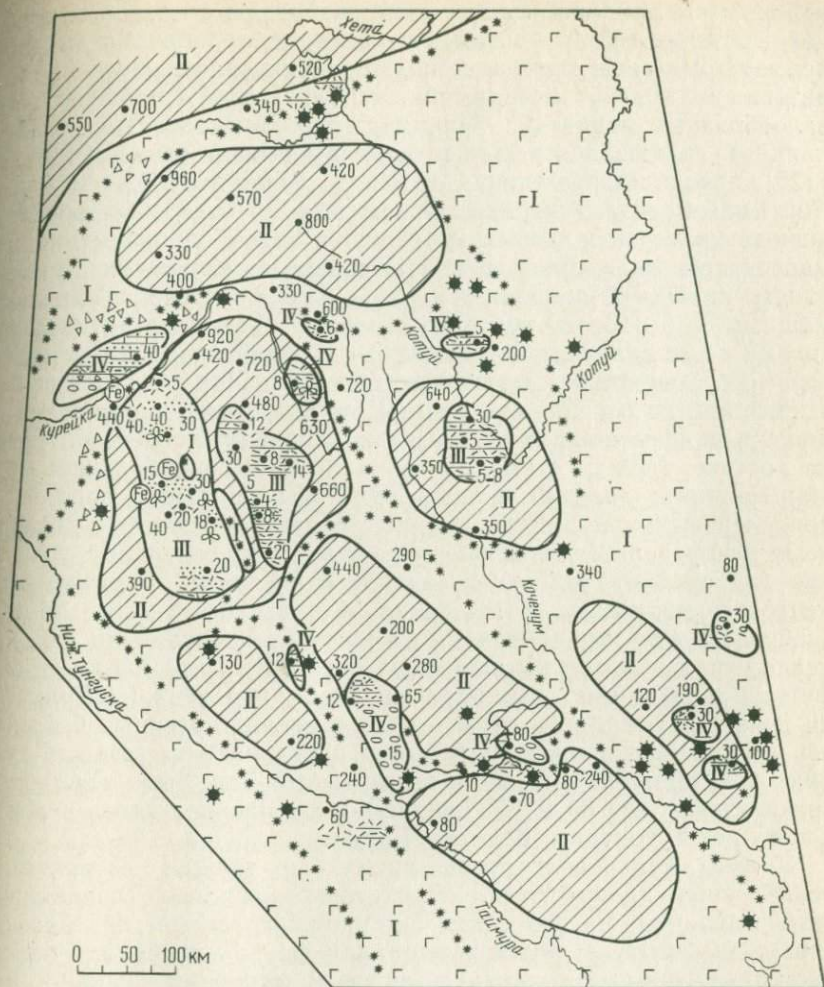


Рис. 11. Палеогеографическая схема Тунгусской синеклизы. Ранний триас. Условные обозначения см. рис. 10

заложились на месте рифейских авлакогенов и по напряженности тектонической деятельности и форме сходны с современными рифтовыми зонами Земли. Они и явились путями проникновения базальтового расплава.

В «лавовое» время территория Тунгусской синеклизы была возвышенной равниной (вулканическое плато), имеющей несколько пологих впадин. Зоны растяжения, вдоль которых располагались цепочки кратеров и трещин излияния, представляли собой в древнем рельефе валообразные возвышенности и гряды, выступающие над поверхностью плато. Благодаря низ-

кой вязкости основной магмы и большой скорости лавовых потоков, достигающей 15—50 км/ч и более, последние могли покрывать огромные пространства, проникая далеко в глубь территории от центров извержения, на Тунгусской синеклизе — от валлообразных поднятий. Например, лава вулкана Лаки (Исландия), излившаяся в 1783 г., заняла площадь более 50 000 га [125], преодолев расстояние от центра излияния в 130—150 км [75]. Вначале излияния лав происходили из отдельных обособленных кратеров щитовых вулканов, а затем одновременно из многих трещин и привели к «затоплению» огромных пространств лавовыми покровами (флуд-базальты, по Тиррелю) мощностью 5—10—20 м, редко 30—60 м. Наиболее активными зонами вулканизма по длительности и интенсивности были северные субширотные, протягивающиеся одна от оз. Дюпкун на р. Курейка до оз. Дюпкун на р. Котуй, другая — самая северная — в направлении от оз. Лама на западе до истоков р. Хеты на востоке. Между этими зонами отмечается наибольшая общая мощность лавовой толщи и отдельных покровов, постепенное уменьшение мощности лавовых пачек происходит с севера на юг. Эффузивная деятельность сменяется на отдельных участках (на северо-западе и юго-западе синеклизы) эксплозиями пеплового материала. В это время на плато было много озер, особенно в юго-западной части, в которых происходило накопление пепла и продуктов перебива пеплового материала — туф-фитов и вулканомиктовых пород. В бассейне р. Нижней Тунгуски излияние базальтов происходило в древние озерные бассейны, где и образовались шаровые и брекчиевидные лавы. Глубина некоторых из них, судя по мощности лав, была довольно значительной (до 80 м). Обширное озеро располагалось в верховьях рек Тутончаны, Хомтого, Ерачимо.

Климат, как и в «туфовое» время, продолжал оставаться ослабленным тропическим, недостаточно влажным (ландшафт сухой саванны), на что указывают пачки красноцветов, линзы, гипса, доломита, а также субаридная фауна остракод, конхострак. Огромные коллекции листовой флоры из вулканогенно-осадочных отложений (сборы А. А. Боручинкиной) дают основание предполагать, что некоторые водораздельные пространства были заняты беннеттитово-хвойными лесами, вокруг озер произрастали заросли из папоротников, членистостебельных, глейхениевых.

На протяжении всего «лавового» времени полностью эффузивная деятельность никогда не прекращалась. В условиях дифференцированных поднятий магмопроницаемых рифтовых зон, где сохранились условия растяжения и компенсационного прогибания впадин между ними, непрерывно происходили мощные трещинные излияния базальтов, «затопляющих» огромные пространства Средней Сибири. Эффузивные излияния сопровождались маломощными выбросами пеплов и на отдельных участ-



ках они переотлагались в озерных бассейнах. Над остывающими лавовыми покровами и близ трещин излияния располагались очаги фумарольно-сульфатарной деятельности. Фумарольные кислые термы, различные по составу, способствовали переносу в озерные бассейны, а также накоплению в кратерных озерах растворенного железа и, очевидно, алюминия. Одно из таких озер существует сейчас в кратере современного вулкана Кава-Иджен (о-в Ява), оно насыщено соляной и серной кислотами. Как считает К. К. Зеленев, это озеро является уникальным хранилищем ультракислых вод с предельно высоким содержанием растворенного алюминия (5 г/л) и титана [45]. Всего растворенного алюминия в нем около 200 тыс. т, а по Г. Тазиеву — свыше 400 тыс. т. Подобные «кислые» озера изучены на Камчатке, в Исландии и других вулканических областях [105]. Вряд ли они были редкостью и в раннем триасе Тунгусской синеклизы, времени проявления сильнейшего вулканизма в истории Земли.

Накопление мощных туфовой и лавовой толщ Тунгусской синеклизы произошло очень быстро. О том что формирование платобазальтов мощностью около 3000 м на территории около 500 000 км<sup>2</sup> может произойти быстро (в геологических масштабах), свидетельствует подсчет эффузивного и эксплозивного материала вулкана Лаки в Исландии [74], выбросившего при извержении в 1783 г. 12 км<sup>3</sup> лавы и 3 км<sup>3</sup> туфов. Излияния этого вулкана заняли площадь около 565 км<sup>2</sup>. О чрезвычайной быстроте накопления неогеновых базальтовых лав сообщает Д. Макдональд [75], отмечая, что в горах Орегона (Колумбийское плато) 1500 м лав образовалось за 50 000 лет. Если допустить, что тунгусские лавы накапливались даже в 20 раз медленнее, и то получится 1 млн. лет.

---

Геологические факты — отсутствие кор выветривания, продуктов перемыва базальтов, сохранность верхних миндалекаменных зон — свидетельствуют об интенсивности извержений, опережавших эрозию или корообразование. Если отсутствие кор выветривания подтвердится и в дальнейшем, то оно даст основание предположить очень быстрое, буквально мгновенное, в геологическом смысле времени, накопление не только лавовой толщи, но и всей вулканогенной формации Тунгусской синеклизы.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1) какие-либо гипергенные изменения пород на границах покровов и пачек пока неизвестны. Причиной этого может быть непрерывность извержений, когда излияние лавы сменилось на различных участках эксплозиями пеплового материала и не

было достаточных перерывов для эрозии и химического выветривания. Вместе с тем известно, что в условиях благоприятного влажного тропического климата базальты и их туфы превращаются в красноземные почвы, «болюсы», в течение 100—200 лет. Бокситы на современных базальтах о-ва Кауаи (Гавайские острова) образовались в условиях влажного океанического климата за 7000 лет [179]. По-видимому, климатические условия были не вполне благоприятны для интенсивных процессов глубокого химического выветривания. Базальты Тунгусской синеклизы формировались в условиях явно недостаточного количества влаги для латеритного выветривания. К тому же быстрое напластование покровов, тут же перекрываемых туфами, потом новыми покрывами, не создавало временных перерывов для гипергенного преобразования пород;

2) в толще базальтов не отмечено пока необходимых для выноса глинозема изменений пород. Воздействие кислых растворов незначительно по масштабам; нигде пока еще не наблюдалось интенсивного обеления пород и связанного с ним выноса алюминия и железа. Широко проявились процессы анальцимизации и цеолитизации, которые сопровождались некоторым выносом кремнезема. Таким образом, гидротермальные процессы, происходившие в лавовой толще, также не дают основания для того, чтобы можно было рассчитывать на значительную мобилизацию алюминия.

Все эти выводы предварительны, поскольку толща лав, значительная по мощности и площади распространения, все еще слабо изучена и может таить в себе много неожиданного. Наиболее интересными для дальнейшего изучения гематитизированных пород на границе покровов являются гора Кумто и район, расположенный на западной окраине оз. Дюпкун. С позиций вулканогенно-осадочной гипотезы не менее интересным может оказаться участок, находящийся в бассейне р. Кандакан, где отмечается повышенная минерализация пород. Сейчас трудно наметить стратиграфические уровни, на которых следует сосредоточить внимание в дальнейшем. Эти трудности связаны с проблемой возраста лавовой толщи. Весьма противоречивый палеонтологический материал не дает пока возможности наметить четкую смену палеонтологических комплексов, указывающих на какие-то перерывы.

## СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

В 1965 г. А. А. Николаев впервые высказал предположение о возможной бокситоносности мирненской свиты (верхний, силур). На «Карте бокситоносности СССР» 1973 г. [53] эта территория отнесена на том же основании к категории возможно перспективной на бокситы девона и раннего карбона. Целенаправленные исследования здесь не проводились и территория



является, по существу «белым пятном» в отношении потенциальной перспективы бокситоносности.

Территория исследования располагается в бассейнах рек Колымы и Индигирки и является частью Верхояно-Колымской складчатой системы. Центральную ее часть, скрытую под чехлом четвертичных отложений, относимую ранее к Колымскому срединному массиву, занимает Алазейская складчатая область [137]. Она обрамлена с севера, запада и юго-запада Улахан-Сис-Полоусненским, Селенняхским, Тас-Хаяхтахским и Омуплевским горст-антиклинориями. На юго-востоке к ней примыкает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, с остальных сторон — ограничена синклинальными зонами Верхояно-Колымской складчатой системы. В геологическом строении территории принимают участие геосинклинальный комплекс раннего палеозоя — мезозоя и континентальные образования позднего мела — неогена. Геосинклинальный комплекс пород сильно дислоцирован, осложнен многочисленными различного типа разрывными нарушениями. Ранне-среднепалеозойские образования являются складчатым основанием мезозойско-Северо-Востока СССР, расчлененным после- и позднегеосинклинальными наложенными впадинами. Для прогноза бокситоносности выбраны отложения среднего палеозоя; основным и единственным критерием при этом послужил их благоприятный формационный состав.

Установлено, что в отложениях среднего палеозоя наряду с аспидным и флишoidalным комплексом пород нередко преобладают известняки и доломиты, среди которых присутствуют рифогенные фации этих пород. Встречаются также пестроцветные глинистые известняки и мергели, гипсы и ангидриты. В ряде структурных зон широко распространены вулканогенные породы спилит-кератофировой формации, одновозрастные с карбонатными отложениями. Имеют место локальные и региональные перерывы в осадконакоплении. Короче говоря, формационный состав среднего палеозоя относится к геосинклинальной стадии развития региона.

Известно, что крупнейшие в мире месторождения бокситов приурочены к карбонатным формациям геосинклинальных областей, причем многие из них располагаются на рифогенных известняках. Для всех бокситовых залежей характерен стратиграфический перерыв между временем накопления подстилающих карбонатных пород подбокситного горизонта и началом образования бокситов. Поверхность известняков, подстилающих бокситы, сильно закарстована. Между тем кровля бокситовой залежи вверх по разрезу обычно постепенно сменяется пестроцветными карбонатными отложениями надбокситового горизонта. Это дало нам основание использовать при прогнозировании бокситов в качестве рабочей гипотезу А. С. Калугина [50], а также и гипотезу терра-росса.

В основу гипотезы А. С. Калугина, как уже говорилось, положена идея о том, что вулканические пеплы, оседая на рифовых постройках, в условиях влажных тропиков, возможно и субтропиков, быстро латеритизируются и превращаются в бокситы (рис. 12). Судя по составу пород, обязательным условием при этом должна быть тесная пространственная и временная связь вулканизма и рифообразования в пределах единой геосинклинальной области или зоны. Этим требованиям удовлетворяет принятое нами при прогнозировании бокситов положение о том, что территория, относимая долгое время к Колымскому срединному массиву, представляла собой в палеозое эвгеосинклинальную зону, заложившуюся, очевидно, еще в рифее [106, 138]. Последняя на протяжении всего геосинклинального этапа развития была обрамлена с севера, запада и юго-запада миогеосинклиналями, на месте которых в эпоху складчатости возникли указанные выше горст-антиклинории. Не вдаваясь в дискуссию данной концепции, мы тем не менее считаем указанную палеотектоническую обстановку наиболее верной и полагаем, что для бокситообразования она могла сыграть решающую роль, поскольку легко объясняет местоположение источников пепла — вулканов, приуроченность которых к эвгеосинклинальным зонам общеизвестна. Обусловленная связь образующихся в настоящее время бокситов с интенсивным проявлением вулканизма в современной эвгеосинклинальной зоне Тихого океана (Полинезия, Индонезия и др.) является прекрасным тому примером.

Остановимся кратко на характеристике интересующих нас образований нижнего — среднего палеозоя, вскрываемых на дневной поверхности в миогеосинклинальных зонах.

**Ордовик — ранний силур.** Ордовикские — нижнесилурийские отложения широко распространены в пределах западной части Полоусненского и повсеместно — в Тас-Хаяхтахском и Омудевском антиклинориях, в меньшей степени в Приколымском антиклинории и вовсе отсутствуют в восточной части Полоусненского (хр. Улахан-Сис). На древние отложения они ложатся с угловым несогласием или находятся с ними в тектоническом контакте. В западной части Приколымского антиклинория и в среднем течении р. Чибгалах в основании нижнего силура встречены горизонт и линзы конгломератов (до 30 м), свидетельствующие, очевидно, о кратковременном перерыве в осадконакоплении. Описываемые отложения представлены преимущественно терригенно-карбонатными породами, среди которых особенно много сланцев, алевролитов, песчаников. В виде линз и прослоев (2—6 м) встречаются гипсы и ангидриты, а также гипсоносные (до 35 м) пачки (переслаивание гипсов, мергелей, алевролитов). Мощность отложений достигает 1500 м.

В пределах исследуемой территории развиты и вулканогенно-осадочные образования ордовикского возраста. В Рассошинской зоне Омудевского антиклинория они представлены трахи-



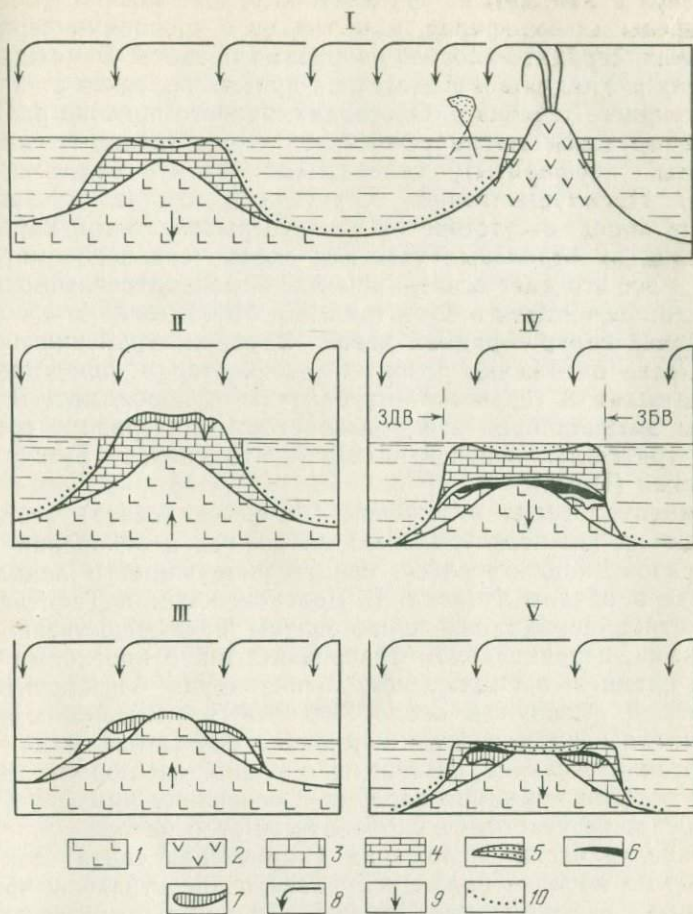


Рис. 12. Гипотетическая схема формирования бокситовых месторождений латеритно-осадочного типа. По А. С. Калугину (1967 г.)

1 — вулканические породы фундамента рифогенных плато; 2 — вулканы, синхронные рифам; 3 — рифогенные образования подрудные; 4 — то же, надрудные; 5 — отложения рифовых околорифовых лагун; 6 — латеритно-осадочные морские бокситы — продукты перемива латеритно-пролювиальных наземных бокситов; 7 — латеритно-пролювиальные бокситы, образующиеся за счет выветривания пепла, кора латеритного выветривания на вулканических породах фундамента; 8 — направление осаждения пепла; 9 — направление движений островной суши; 10 — отложения пирокластики и продуктов денудации островной суши. ЗДВ — зона дальнего выклинивания бокситов латеритно-осадочного типа; ЗБВ — зона ближнего выклинивания бокситов латеритно-осадочного типа. Стадии: I — «первичного атолла», или рифогенного архипелага, II — поднятого слабо расчлененного рифогенного плато с выступающими латеритно-пролювиальными бокситами, III — поднятого глубоко расчлененного рифогенного плато с выступами его вулканического фундамента и продолжающимися формироваться латеритно-пролювиальными бокситами, IV — «лагуны» с перемивом латеритно-пролювиальных бокситов при погружении бокситоносного острова — плато, защищенного от абразии молодыми окаймляющими рифами, под уровень V — «вторичного атолла» или рифового архипелага, с окончательным погребением бокситоносных отложений

базальтами, туфами с прослоями известняков. На междуречье Хичимчера и Уяндины из ордовикских отложений распространены покровы альбитофиров, известняков с прослоями серицито-кварцевых, серицито-хлорито-кварцевых сланцев. В междуречье Селеннях и Уяндины и в бассейнах правых притоков р. Чиблага-лах и среднего течения р. Ойсордах, правого притока р. Селеннях, обнаружены метаморфические толщи (сланцы, спилиты, кварциты, порфириты), содержащие фауну ордовика (до 3000 м). Преимущественно терригенный состав и загипсованность пород, отсутствие следов перерывов внутри карбонатных толщ, на отдельных участках следы сильного метаморфизма — все это дает основание считать рассмотренные отложения мало пригодными в бокситоносном отношении.

**Поздний силур — ранний девон.** Верхнесилурийские и нижнедевонские отложения развиты повсеместно и представлены карбонатными и терригенно-карбонатными породами. В Омудевском антиклинории этому возрастному интервалу соответствуют три свиты: бизонская ( $S_2bz$ ), мирненская ( $S_2mr$ ) и нелюдимская ( $D_1nld$ ).

Нижнелудловские отложения (бизонская свита) согласно залегают на нижнесилурийских, но кое-где в основании отмечен горизонт конгломератов, свидетельствующий о локальном перерыве в начале лудлова. В Полоусненском и Тас-Хаяхтахском антиклинориях они представлены преимущественно известняками, нередко доломитизированными, с прослоями глинистых сланцев, в Омудевском антиклинории — исключительно доломитами. Мощность около 300—800 м. Интересными для бокситообразования в этом комплексе считаются легко карстующиеся известняки, доломиты и глинистые породы. Заслуживает особого внимания перерыв в основании нижнего лудлова, особенно на участках с карбонатным субстратом.

Верхнелудловские отложения (мирненская свита) согласно залегают на породах нижнего лудлова и представлены преимущественно пестроцветной толщей глинистых известняков, красных мергелей (2—25 м), доломитов и песчаников с прослоями туфов в Омудевском антиклинории, с прослоями (2—10 м) гипсов и ангидритов в бассейне рек Догдо и Индигирки (Тас-Хаяхтахский антиклинорий), с битуминозными и органогенными известняками (до 20 м) в бассейне рек Селеннях и Уяндины (западная часть Полоусненского антиклинория). Общая мощность верхнелудловских отложений достигает 1000 м. Благоприятными для бокситообразования среди верхнелудловских пород являются органогенные известняки в бассейне рек Селеннях и Уяндины и пестроцветные породы мирненской свиты. Возможную бокситоносность пород мирненской свиты А. А. Николаев связывает с переотложением в водной среде свободных гидроокислов железа, алюминия, титана с близлежащей суши, подвергшейся в это время химическому выветриванию. В мелко-



водных лагунах гидроокислы могли осаждаться среди карбонатных пород и образовывать концентрации алюминиевых и железистых руд.

Нижедевонские отложения (нелюдимская свита) на большей части территории согласно залегают на верхнелудловских, а в Рассошинской зоне Омудевского антиклинория и в междуречье Индигирки и Момы в пределах Тас-Хаяхтахского антиклинория прослеживается стратиграфическое несогласие, на остальной же части Омудевского антиклинория оно слабо выражено. Это свидетельствует о существовании локального перерыва в начале раннедевонской эпохи. Рассматриваемые отложения представлены преимущественно массивными и слоистыми известняками, среди которых часто встречаются органогенные и рифогенные разности пород. Порой известняки содержат прослой глинистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность нижедевонских отложений до 1000 м. Интересными с точки зрения возможной бокситоносности нижедевонских отложений могут быть рифогенные известняки с маломощными прослоями глинистых сланцев и континентальные перерывы, отмеченные выше в основании этих образований.

**Средний девон.** Среднедевонские отложения представлены в полном объеме. Эйфельский ярус согласно залегает на нижедевонских породах. Лишь на левобережье р. Чибагалах в Тас-Хаяхтахском антиклинории в основании рассматриваемых образований отмечается горизонт конгломератов (30 м), фиксирующий, по-видимому, локальный перерыв. Комплекс пород эйфеля достаточно разнообразен. Карбонатные породы, состоящие главным образом из органогенных известняков с прослоями глинистых сланцев, распространены в бассейнах среднего течения рек Уяндины и Селенях (Полоусненский антиклинорий) и верхнем течении рек Омудевки и Таскан (Омудевский антиклинорий). Мощность их изменяется от 400 до 1000 м. На остальной части территории эйфельский ярус представлен карбонатно-терригенными отложениями (преимущественно глинистыми сланцами, глинистыми известняками, алевролитами, песчаниками с линзами и пластами гипсов и ангидритов). В долине р. Серечен (приток р. Зырянки, Омудевский антиклинорий) отмечен пласт гипсов мощностью до 300 м. Мощность карбонатно-терригенных отложений 700—1000 м. Вулканогенно-осадочные образования распространены по левобережью р. Зырянки (Рассошинская зона Омудевского антиклинория) и представлены мощной толщей (600 м) андезитов, переслаивающихся с коралловыми известняками, конгломератами, конгломерато-брекчиями (данные А. К. Савосиной, А. И. Сидяченко, 1974—1975 гг.—объединение «Аэрогеология»). На водоразделе Булкана и Амкотынджа (восточная зона Приколымского антиклинория) вулканогенно-осадочная толща сложена туфами кислого состава с прослоями песчаников. Мощность около

800 м. Среди эйфельских отложений наиболее важными для бокситоносности являются органогенные известняки с маломощными прослоями глинистых сланцев и континентальный перерыв в основании эйфеля в среднем течении р. Чобагалах.

Живетский ярус на значительной части территории залегает согласно на эйфельском. На левобережье р. Индигири, выше устья р. Большая Эрча (бассейн рек Арга-Юрях и Наанчан), а также на водоразделе верхнего течения рек Поповки и Сеймчан, живетские отложения перекрывают размытую поверхность нижележащих образований. Отложения состоят главным образом из песчаных и глинистых известняков, доломитов и мергелей с линзами гипсов и ангидритов мощностью до 10 м. Максимальная мощность яруса достигает 1000 м. Чисто карбонатные породы развиты в бассейне рек Урультун и Иваньи (правые притоки р. Омuleвка в Омuleвском антиклинории) и представлены благоприятными в бокситоносном отношении рифогенными известняками с прослоями глинистых сланцев. Мощность их составляет около 240 м.

**Поздний девон.** Верхнедевонские отложения представлены также в полном объеме отдела. Франский ярус везде согласно залегает на среднедевонских отложениях, только в бассейне р. Догдо и верхнего течения р. Чобагалах в Тас-Хаяхтахском антиклинории он перекрывает размытую поверхность среднего девона. На большей части площади развиты карбонатные породы, состоящие преимущественно из органогенных и обломочных известняков, мощность которых около 850 м. Карбонатно-терригенные отложения распространены только на водоразделе рек Ясачной и Поповки (западная зона Приколымского поднятия), где они сложены песчаниками, алевролитами, сланцами и глинистыми и песчанистыми известняками. Мощность их до 1000 м. Среди органогенных известняков Тас-Хаяхтахского и Полоусненского (хр. Улахан-Сис) антиклинориев присутствуют рифогенные фации.

Фаменский ярус на подавляющей части Полоусненского и Тас-Хаяхтахского антиклинориев отсутствует, что свидетельствует о региональном перерыве. В Омuleвском и Приколымском антиклинориях фаменские отложения согласно перекрывают франский ярус и представлены карбонатными, вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями. Карбонатные отложения развиты в восточной части Полоусненского и на большей части Омuleвского антиклинориев. Они состоят из известняков, часто рифогенных в Полоусненском антиклинории, известняков и доломитов в Омuleвском антиклинории. Вулканогенно-осадочные отложения развиты в юго-восточной части Омuleвского поднятия и представлены переслаиванием основных эффузивов с песчаниками и известняками (до 600 м). В Березовской зоне на границе с Приколымским поднятием (верховье р. Березовки) вулканогенная толща сложена крем-



нистыми породами, кислыми эффузивами (около 900 м). Из перечисленных литологических разностей фаменского яруса благоприятными для бокситоносности являются рифогенные известняки восточной части Полоусненского антиклинория.

В центральной части Алазейского поднятия (р. Бадяриха, междуречье Кыллаха, Кенкельды и Седедемы) известны выходы терригенно-вулканической толщи нижнего (?) — среднего палеозоя [37]. На р. Бадярихе это базальты, их туфы, диабазы, т. е. породы близкие океаническим толеитам. На междуречье указанных рек обнажены граувакки, туфы андезитов и базальтов, кремнистые породы с яшмами, известняками и подчиненными покровами базальтов и андезитов. Судя по строению и составу толщ, очевидно, эти породы образовались в раннюю (р. Бадяриха) и позднюю (междуречье Каллаха, Кенкельды, Седедемы) стадии эвгеосинклинального развития региона.

---

Приведенные выше данные по раннему — среднему палеозою показывают, что на территории бассейнов рек Колымы и Индигирки имеют место геологические факторы, свидетельствующие о возможной бокситоносности пород: 1) наличие рифогенных фаций карбонатных пород, 2) присутствие среди последних пестроцветных разностей и в том числе глинистых пород, 3) наличие локальных и региональных перерывов в карбонатной толще. Особенно благоприятными для поисков бокситов карстового типа являются верхнесилурийские — верхнедевонские карбонатные породы, содержащие пачки рифогенных и органогенных известняков с прослоями глинистых сланцев и имеющие стратиграфические перерывы в основании нижнего лудлова, нижнего девона, эйфеля, живета, франса, карбона. Бесперспективными в отношении бокситоносности следует считать ордовикские — нижнесилурийские и нижнекаменноугольные отложения.

Судя по составу пород (известняки и доломиты, в том числе рифогенные, пестроцветные глинисто-карбонатные породы, гипсы) и органических остатков (кораллы, брахиоподы, строматопоры), климат на протяжении раннего — среднего палеозоя был тропическим, но в пределах отдельных частей территории гумидный климатический режим, вероятно, эпизодически сменялся аридным.

Анализируя условия осадконакопления (рис. 13—20), нетрудно убедиться, что за весь этот длительный отрезок времени территория представляла собой обширную геосинклинальную область, в центральной части которой располагалась эвгеосинклинальная зона, а по обрамлению — миогеосинклинальная. Для каждой из них характерен свой тектонический режим и вулканическая деятельность. Осадконакопление в миогеосинклинальной зоне (основная исследованная часть района принадле-

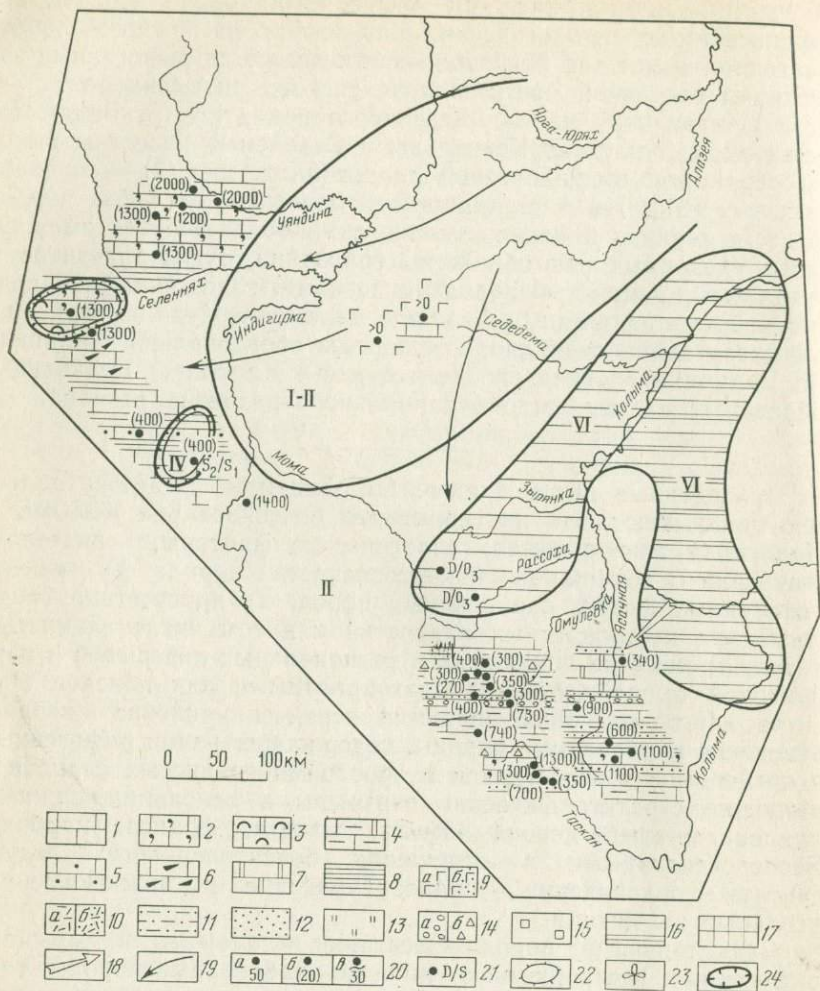


Рис. 13. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Ранний силур.

Условные обозначения к рис. 13—20.

1—6 — известняки (2 — органогенные, водорослевые, 3 — рифогенные, 4 — доломито-глинистые, мергели, 5 — битуминозные, 6 — обломочные); 7 — доломиты; 8 — глинистые сланцы, аргиллиты; 9 — эффузивные породы основного состава (а — лавы, б — туфы); 10 — эффузивные породы кислого состава (а — лавы, б — туфы); 11 — алевролиты; 12 — пески, песчаники; 13 — кремнистые породы; 14 — грубообломочные породы (а — галечники, конгломераты, б — брекчи, щебень); 15 — гипс, ангидрит; 16—17 — породы в областях размыва древней суши (16 — осадочные обломочные и карбонатные, 17 — изверженные, метаморфические и осадочные); 18 — главные направления сноса обломочного материала; 19 — главные направления сноса пирокластического вещества; 20 — разрезы по обозначению (а — полная мощность, б — вычисленная путем деления нерасчлененной толщи, в — отсутствуют данные по верхней части); 21 — залежание молодых отложений с перерывом на более древних; 22 — зона развития рифовых массивов; 23 — места находок ископаемой флоры; 24 — области возможного бокситообразования и бокситонакопления. I — море, глубокая часть шельфа; II — море, мелкая часть шельфа; III — залив с повышенной соленостью; IV — кратковременные острова, сложенные карбонатными и глинисто-карбонатными породами; V — равнины холмистые; VI — горы низкие



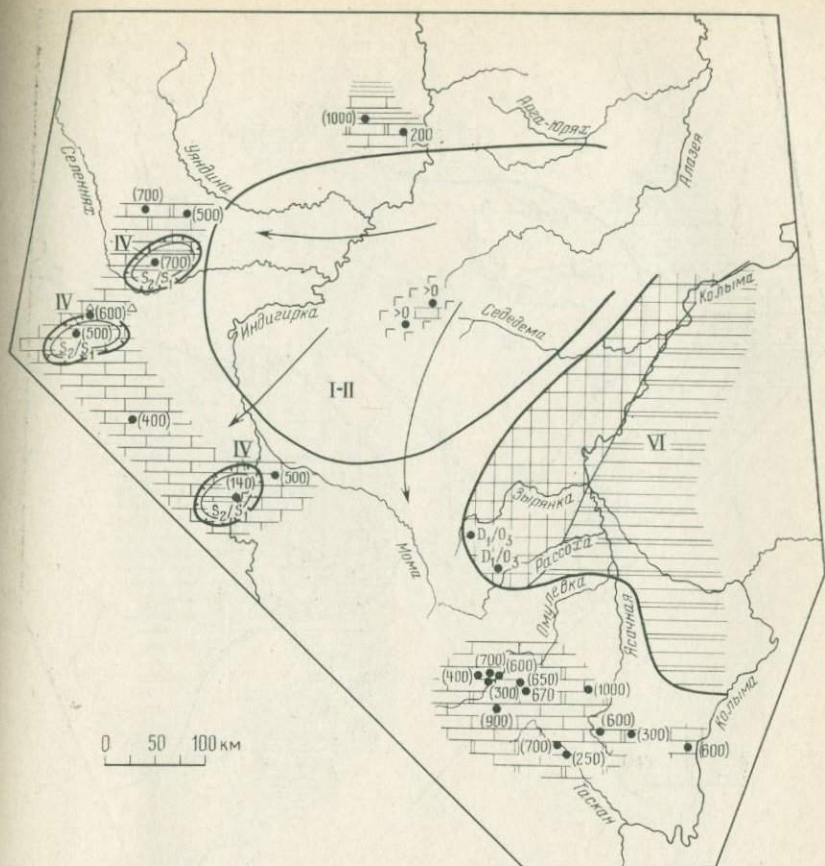


Рис. 14. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Начало лудловского ( $S_2$ ) века.

Условные обозначения см. рис. 13

жит именно этой зоне) происходило в обширном открытом сравнительно мелководном морском бассейне, в его акватории возникали обширные лагуны. Начиная с позднего силура, в результате интенсивной жизнедеятельности рифостроящих организмов на мелководье эпизодически возникают рифы, возвышаясь иногда над уровнем моря в виде барьерных рифов и атолловых островов. Кроме того, в начале силура, девона, в среднем девоне, живетском эйфельском, фаменском и франском веках во многих местах кратковременно существовали острова, отмели, сложенные как карбонатными, так и терригенными высокоглиноземистыми породами, на которых могли происходить интенсивное химическое выветривание и процессы терра-росса. Рифовые постройки с островами эрозионно-тектонического происхождения

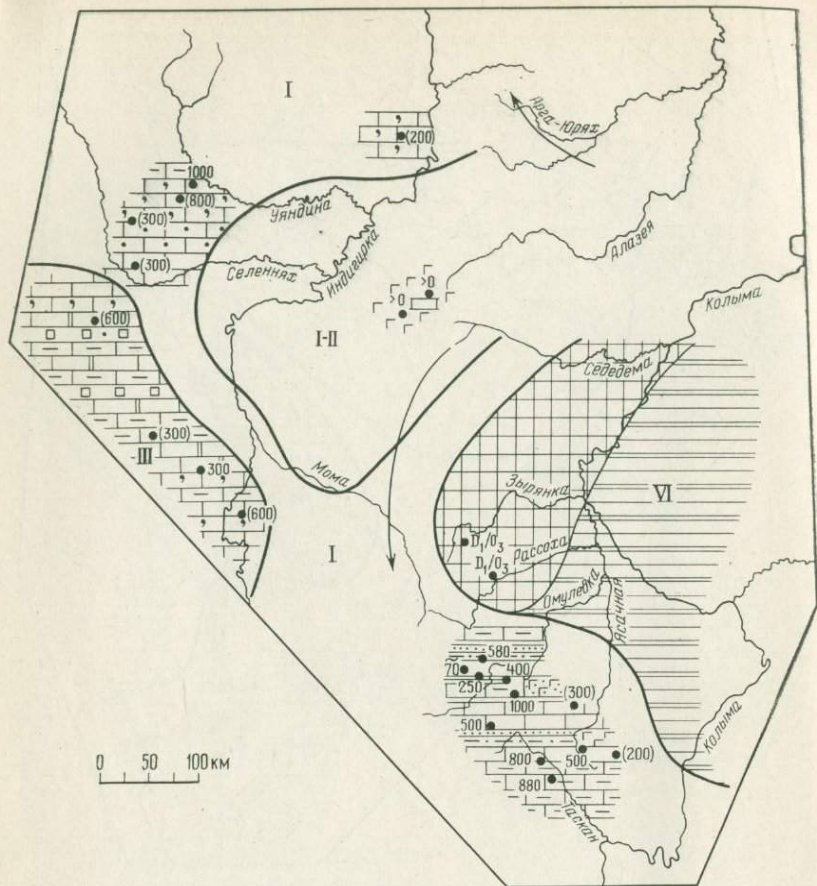


Рис. 15. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Конец лудловского ( $S_2$ ) века.

Условные обозначения см. рис. 13

представляли собой архипелаги (в разные отрезки времени), подобные некоторым современным в Тихом океане, на которых в настоящее время идет процесс бокситообразования.

Одновременно с формированием островной суши в вулканически активной эвгеосинклинальной зоне шла интенсивная вулканическая деятельность, как подводная, так и наземная. Вулканические пеплы, оседая на рифовые и известняковые острова, могли образовывать на карбонатном ложе достаточно мощные пепловые осадки, создавая, таким образом, благоприятные обстоятельства в условиях влажного тропического климата для латеритизации субстрата с образованием бокситов. По существ-



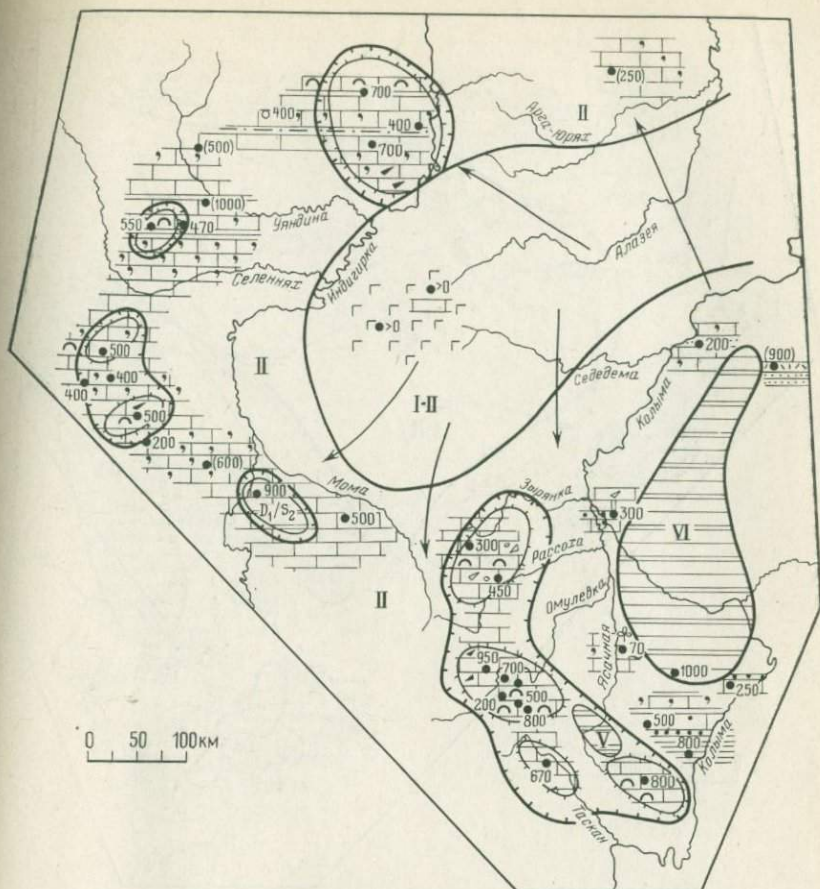


Рис. 16. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Ранний девон  
Условные обозначения см. рис. 13

ву, сейчас на островах Реннелл, Лифоу, Сайпан, Гуам и других, вероятно всего, именно таким путем возникли бокситы.

Таким образом, в бассейне рек Колымы и Индигирки в среднепалеозойское время могли быть условия, способствующие бокситообразованию: тропический влажный морской климат, обширный открытый морской бассейн с архипелагами барьерных рифов, наличие вулканического пепла — источника глинозема, благоприятные условия захоронения от последующего разрушения — перекрывающие трансгрессивные осадки.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:

1) в кряже Улахан-Сис (восточная часть Полоусненского антиклинория), возможно, бокситосодержащими могут быть органогенные известняки в верхнесилурийских — среднедевон-

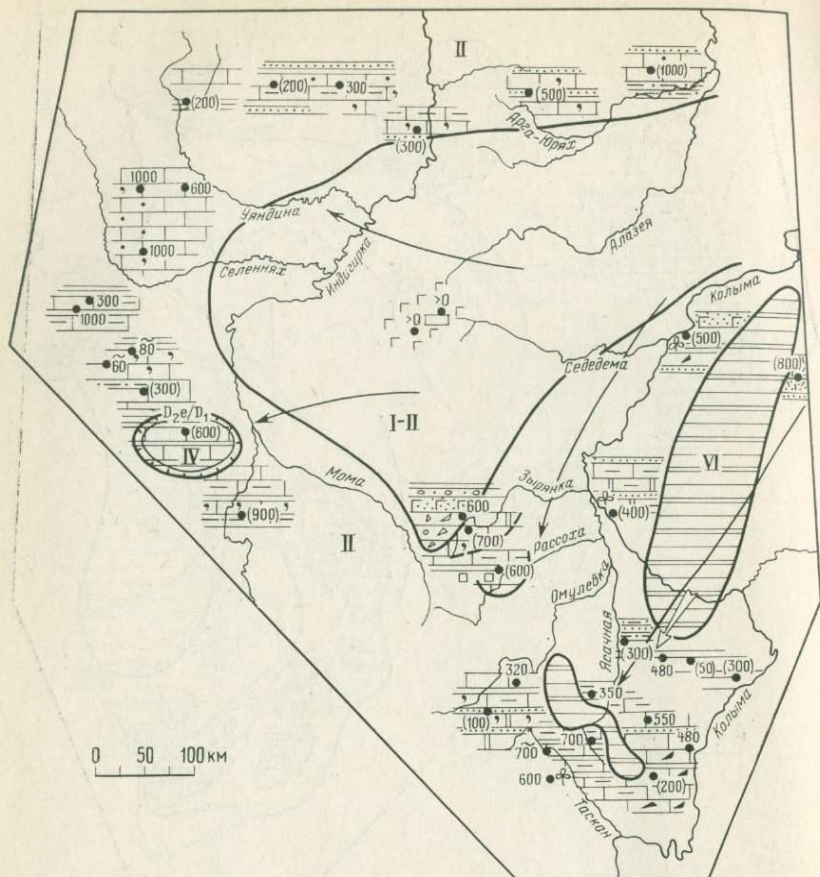


Рис. 17. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Эйфельский век  
Условные обозначения см. рис. 13

ских отложениях, рифогенные известняки в верхнедевонских отложениях и контактовые зоны по границам стратиграфических перерывов внутри карбонатной и терригенно-карбонатной толщи, приуроченные к основанию эйфельского яруса, фанменского яруса и нижнего карбона;

2) бассейн рек Догдо и Солонья (северо-западная часть Тас-Хаяхтахского антиклинория) заслуживают внимания как вероятно перспективные на бокситы органические известняки в верхнесилурийских — среднедевонских отложениях, рифогенные известняки в среднем девоне и перерывы в основании верхнего девона и нижнего карбона;

3) благоприятными с точки зрения возможной бокситоносности являются органические известняки верхнесилурийских — нижнедевонских отложений и континентальный перерыв в ос-



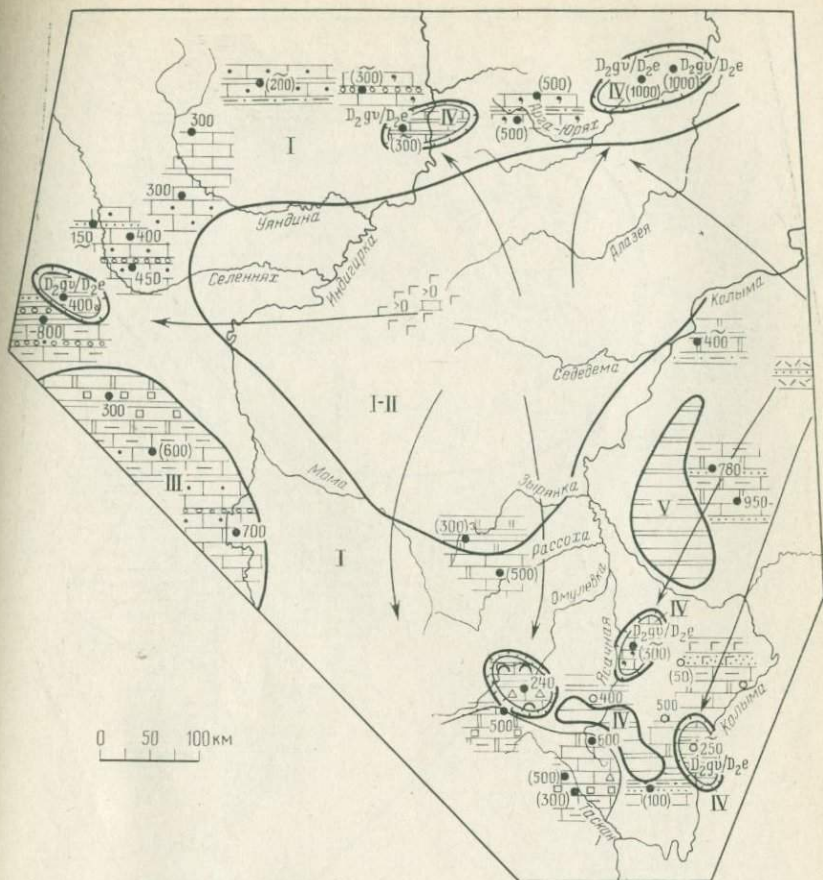


Рис. 18. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Живетский век  
Условные обозначения см. рис. 13

новании среднего девона левобережья р. Чибагалах (юго-восточная часть Тас-Хаяхтахского антиклинория);

4) условия, аналогичные площади «3», были на правобережье р. Индигирки, напротив устья р. Чибагалах (Тас-Хаяхтахский антиклинорий);

5) в Омuleвском антиклинории благоприятными для бокситообразования являются верхнесилурийские — нижнедевонские рифогенные и органогенные известняки, часто с прослоями глинистых сланцев и континентальный перерыв в основании нижнего девона; для дальнейшего изучения рекомендуются следующие участки: водораздел верхнего течения рек Рассохи и Омuleвки, бассейн среднего и верхнего течения р. Таскан, среднее течение р. Рассохи (выше устья р. Булкут). Последние привле-

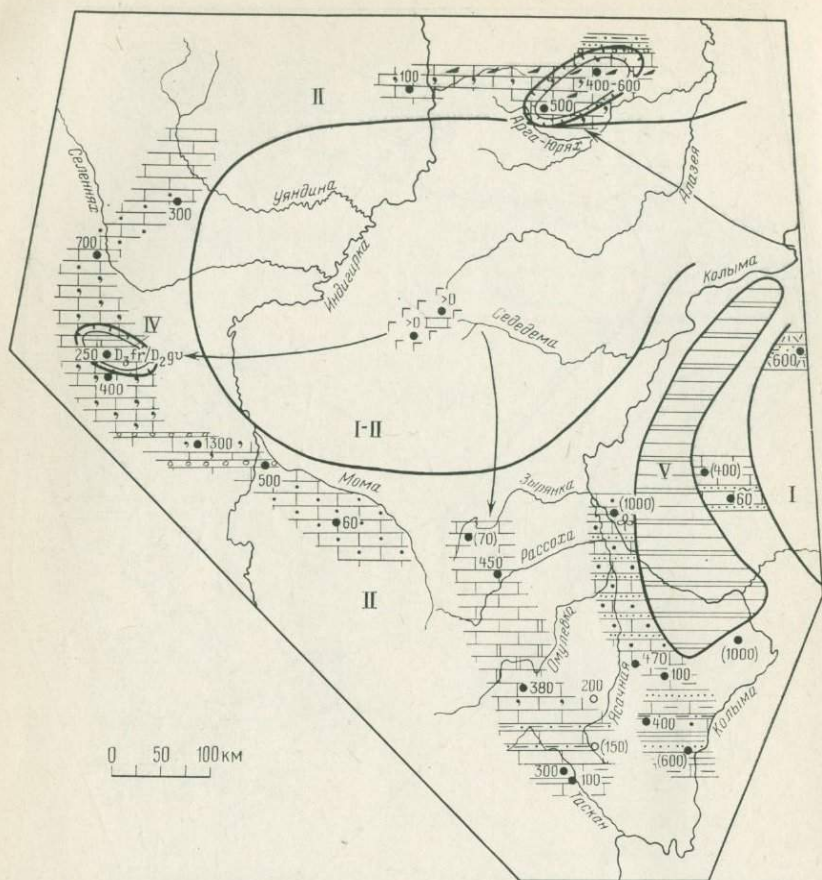


Рис. 19. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Франский век  
Условные обозначения см. рис. 13

кают к себе особое внимание тем, что отложения мирненской свиты позднелудловского возраста залегают на доломитах бизонской свиты и сложены пестроцветной толщей глинистых известняков, мергелей и глинистых сланцев. Очевидно, в Омудевском антиклинории в это время были континентальные перерывы, сопровождающиеся химическим выветриванием на поднятом карбонатном ложе с образованием бокситов типа терра-росса;

6) в Приколымском антиклинории — правобережье р. Колымы (между реками Березовка и Шаманиха) перспективными для возможного бокситообразования являются органогенные ниже-среднедевонские известняки.

Выделенные площади не полностью охватывают территорию, где можно встретить возможно бокситосодержащие отло-



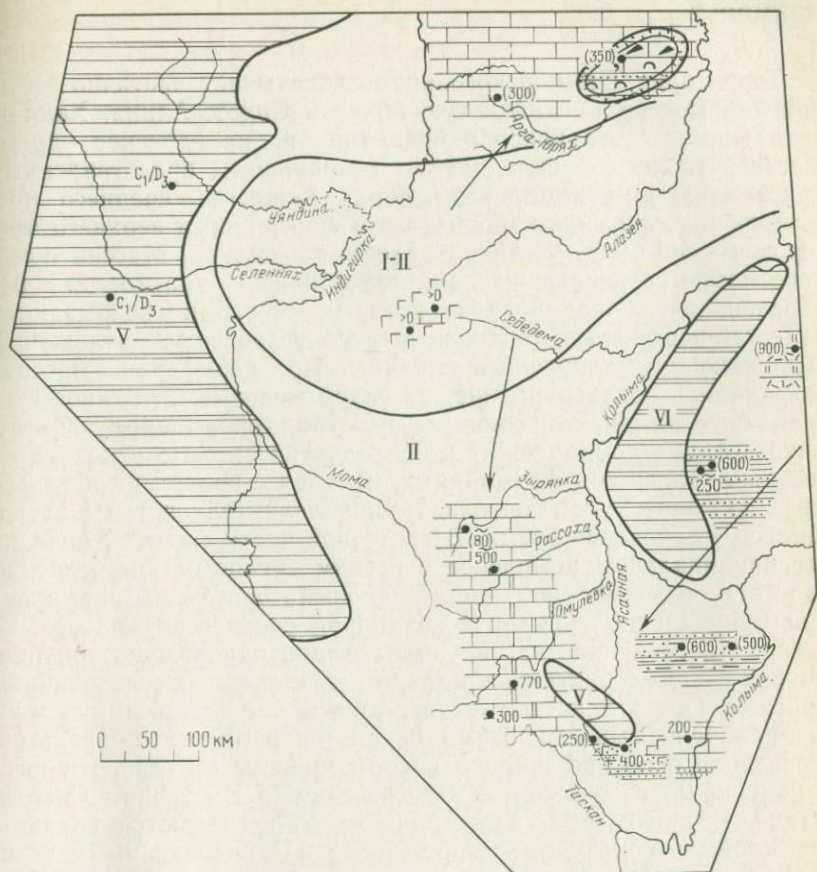


Рис. 20. Палеогеографическая схема Северо-Востока СССР. Фаменский век  
Условные обозначения см. рис. 13

жения. Это объясняется в первую очередь плохой обнаженностью изученных отложений в северной части Полоусненского, в северо-восточной части Оммулевского антиклинориев, широким развитием ледниковых образований, а также тектонической раздробленностью их в юго-западной части Полоусненского и Тас-Хаяхтахского антиклинориев. Геологические разрезы, используемые нами при анализе бокситоносности, составлены в основном по делювиальным осыпям. Часто отсутствуют точные сведения о взаимоотношении отложений не только в пределах одного яруса, но и между системами. Крайне отрицательно сказалось на прогнозировании отсутствие детального литологического описания пород с данными химических или каких-либо других анализов.

Территория Приморского края захватывает частично Ханкайский массив и складчатую область Сихотэ-Алиня. Ханкайский массив — это консолидированная в каледонское время жесткая глыба со складчатым основанием, представленным кристаллическим комплексом пород нижнего — среднего протерозоя и терригенно-карбонатными формациями верхнего протерозоя — кембрия, частично ордовика — силура. Массив почти повсеместно перекрыт чехлом четвертичных континентальных образований, из-под покрова которых местами вскрываются палеоген-неогеновые континентальные угленосные отложения, выполняющие наложенные впадины. По периферии массива сохранились позднепермские, частично меловые вулканогенно-осадочные толщи, относящиеся к субплатформенному чехлу. Сихотэ-Алинь принадлежит к складчатой системе мезозой с геосинклинальными формациями, начиная с силура до позднего мела включительно; консолидация складчатой системы завершилась в сенонское время. В восточной части Сихотэ-Алиня на геосинклинальном комплексе с резким угловым несогласием залегает позднемеловой — палеоценовый орогенный комплекс преимущественно вулканических пород среднего и кислого состава. На остальной части Сихотэ-Алиня одновозрастная, преимущественно терригенная моласса, выполняет унаследованные прогибы. Оба эти комплекса перекрыты палеогеновыми и миоцен-плиоценовыми покровами базальтов и андезито-базальтов. Последние особенно широко распространены на севере и юго-западе края, в основном в Центральном и Восточном Сихотэ-Алине. В пределах Сихотэ-Алиня часто встречаются впадины кайнозойского возраста, выполненные континентальными угленосными отложениями.

На карте бокситоносности СССР 1973 г. [53] подавляющая часть Хабаровского и Приморского краев отнесена к области, интенсивно эродированной в олигоцен-четвертичное время, — бесперспективной для поисков месторождений бокситов в покровных отложениях. Южная часть Ханкайского массива считается перспективной на позднемеловые бокситы, хотя позднемеловые образования в этой части массива неизвестны.

Анализируя условия геологического развития Приморского края в кайнозое, нетрудно выделить следующие особенности:

1) широкое развитие палеогеновых и неогеновых угленосных отложений, перекрывающих остаточные коры выветривания и имеющих залежи осадочных каолиновых глин [60, 80, 129].

2) многочисленные коры выветривания на палеогеновых и миоценовых базальтах и под покровами последних [116].

3) наличие во многих местах реликтов кайнозойских поверхностей выравнивания с остаточными продуктами гипергенеза,



4) проявления диаспор-бёмитовых бокситов в карстовых полостях известняков кембрия к юго-востоку от оз. Ханка, достоверный возраст которых не установлен [73],

5) палеогеографическая обстановка, аналогичная таковой на восточном побережье Тихого океана — на Колумбийском плато США, где на базальтах миоценового возраста известны месторождения бокситов [167].

Приведенные сведения дают основание провести палеогеографический анализ с целью выявления возможных процессов латеритного выветривания в кайнозойское время. Интенсивное химическое выветривание могло происходить лишь в эпоху относительно спокойной тектонической обстановки, наступившей здесь вслед за складчатостью и интенсивным позднемиоценовым — палеоценовым вулканизмом. Этой эпохе соответствует время накопления угленосных отложений и вулканических пород преимущественно основного состава.

Палеоген-неогеновые континентальные угленосные осадки выполняют многочисленные наложенные впадины на Западно-Приморской равнине [33] и редкие межгорные впадины в Западном Сихотэ-Алине и Южном Приморье. Они представляют собой мощную (300—800, иногда до 1500 м и более) песчано-глинистую толщу, в целом невыдержанную по литологическому составу и мощности не только на площади упомянутой Суйфунской равнины, но и в пределах отдельных впадин. Угленосная толща охватывает возрастной интервал от эоцена (возможно частично поздний палеоцен) до плиоцена включительно. Толща подразделена на ряд свит, отличающихся определенными литологическими особенностями и угленасыщенностью: майтунскую (ранний — средний эоцен), угловскую (поздний эоцен — ранний — средний олигоцен), надеждинскую (поздний олигоцен), устьядавыдовскую (ранний — средний миоцен), устьясуйфунскую (поздний миоцен) и суйфунскую (плиоцен). Основные залежи бурых углей сосредоточены в майтунской, угловской и устьядавыдовской свитах. Нередко в этих свитах присутствуют горизонты сидеритовых конкреций и прослои карбонатных пород. Свиты обычно разделены локальными стратиграфическими несогласиями, региональный кратковременный континентальный перерыв предшествовал накоплению устьядавыдовской свиты.

Вулканические породы образуют три разновозрастных покрова (состоящих из базальтов, андезитов-базальтов, их туфов, редко присутствуют туфогенно-осадочные породы): кузнецовский (средний эоцен), сандуганский или кизинский (ранний — средний миоцен) и шуфанский или совгаванский (плиоцен и, соответственно, плиоцен — ранний плейстоцен) [33]. Покровы встречаются преимущественно в горной области Сихотэ-Алинь, реже — в межгорных равнинах.

Установлено, что в Приморском крае коры выветривания эоценового, миоценового и плиоценового возраста; наиболее

широко распространены и имеют более зрелый профиль выветривания коры эоцена и миоцена.

**Эоцен.** Типичным представителем эоценовой коры выветривания в пределах Западно-Приморской равнины является кора, вскрытая при бурении А. К. Мигутой [80] под надеждинской — устьядавыдовской свитами в бассейне р. Раковка (в одноименной мульде, табл. 4), где она имеет хорошо выраженный зональный профиль. На неизменных палеозойских гранитах выделяется нижняя зона дезинтеграции (2—10 м), которая кверху постепенно сменяется осветленной гидрослюдисто-каолинитовой рыхлой породой с реликтовой структурой гранитов (20—30 м); верхняя зона (0,5—7 м) представлена кирпично-красной бесструктурной каолиновой глиной. Реликты остаточной и породы переотложенной коры выветривания обнаружены под отложениями этого же возраста северо-восточнее с. Михайловка на правом берегу р. Абрамовка (бывшей Чихезской мульде). Значительной мощности эоценовые остаточные продукты выветривания сохранились также под угленосными осадками в области низкогорья и мелкосопочника — в нижнем течении р. Алчан и в окрестностях сел Артемовский и Тавричанка (во впадинах того же наименования). У с. Тавричанка мощность остаточной (под угловой свитой) каолинитовой коры по мезозойским терригенным породам достигает 40 м (см. табл. 4). Примерно сходная зональность эоценовой коры с корой выветривания на р. Раковка наблюдается в Хабаровском крае на северо-западе Средне-Амурской равнины, в окрестности ст. Бирюфельд, а также на юго-востоке этой равнины. Здесь в верховьях р. Мухен остаточный элювий по палеоценовым андезитам достигает 100 м. В эоценовых угленосных отложениях, перекрывающих остаточную кору, известны переотложенные продукты выветривания в кайнозойских впадинах центральной части Западно-Приморской равнины на междуречье Абрамовка — Раковка, в окрестностях сел Угловое, Тавричанка, Артемовский. Они найдены в Алчанской и ряде других впадин слабо изученных в этом отношении. В непосредственной близости к северу от Приморья, на юге Хабаровского края огнеупорные глины обнаружены в эоценовых — раннеолигоценовых отложениях у с. Розенгартовки и на окраине д. Венюково, а в южной части Средне-Амурской равнины — на Мухенском бурогольном месторождении.

Реликты пород химического выветривания в эоцене ныне установлены и в самых различных местах горного сооружения Сихотэ-Алиня. Четкий каолиновый профиль коры (более 4 м) по палеоценовым андезитам, перекрытой кузнецовской свитой, обнаружен на западе хребта, на междуречье Арсеньевки и Матвеевки, в истоках рч. Березовского (см. табл. 4). Аналогичное положение занимают коры на восточном склоне Сихотэ-Алинь, на правом берегу р. Черемуховой, вблизи пос. Пластун и на



р. Тадуши у д. Богополь. Здесь же в возновской свите обнаружены продукты переотложения каолининовой коры, а в ее основании — остаточный сналлитный элювий по меловым андезитах и кислым эффузивам. К позднему периоду эоценовой эпохи выветривания относится широко распространенный остаточный элювий в осевой части хребта, в бассейнах верховий рек Кузнецова и Светловодной (левый приток р. Бикин).

Рельеф территории Приморского края в эоцене был довольно разнообразен (рис. 21 — вкладка). Значительную часть Западного Сихотэ-Алиня и Западного Приморья занимали возвышенная, холмисто-увалистая и аккумулятивная равнины в сочетании с островными сглаженными горными массивами, сопками, холмами и увалами. К западу, юго-западу и югу аккумулятивная равнина постепенно сменялась мелкосопочником и далее массивным кражем, располагавшимся на месте современного Восточно-Маньчжурского нагорья, к востоку — низкогорьем. В Восточном Сихотэ-Алине в условиях возвышенной равнины и низкогорного рельефа (500—1500 м) на обширных пространствах располагались выровненные низкогорные участки (педиплены) и возвышенные равнины (плато) — бассейны рек Партизанская, Бикин, Самарга; абсолютные высоты не превышали 800—1000 м. Образование некоторых плато обязано, по-видимому, изливаю лав основного и среднего состава в позднем мелу — палеоцене. В эоценовую эпоху эти покровы представляли собой вулканические плато с господствовавшими над ними отдельными горными вершинами и вулканическими конусами. Рельеф, таким образом, был в меру выровнен и расчленен, что способствовало химическому выветриванию.

Установлено, что по мере постепенного похолодания, в интервале позднего мела — современной эпохи имели место флюктуации климата. В кайнозойское время М. А. Ахметьевым [5, 6] выделяются два климатических оптимума с высоким среднегодовыми температурами и большой влажностью: 1) средний — поздний эоцен и 2) средний миоцен. На рубеже раннего — среднего плиоцена существовал, по-видимому, кратковременный третий оптимум [29] с более холодным по сравнению с предыдущими оптимумами климатом.

В среднем и позднем эоцене на территории Японии и в южной части Кореи был тропический климат. Граница палеотропика проходила, по мнению М. А. Ахметьева, через Северную Японию; на материке ее положение не установлено, «... но присутствие во флорах Фушуня (к северу от Мукдена) и Райчихи вечнозеленых растений указывает на то, что климат Маньчжурии и бассейна нижнего течения р. Амур был в это время близок к субтропическому» [5, с. 27]. Однако наличие остатков пальм в эоценовых осадках Фушуня и среди ископаемых флор о-ва Хоккайдо из свиты Бибай (средний эоцен, по данным Т. Таная) [187], а также остатков бронотериев, болотных носорогов и че-



## Кайнозойские коры выветривания Приморья (частично юга Хабаровского края)

Местонахождение	Субстрат	Перекрывающие породы	Тип кор выветривания и минеральный состав	Мощность (м)	
Эоценовые коры выветривания					
Западно-Приморская равнина (Ханкайский массив)	Бассейн р. Раковки (Раковская впадина)	Граниты (PZ)	Угленосные отложения (P <sub>3</sub> (P <sub>3</sub> ?)*)—N <sub>1</sub>	Остаточная; каолинитовый	До 30—60
	Междуречье Раковка — Абрамовка	Сланцы, гнейсы, граниты (PR и PZ)	Угленосные породы P <sub>3</sub> (P <sub>3</sub> ?)—N <sub>1</sub>	Остаточная, переотложенная; не установленный	Не установлена
Средне-Амурская впадина (Хабаровский край)	р. Мухен, Мухенское буроугольное месторождение	Андезиты и их туфы (P <sub>1</sub> )	Угленосные породы (P <sub>3</sub> —N <sub>1</sub> )	Остаточная; каолинитовый	До 100
	Ст. Бирофельд, Бирофельдский грабен	Андезиты (P <sub>1</sub> )	Угленосные породы (P <sub>3</sub> —P <sub>3</sub> )	Остаточная; каолинитовый	До 25
Сихотэ-Алинь	р. Алчан (Алчанская впадина)	Кремнисто-глинистые сланцы (PZ), кислые эффузивы (K <sub>2</sub> )	Угленосные породы (P <sub>2</sub> —N <sub>1</sub> )	Остаточная; не установленный	От 2,5 до 60

Артемовская, Тавричанская впадины	Терригенные породы (MZ)	Угленосные породы (P <sub>2</sub> —P <sub>3</sub> )	Остаточная, переотложенная; каолинитовый	До 40
Междуречье Арсеньевка — Матвеевка	Андезиты (P <sub>1</sub> )	Базальты (P <sub>2</sub> )	Остаточная; галлуазит-каолининовый	Более 4,0
д. Богополь, бухта Пластун	Андезиты и дациты (P) сланцы (J)	Базальты (P <sub>2</sub> ), угленосные отложения (P <sub>3</sub> )	Остаточная, переотложенная; не установленный, каолининовый	Не установлена
Верховья р. Кузнецова	Андезиты P <sub>2</sub> ?	Эффузивы (P <sub>3</sub> )	Остаточная; не установленный	Не установлена

## Миоценовые коры выветривания

Западно-Приморская равнина (Ханкайский массив)	Окрестности с. Камень-Рыболов	Граниты (PZ)	Экспонирована	Остаточная; каолинитовый	До 15
	Междуречье Раковка — Абрамовка, окрестности сел Липовцы, Раздольное, Реттиховки, Ширяевки	Граниты, гнейсы и сланцы (PR, PZ) Терригенные породы (PZ, MZ)	Угленосные отложения (N <sub>1</sub> —N <sub>2</sub> )	Остаточная; каолинитовый	До 5—7
	Окрестности г. Спаска, сел Михайловка, Липовцы, Раздольное	То же	Угленосные отложения (N <sub>1</sub> —N <sub>2</sub> )	Переотложенная; каолининовый	До 5



## Продолжение табл. 4

Местонахождение		Субстрат	Перекрывающие породы	Тип кор выветривания и минеральный состав	Мощность (м)
Западно-Приморская равнина (Хатангский массив)	Восточная окраина ст. Свягино	Базальты ( $N_1?$ )	Терригенные породы ( $N_2$ )	Остаточная; галлуазитовый	До 8
	р. Амур, между с. Малышево — д. Искра, с. Переяславка	Базальты ( $N_1$ )	Терригенные породы, базальты ( $N_2—Q_1$ )	Остаточная; галлуазитовый	До 10
Средне-Амурская впадина (Хабаровский край)	Окрестности сел Корсаково, Сергеевское, на р. Сидими, Юшки, д. Венюково	Угленосные отложения ( $P_3—N_1$ )	Угленосные отложения ( $N_1$ )	Переотложенная; каолинитовый	До 5—8
	Реки Соболевка, Максимовка	Кислые эффузивы ( $P_1$ )	Базальты ( $N_1$ )	Остаточная; гидрослюдистый	До 5
Сихотэ-Алинь	Междуречье Коппи—Хуту	Базальты ( $N_1$ )	Базальты ( $N_2—Q_1$ )	Остаточная; не установленный	До 8

\* По данным М. А. Ахметьева [6], Р. С. Климовой [58], нижняя часть надеждинской свиты имеет позднеэоценовый возраст.

репах в позднеэоценовых отложениях Артемовского бурогоугольного месторождения свидетельствуют о безморозном тропическом климате эоцена и раннего олигоцена по крайней мере в южной части Приморского края. Тропический климат в это время существовал и в гораздо более северных районах. Известно, что палеогеновая ископаемая флора Прианбарского бокситоносного района ничем не отличается от комплекса средне-позднеэоценовых флор Приморского края [88]. Не случайно, что ареал флоры, отвечающей субтропическому климату, распространялся в эоцене до Северной Аляски, о-ва Врангеля, низовьев р. Лены [14] — далеко к северу от современного полярного круга, примерно на 30° севернее территории Приморья.

В эпоху относительного похолодания, приходящегося на конец среднего олигоцена и ранний миоцен, на всей территории юга Дальнего Востока СССР и северной части Японии был умеренно теплый климат, в центральной и южной частях Японии и в Корее — субтропический.

В позднемеловом — палеогеновом времени в пределах Дальнего Востока влажность была гораздо выше современной, составляла не менее 1200—2000 мм/год [111]. О влажном теплом климате свидетельствует также палеогеографическая обстановка на всей азиатской части СССР [4]. В эоцене север Азиатского континента представлял собой обширную равнину с невысокими горными массивами на месте современного Забайкалья, Саяно-Алтайской и Верхояно-Колымской областей. Современные Западно-Сибирская низменность и Средняя Азия были заняты теплыми морями со среднегодовой температурой не ниже 15—16° С, существовала связь их с Тетисом и древним теплым Арктическим бассейном. Воды теплого течения Гольфстрим в позднем мелу — палеогене проникали в глубь современного Ледовитого океана. Очевидность подобной реставрации палеотечений подтверждается их консервативностью. Преобладание водных бассейнов над сушей (уровень океана был на 60 м выше современного) и отсутствие горных преград способствовали интенсивной циркуляции насыщенных влагой воздушных масс на севере Азиатского континента. Мягкий влажный климат способствовал пышному расцвету растительности, углекислотному и бокситообразованию в западной части материка, омываемого теплыми водами указанных выше бассейнов. Бокситообразование могло происходить и на восточной окраине материка на территории Приморья, находившейся под влиянием господствующих влажных ветров, дующих с океана. «Доминантами влажных теплых лесов северных районов (Приморского края. — курсив наш) в эоцене были таксодиевые мириковые, ореховые, буковые, гаммелиевые, бобовые, южных — подокарповые, лавровые, магнолиевые, бобовые и др.» [5, с. 27].

Судя по палеогеоморфологической обстановке Приморского края и распределению кор выветривания на его площади, про-



цессам интенсивного химического выветривания в эоцене (очевидно в среднем — позднем) были подвержены как равнины, так и горные области древнего рельефа Сихотэ-Алинь. Главная роль в этом процессе принадлежала климатическому режиму. Немаловажное значение при химическом выветривании имели формы рельефа, состав субстрата и тектонический режим. На рубеже палеоцен — эоцена проявления интенсивного вулканизма и воздымание территории сменились дифференцированным опусканием, охватившим вначале восточную часть Западного Сихотэ-Алиня, постепенно «накатываясь» к западу, в сторону Ханкайского массива, вовлекая последний в прогибание в эоцене (вероятнее всего в конце эоцена). При смене знака движения создавалась обстановка относительного тектонического покоя, весьма благоприятная для выветривания при оптимальных обще- и микроклиматических условиях. Относительно спокойный тектонический режим того времени подтверждается преобладанием глинистых пород в эоценовых отложениях, угленакплением и сохранностью остаточных кор выветривания под угленосными осадками.

Интенсивное химическое выветривание в эоценовый период в Приморье — явление очевидное. Состав остаточной и переотложенной коры по палеозойским гранитам и терригенным породам этого же и более молодого возраста изучен достаточно хорошо, чего нельзя сказать о составе элювия по средним и основным породам. Не исключено, что химическое выветривание по этим породам могло быть латеритным, в условиях микроландшафтов с обильным количеством атмосферных осадков, хорошим дренажем и минимальной эрозии древней почвы. Такие ландшафты возникают при удачном сочетании природных факторов — рельефа (высота, степень выравненности, расчленение, экспозиция склонов), направления морских ветров (преимущественно пассатов), увлажнения почв, растительности. Наиболее благоприятными для бокситообразования были прежде всего наветренные склоны невысоких базальтовых плато и низкогорных всхолмленных педипленов Восточного Сихотэ-Алиня, обращенных к востоку, к морским теплым влажным ветрам. Здесь формировались, вероятно, микроландшафты, сходные с современными ландшафтами наветренных склонов горных областей влажных тропиков и субтропиков, где в настоящее время происходят латеритные процессы с образованием бокситовых залежей. Следует отметить, что в условиях эоценовых ландшафтов Приморья высота Сихотэ-Алиня составляла в среднем 600—800 м, где практически не сказывалась вертикальная температурная зональность, а наветренная экспозиция склонов способствовала, по-видимому, сильному увлажнению почв, буйному произрастанию растительности и вследствие этого интенсивному химическому разложению пород субстрата. Уровень грунтовых вод, очевидно, был низким, благодаря сильной расчле-

ненности рельефа; естественно, дренаж выветриваемых пород происходил интенсивно. Необходимо напомнить, что пышный растительный покров в области влажного морского климата создает микроклимат с застойной воздушной средой, обладающей повышенным содержанием  $\text{CO}_2$  и обеспечивающей равномерные постоянные в течение суток влажность и температуру. Это оказывает заметное влияние на интенсивность латеритного выветривания.

Режим химического выветривания на эоценовых равнинах Приморья, вероятно, был близок, либо аналогичен таковому восточного склона древнего хр. Сихотэ-Алинь. Судя по мощным остаточным корам выветривания на Западно-Приморской равнине, количество атмосферных осадков здесь незначительно уступало осадкам наветренных склонов. Низкие горы, очевидно, не были серьезной преградой влажным ветрам, к тому же они могли беспрепятственно проникать в пределы палеоравнины с юго-востока (см. рис. 21). Здесь подходящие условия для латеритного выветривания возможно существовали в прибортовых зонах впадин, на эрозионных останцах, располагавшихся во впадинах и водораздельных пространствах, разделяющих последние. Плоскостной смыв элювия на этих возвышенных участках, вероятно, был минимален и не превышал величины денудационного среза близких по геолого-геоморфологическим условиям некоторых современных областей [51].

Исходя из предположения о возможном бокситообразовании в эоцене на территории Приморского края можно выделить несколько площадей, где в современном рельефе могли сохраниться залежи бокситоносных пород или бокситов. Наши предположения подкрепляются тем, что бокситы этого возраста известны в более северных широтах нашей страны — в Прибайкалье, на Енисейском кряже и в Прианабарье.

На Западно-Приморской равнине (Ханкайском массиве) из палеогенового комплекса развиты только угленосные отложения, нижний возрастной предел которых начинается с позднего эоцена (возможно, и со среднего). Здесь привлекает к себе внимание площадь, расположенная к северо-востоку от с. Хороль (1)\*, в пределах которой угленосные отложения надеждинской (возможно частично угловской) свиты залегают на позднепермских порфиритах. Важно то, что накопление угленосных осадков следовало непосредственно за климатическим оптимумом, возможно частично по времени захватывало его. Таким образом, угленосная толща могла перекрыть остаточную латеритную кору выветривания, а в ее нижних горизонтах могли отлагаться переотложенные бокситоносные породы. По пери-

\* Порядковые номера площадей в тексте отвечают соответствующим на рис. 21 и 22. Ниже охарактеризованы лишь те участки, где имеется потенциальная возможность сохранности предполагаемых бокситов в современном рельефе.



ферии Вадимовской впадины, примыкающей к полю порфиритов с юга, глубина залегания подошвы надеждинской свиты не превышает 100—120 м.

В пределах горных районов Западного Сихотэ-Алиня выделяются четыре площади, отличающиеся по своему строению и условиям захоронения возможных залежей.

Алчанская площадь (2) расположена в среднем течении долины р. Алчан, занятой одноименной впадиной, выполненной эоцен-миоценовыми угленосными отложениями, не поддающимися расчленению на свиты, как в Южном Приморье. Впадина выполняет древнюю долину реки, заложенную на кремнисто-сланцевой толще ( $C_{2-3}$ ) и алчанской вулканогенной свите смешанного состава ( $K_2$ ). В первой преобладают глинистые сланцы, в тех и других отложениях большое участие принимают порфириты основного состава. На восточном борту впадины угленосная толща налегает на покров палеоценовых порфиритов. Он образовался в прибортовой части при заложении впадины, занимает склон и значительную площадь ее днища, впоследствии был перекрыт угленосными отложениями. Эта часть покрова могла подвергаться латеритному выветриванию в условиях благоприятного климата. При поисковом бурении на уголь многими скважинами под угленосными отложениями подсечена кора выветривания на разной глубине от 14 до 400 м, мощность ее различна — от 2,6 до 58 м; состав, к сожалению, остался неизученным, как и состав глин палеоген-неогеновых отложений. Возможное бокситообразование на этой площади может быть связано как с латеритными корами, развившимися по эффузивам основного состава и сланцам, погребенным под угленосной толщей, так и с продуктами переотложения коры при накоплении последней.

Потенциальная бокситоносность других площадей Западного Сихотэ-Алиня связывается нами с предположением о существовавших процессах латеритного выветривания, пространственно и по времени тесно связанных с образованием лавового покрова кузнецовских базальтов. Теоретическое обоснование прогноза состоит в том, что интервал становления покрова был значительно меньше по времени продолжительности климатического оптимума с режимом, благоприятным для латеритообразования. Латеритные коры могли образоваться на выровненных участках, сложенных породами основного и среднего состава. Их консервация возможна лишь при условии излияния потоков базальтовой лавы на латеритный покров зрелого профиля выветривания. Интервал времени с благоприятными климатическими условиями, предшествующий началу излияния базальтов кузнецовской свиты, был достаточен для развития зрелого латеритного профиля. Не исключается возможность образования латеритов по этим же базальтам между излияниями разновременных потоков, как на Гавайских островах (о-в Кауаи).

Латеритные бокситы располагаются там на различных уровнях платообразных поверхностей от 60 до 750 м. Для формирования полного латеритного профиля требуется очень мало времени. Выше уже отмечалось, что на о-ве Кауаи латеритный покров мощностью 40 м образовался всего за 7 тыс. лет при климатическом режиме влажных субтропиков.

Вторая площадь в пределах Западного Сихотэ-Алиня (3) находится на междуречье Арсеньевка — Матвеевка, состоит из нескольких фрагментов позднеэоценового базальтового покрова, залегающего, по-видимому, на одной и той же выровненной поверхности (сложенной андезитами палеоцена), входившей ранее в состав возвышенной равнины (см. рис. 21). Самый крупный из этих фрагментов, площадью около 10 км<sup>2</sup>, расположен в верховьях руч. Березовского на выровненной площадке высотой около 400 м. Ряд других меньших по площади (от 2 до 8 км<sup>2</sup>) базальтовых тел располагаются примерно на этой же абсолютной высоте недалеко друг от друга. Повсюду базальты лежат горизонтально, на местности в ряде пунктов отчетливо виден уступ в их основании. В восточной части базальтового тела, находящегося на междуречье Первой и Второй Матвеевки, нами под уступом была вскрыта скважиной кора выветривания мощностью свыше 3,5 м, подстилающая, по-видимому, базальты, с отчетливо выраженным профилем выветривания (табл. 5). Разрез коры следующий (снизу вверх):

1. Зона дезинтеграции андезитов буровато-серого цвета (обр. 28/7)	0,60 м
2. Желтовато-бурая рыхлая порода с мелкими обломочками сильно разложившихся андезитов (обр. 28/6)	0,45 ..
3. Глина желтовато-бурая пластичная пятнистая с реликтовой структурой материнских пород и редкими обломочками сильно разложившихся андезитов (обр. 28/5)	0,30 ..
4. Глина вишнево-бурая пластичная пятнистая с реликтовой структурой; пятнистость создается комочками серовато-бурого пластичного вещества размером от долей миллиметра до 2 см (обр. 28/4)	0,30 ..
5. Глина вишнево-бурая, пластичная, очень плотная, однородная (обр. 28/3)	0,40 ..
6. Глина вишнево-бурая (рыхлая в сухом состоянии), аналогичная зоне 4 (обр. 28/2)	0,30 ..
7. Глина буровато-красная бесструктурная с редкими мелкими обломочками разложившейся породы (обр. 25/1)	0,55 ..
8. Почвенно-растительный гумусированный слой	0,60 ..

Судя по химическому составу коры, представлена породами каолиновой зоны, относящейся, по-видимому, к нижней зоне латеритной коры выветривания. Минеральный состав ее каолинит-галлуазитовый (по данным термического и рентгеноструктурного анализов). Не исключено, что дальше от края уступа под базальтовым покровом может быть кора выветривания, содержащая в верхней части остаточные или слабо переотложенные латеритные бокситы.







ветривания. На основании изучения полей базальтов в окрестностях ст. Чалданка, с. Пожарского, д. Федорова, Стольное (Пожарского района), на п-ове Краббе Хасанского района, в бассейне р. Вторая Седьмая Хабаровского края нами установлено, что на их поверхности присутствует лишь почвенно-растительный покров, иногда подстилаемый глинистым элювием мощностью 0,6—1,2 м.

Восточный Сихотэ-Алинь интересен, во-первых, тем что находился в зоне максимальной влажности — под влиянием морских ветров, оставлявших обильные осадки на наветренной стороне склонов. Во-вторых, после излияния базальтовых лав Кузнецовской свиты (поздний эоцен) существовал континентальный перерыв, предшествовавший накоплению кхунцинской свиты (олигоцен — ранний миоцен). Перерыв совпадал по времени с климатическим максимумом, когда климат соответствовал климату современных влажных субтропиков — тропиков и был вполне достаточен по продолжительности для образования зрелого латеритного профиля выветривания. Здесь можно выделить две площади с возможно сохранившимися бокситами в современном рельефе. Одна из них расположена в верховьях р. Кузнецова, в 35 км от побережья Японского моря (6). На участке площадью около 20 км<sup>2</sup> волнистая поверхность базальтового покрова с относительными превышениями кровли до 80—100 м перекрыта эффузивами кислого состава кхунцинской свиты с региональной корой выветривания в основании. В эоценовое время на данном месте была окраина обширного базальтового плато со слабо всхолмленной поверхностью. Эта часть плато была одной из самых благоприятных форм древнего рельефа, где могли происходить процессы интенсивного химического выветривания в условиях влажного, почти тропического климата, при достаточно хорошем дренаже, какой обычно создается в приступных частях расчлененного плоского рельефа. Формирование покрова кислых эффузивов позднего олигоцена — раннего миоцена сверх базальтового покрова с корой выветривания на его поверхности является также благоприятным фактором, благодаря которому предполагаемые остаточные и переотложенные бокситы могли сохраниться до наших дней.

Другая площадь (7) находится в 30 км к юго-западу от рассмотренной выше, занимает верховья бассейна рч. Фугоу (левый приток р. Светловодная), имеет аналогичное геологическое строение, но значительно превышает первую по размерам (около 60 км<sup>2</sup>) и располагается немногим выше в современном рельефе (подошва кхунцинской свиты имеет отметки 640—720 м). Потенциальная бокситоносность этой площади такая же, как и на выше рассмотренной. Возможно, большую роль здесь могут играть переотложенные бокситы, так как в основании кхунцинской свиты в бассейне р. Фугоу распространены туфогенно-осадочные и, возможно, угленосные образования.



**Миоцен.** Каолинитовая кора выветривания миоценового возраста мощностью до 15 м, развитая за счет химического разложения различных по возрасту, но кислых по составу пород, широко распространена на Западно-Приморской равнине и в области обрамляющего ее мелкосопочника. Экспонированная кора выветривания известна на окраине с. Камень-Рыболов, под неогеновыми отложениями — на обширном пространстве междуречья Раковка — Абрамовка, в окрестностях сел Липовцы, Раздольного, Реттиховки, Ширяевки. Она почти повсеместно перекрыта суйфунской свитой, в составе которой вблизи г. Спасска-Дальнего, сел Михайловки, Липовцы, Раздольного присутствуют перетолженные продукты выветривания — каолиновые глины. Последние имеют значительное распространение в неогеновых отложениях южной части Средне-Амурской равнины у сел Корсаково, Сергеевского, в верховьях рек Сидими и Юшки на юге Хабаровского края.

В горных районах Сихотэ-Алинь максимальная мощность (до 7 м) миоценовой гидрослюдисто-монтмориллонитовой коры выветривания установлена нами между кислыми эффузивами палеоцена и кизинскими базальтами (ранний — средний миоцен) на восточном склоне хребта в бассейнах рек Соболевки и Максимовки (см. табл. 5, обр. 46/1—6). Каолинитовые продукты выветривания (3,5 м), заключенные между меловыми эффузивами и кизинскими базальтами, обнаружены в бассейне р. Второй Седьмой на юге Хабаровского края в области мелкосопочника Западного Сихотэ-Алиня.

Относительно геохимического типа кор выветривания рассматриваемого возраста по основным изверженным породам (базальтам) и отвечающим им по составу осадочным образованиям Приморского края определенной ясности на данное время нет. Миоценовые коры выветривания по базальтам кизинской свиты известны давно на юге Хабаровского края, входившего, без сомнения, в миоценовое время в ту же палеоклиматическую зону, что и Приморье. Они детально изучены в нижнем течении р. Амур на участке между с. Малышево и д. Искра и в окрестностях с. Переяславка. Кора с хорошо выраженным профилем выветривания, мощностью до 7—10,5 м, имеет галлуазитовый состав, породы почти полностью обелены (кроме самого верхнего горизонта), перекрыты плиоценовыми отложениями. Особенно хорошо она обнажена в обрыве реки у с. Малышево (см. табл. 5, обр. 79/1—6).

Аналогичная по составу и строению, но более мощная кора, вероятнее всего по этим же базальтам, изучена на восточной окраине с. Переяславки, у моста через р. Кия. Разрез ее следующий снизу вверх (табл. 5, обр. 75/1—9):

1. Базальт темно-серый, слабо пористый с хорошо видимыми включениями зерен пирита и магнетита (?); порода трещиноватая, почти не затронута химическим раз-

ложением (обр. 75/1, объемный вес 2,45 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	~ 5 м
2. Базальт серый сильно трещиноватый, пористый, с заметными следами химического разложения породы по краям трещинок; зерна пирита почти свежие, иногда покрыты корочкой гидроокислов железа (обр. 75/2, объемный вес 2,00 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,5 ..
3. Базальт светлый обеленный, пористый, легко ломается, сильно трещиноватый, с хорошо сохранившейся первичной структурой (внешне слегка напоминает пемзу); степень химического разложения пирита незначительна, его зерна, имеющие хорошо выраженную кубическую форму, слабо «разъедены» и обохрены, нередко сохраняют свой естественный цвет (обр. 75/3, объемный вес 1,70 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,5 ..
4. Порода розовато-серая белесая, легкая, сильно пористая, легко режется лопатой, не потерявшая структуры базальта. Зерна пирита и магнетита (?) в значительной степени корродированы и обохрены (обр. 75/4, объемный вес 1,35 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	2,0 ..
5. «Трухляк» — порода светло-серая слегка розоватая, очень легкая с сохранившейся первичной структурой (не уплотнена), легко растирается в порошок; нередко зерна сильно корродированного пирита и магнетита (?), либо псевдоморфозы гидроокислов железа по пириту (обр. 75/5, объемный вес 1,20 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,5 ..
6. Порода светлая слегка розоватая с едва заметной комковатой текстурой, практически не утратившей структуру базальта; в целом это пятнистые розоватые комочки с хорошо сохранившейся первичной структурой материнской породы в рыхлой пылевидной более светлой массе; пятнистость обусловлена, по-видимому, «рассасыванием» псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту (обр. 75/6, в 0,3 м выше — 75/7, объемный вес 1,26—1,30 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,0 м
7. Красновато-бурая слабо пластичная комковатая рыхлая масса, почти полностью утратившая текстуру базальта (она заметна в довольно многочисленных «комочках»); порода пятнистая, хорошо видны дренажидные прожилки гидроокислов железа (обр. 75/8, в 0,5 м выше — 75/8а, объемный вес 1,40—1,48 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,2 ..
8. Минеральная краска — глина буровато-красная в сыром виде плотная, тяжелая, пластичная, с оскольчатой комковатой текстурой (обр. 75/9, в 0,5 м — 75/9а, объемный вес 1,70—1,75 г/см <sup>3</sup> ) . . . . .	1,3 ..
9. Почвенно-растительный слой . . . . .	0,5 ..

Горизонт природной краски лежит несогласно на подстилающей коре выветривания базальтов. Охарактеризованная кора выветривания имеет галлуазитовый состав. Исследования (микроскопические изучения, объемный вес, термический и рентгеноструктурный анализы) показали, что в процессе химического выветривания базальтов плагиоклаз, темноцветные минералы и основная масса породы начинает замещаться уже в начальной стадии выщелачивания (обр. 75/3), минуя стадию образования гидрослюд. Полное замещение указанных компонентов метагаллуазитом завершается в 5 м от нижнего горизонта профиля выветривания, где кремневый модуль отвечает по величине теоретическому значению модуля каолинита (обр. 75/5).

Установлено, что коры выветривания миоценового возраста



(состав не известен) широко распространены между миоценовыми и плиоценовыми покровами базальтов в Хабаровском крае на междуречье Коппи и Хуту.

Миоценовая эпоха характеризуется наибольшим выравниванием рельефа Приморья в кайнозой. Об этом свидетельствуют тонкозернистые осадки этого возраста (иногда присутствуют прослои известняков — на юге Хабаровского края), угленакпление на обширных пространствах и значительное наращивание площади осадконакопления. При унаследованном орографическом плане рельефа от предыдущих эпох, в миоцене произошла значительная его перестройка в отдельных районах. Почти весь Ханкайский массив был занят озерными водоемами и аккумулятивными равнинами. В прогибание была вовлечена значительная часть Западного Сихотэ-Алиня. Эпоха максимального выравнивания наступила после кратковременного сводового воздымания Сихотэ-Алиня в позднем олигоцене — начале раннего миоцена, проявившегося не повсеместно. Например, в северной части Ханкайского массива и Западного Сихотэ-Алиня непрерывное прогибание продолжалось с позднего эоцена, где накопилась мощная однородная толща угленосных осадков, в то время как в Юго-Западном Приморье был перерыв в осадконакоплении — устьдавыдовская и устьсуйфунская свиты нередко залегают несогласно на подстилающих. Выравнивание тем не менее в этот период не было предельным. На западе Сихотэ-Алиня существовал мелкопочечник, на востоке — низкие горы с широким развитием платообразных поверхностей (абсолютные превышения до 600—800 м) и лавовых плато, где происходили интенсивные процессы химического выветривания (рис. 22 — вкладка) благодаря тому, что эпоха максимального выравнивания приходится на климатический оптимум. С последним совпадает излияние базальтов, но проявление базальтового вулканизма не вызвало заметного оживления рельефа. На значительной части территории базальты легли на выровненные поверхности, перекрыв продукты выветривания.

Среднегодовые температуры в миоцене Приморья, вероятно, незначительно отличались от температур эоценового оптимума, но климат мог быть более влажным. В среднем миоцене на севере Японии и в Корее, по мнению М. А. Ахметьева [6], существовал субтропический климат, а в более северных широтах — умеренно теплый. Мы полагаем, что в Приморье, во всяком случае на юге, он мало отличался от климата Японии того времени. Наличие известняков в среднем миоцене Северной Японии [174, 175], Командорских островов и Аляски свидетельствует о том, что в это время континенты Азии и Америки омывались водами теплых океанских течений. Острова Японии, о-в Сахалин и п-ов Камчатка представляли собой архипелаги небольших островов, не препятствовавших этим течениям. Присутствие вечнозеленых форм среди флор курасийской свиты

Сахалина [6], в неогеновых отложениях на севере Приморья (Средне-Бикинская впадина) и на юге Хабаровского края (Переяславский гребень) указывает на то, что они могли произрастать в условиях по меньшей мере ослабленного субтропического климата. В такой климатической обстановке решающим для латеритного выветривания может оказаться ландшафт с благоприятным микроклиматом.

В данное время нет прямых указаний на присутствие латеритных кор выветривания в Приморском крае, отсутствуют также доводы, отрицающие их наличие. Кремневый модуль в верхних горизонтах коры выветривания с. Переяславки (по данным разведочных работ на природные краски) достигает 1,4—1,55, превышая почти в два раза теоретическое значение его для каолинита. Следовательно, присутствует свободный глинозем. Это дает основание предполагать, что данная кора выветривания может быть реликтом латеритного профиля, верхняя часть которого уничтожена денудацией; на территории Приморья могли быть районы с ландшафтом, благоприятным для бокситообразования.

Один из них (8) расположен на междуречье Алчан — Бикин. Здесь на площади около 5 км<sup>2</sup> слабоволнистая поверхность базальтов эоцена перекрыта покровом кизинских базальтов. В миоценовое время это было слабо расчлененное невысокое базальтовое плато. Если излияние кизинских базальтов совпало по времени со серединой либо концом эпохи климатического оптимума, то подобное сочетание разновозрастных базальтовых покровов будет благоприятным для обнаружения латеритных бокситов между ними. Миоценовые бокситы предполагаемого типа известны в Северной Ирландии, на Гебридских островах, на юго-востоке Австралии и о-ве Тасмания.

Другой район (9) находится в среднем течении р. Максимовки, состоит из двух изолированных полей эоценовых базальтов общей площадью более 20 км<sup>2</sup>, перекрытых, как и в предыдущем районе, кизинской свитой. Широкое распространение кор выветривания большой мощности под кизинскими базальтами дает основание ожидать латериты на этом участке и под кхучинской свитой.

Следует обратить внимание, что латеритные коры выветривания в кайнозое Приморского края пока не обнаружены, но это не означает, что их нет и не существовало вообще. Даже при ослабленном климате влажных субтропиков процесс латеритного выветривания может происходить в специфических условиях благоприятных ландшафтов, где создается микроклимат, способствующий развитию этих процессов. Такие природные условия в кайнозое Приморья имели место. Восточное побережье Азиатского материка находилось в области влияния теплых морских течений, приносивших тепло и влагу на континент. Более того, известно, что в палеогене (в том числе и эоцене) лате-



ритное выветривание в широких масштабах было в гораздо более северных районах нашей страны. С ним связаны месторождения бокситов Прибайкалья, Енисейского кряжа, и наконец, Прианабарья. При существовавшей в то время общей климатической зональности [121] кажется необъяснимым присутствие палеогеновых бокситов в столь высоких широтах и отсутствие их на юге Дальнего Востока — на территории, расположенной более чем на  $20^\circ$  южнее, имевшей, кроме климата, благоприятный тектонический режим, субстрат, геоморфологическую обстановку и безусловное влияние планетарных циркуляций воды и атмосферы на создание климата и бокситоносных провинций [12].

Сказанное касается и миоценовой эпохи выветривания. К этой эпохе относятся миоценовые бокситы  $50^\circ$  с. ш. Западной Европы (ФРГ—Фогельсберг, Вестервальд, Рёне) и  $60^\circ$  с. ш.—Северной Ирландии и Шотландии, а также остаточные и переотложенные латеритные бокситы Колумбийского базальтового плато США, располагающегося на той же широте, что и Приморской край. Учитывая близкую климатическую обстановку в прошлом по побережью северной части Тихого океана [153], вполне можно ожидать бокситы, образованные за счет латеритного выветривания основных пород, подстилающих лавовый покров кизинских базальтов, а также и выветривания базальтов этого покрова. Этот процесс возможен при условии более широкого климатического оптимума миоцена по сравнению с временем излияния этих базальтов. Такие условия создаются самой природой становления базальтовых плато. На отдельных площадях проявление базальтового магматизма может завершиться излиянием ранних потоков лав, на других — между излиянием лав разновозрастных потоков может быть длительный континентальный перерыв. Изучение в этой связи кайнозойских покровов базальтов, широко распространенных в районах Сихотэ-Алинь, представляет большой практический интерес с точки зрения обнаружения межбазальтовых латеритных бокситов, чему уделено еще очень мало внимания.

Природные процессы бокситообразования многообразны, однако накопление бокситов в больших масштабах (месторождения) может происходить только при благоприятном сочетании главных природных факторов (климат, рельеф, тектоника). Другие природные агенты, принимающие участие в бокситообразовании, являются второстепенными. Они оказывают некоторое влияние на характер геохимической среды, тем самым замедляя или ускоряя ход процесса.

Господствующим фактором в бокситообразовании является климат. Одно из наиболее устойчивых, начиная по крайней мере с фанерозоя, явлений природы — планетарная климатическая зональность — обуславливает размещение главных бокситообразующих ландшафтных зон на Земле — зон влажных тропиков и субтропиков. Провинциальные климаты предопределяют образование бокситоносных провинций внутри планетарных зон бокситообразования. Микроклиматы способствуют формированию бокситовых месторождений уже в пределах тех или иных бокситоносных провинций. С удалением от зон влажных тропиков и субтропиков качество руды заметно ухудшается, а размеры бокситовых залежей резко уменьшаются. В этой связи предположение А. И. Кривцова [62, 63] о том что формирование осадочных бокситов происходит не только в тропиках и субтропиках, но также и в южной половине умеренного пояса при активном участии органических кислот, нам представляется мало убедительным. Действительно, бокситоподобные породы в виде мелких минеральных скоплений могут образоваться в умеренной зоне и более высоких широтах [113], но интенсивность и устойчивость во времени бокситообразования не идут ни в какие сравнения с влажнотропической зоной: скорость гидролиза, по данным Ж. Милло [82], в умеренной зоне в 200 раз (!) ниже, чем во влажнотропической.

Анализ возраста бокситовых месторождений СССР и зарубежных стран свидетельствует о том, что в фанерозойской истории Земли не существовало единых разновозрастных эпох со специфическими условиями бокситообразования, как и многих других гипергенных и осадочных полезных ископаемых. Их и не могло быть в природе, поскольку на протяжении этого времени климатическая зональность в общих чертах напоминала современную, состав вод Мирового океана и атмосферы мало чем отличались от состава их в наши дни [121] и в недалеком геологическом прошлом, например в позднем мелу — кайнозое, когда образовалось около 95% мировых запасов бокситов. Разве что атмосфера в раннем фанерозое заметно отличалась



повышенным содержанием  $\text{CO}_2$ , а воды океанов — пониженной соленостью. Следовательно, процессы взаимодействия океанских вод и воздушных масс также были подобными, как, впрочем, и главные природные факторы и физико-химические процессы бокситообразования. В связи с этим вряд ли можно, например, согласиться с тем, что на территории СССР имело место какое-то определенное количество бокситоносных эпох и этапов. При современной геологической изученности заранее определить количество эпох бокситообразования и наличие бокситоносных формаций, очевидно, невозможно. Например, в геосинклинальных областях Средиземноморья бокситовые залежи приурочены ко многим стратиграфическим уровням от перми до эоцена [11], в Центральном Казахстане возможность обнаружения геосинклинальных бокситов не исключена во всех карбонатных толщах от кембрия до карбона включительно. Широкий стратиграфический диапазон бокситопроявления характерен для всех геосинклинальных областей. Известно, что недавно обнаруженное проявление бокситов в Красноярском крае на р. Бирюса заведомо моложе вендского Боксонского месторождения, с которым оно синхронизировалось ранее, и залегает в 500 м над фаунистически доказанным нижним кембрием. Месторождения бокситов в Мугоджарах и Тургайском плато приурочены к разным стратиграфическим уровням мезозоя (верхний триас, верхняя юра, апт — альб, альб — турон). Подобных примеров много.

На многих картах прогноза геологическим критериям (палеогеографическим, литологическим, данным о корях выветривания, несогласиям) придается меньшее значение, чем конкретным известным месторождениям и проявлениям бокситов. Думается, что именно поэтому Д. А. Кириковым и Б. М. Михайловым [53, 57] дана отрицательная оценка перспективности на бокситы значительной части Сибири и всего Дальнего Востока. Нам представляется, что без детального анализа истории геологического развития, тектонического режима, палеогеографической обстановки определенных геологических этапов невозможно дать правильную оценку на бокситы той или иной территории.

Если влажный тропический климат создает геохимические условия для процесса латеритного выветривания, то тектонический режим и определенные типы рельефа способствуют хорошему дренажу и накоплению бокситового вещества. Естественно, что наращивание мощности остаточных кор возможно лишь при скорости химического выветривания, превышающей скорость денудации, т. е. в обстановке относительно спокойного тектонического режима и выположенных форм рельефа.

Видимое впечатление об имевших место эпохах бокситообразования вызвано существованием длительных континентальных перерывов (девон — карбон, на рубеже триаса — юры,

мел — палеоген) в пределах платформенных областей Земли. Это обстоятельство отвлекает внимание исследователей от анализа других геохронологических эпох в пределах платформ и мобильных областей. Например, в геосинклиналях, при всей их мобильности, бокситы образуются. Их формирование пространственно связано со срединными поднятиями, кордильерами и приурочено по времени, вероятнее всего, к моменту, когда воздымание этих зон сменяется опусканием. Трансгрессивная серия осадков наступающего моря консервирует образовавшиеся залежи, если это происходит в условиях влажного тропического климата. Однако длительный континентальный перерыв, наступивший после образования залежей и совпадающий с неблагоприятным климатом, уничтожает их, как правило, полностью. В лучшем случае сильно разубоживает терригенным материалом переотложенные бокситы.

В результате исследований проведена оценка на бокситы методом палеогеографического анализа природных факторов бокситообразования территорий, принадлежащих различным структурно-тектоническим областям: платформам (Прианбарский район), подвижным участкам платформ (Верхневиллюйский район), областям платформенного и траппового вулканизма (Тунгусский район), геосинклиналям (Восточный Таймыр и Северо-Восток СССР), складчатым областям, вступившим в начальную стадию платформенного развития (Приморский край).

Необходимо отметить, что палеогеографический прогноз бокситоносности указанных территорий следует считать самым общим, дающим необходимые сведения для дальнейших исследований. Мы полагаем, что цель будет достигнута, если основные выводы данной монографии привлекут внимание геологов и вызовут у них интерес к обширным территориям Сибири и Дальнего Востока СССР, считающихся бесперспективными на бокситы. Опыт показывает, что только целенаправленные исследования могут привести к желаемым результатам. При региональных геологических работах на территориях, считающихся неблагоприятными на гипергенные полезные ископаемые, химическому опробованию пород на глинозем уделяется, как правило, мало внимания. Бокситы, как отмечалось ранее, бывают самыми разнообразными по внешнему облику. Даже опытные геологи, мало знакомые с бокситами, могут принять их за иные породы. Нелишне напомнить здесь печальную историю открытия североуральских бокситовых месторождений, когда недостаточное внимание к химическому опробованию привело к тому, что они были открыты спустя сто лет со дня первой находки гальки бокситов. Н. А. Каржавин, первооткрыватель Северо-Уральских бокситовых рудников, писал в 1975 г. [51, с. 88] «... даже выдающиеся исследователи Северного Урала нередко принимали бокситы по их коричневым от-



тенкам и обломочной структуре за сланцевые туфогенные образования. Знаменитый немецкий химик Розе, сопровождавший не менее известного геолога Мурчисона в его исследованиях по Уралу в сороковых годах прошлого столетия, признал богословские бокситы (СУБР) за яшмы». Известный русский геолог В. В. Никитин в 1894—1898 гг. принял их за железистые глины и песчаники. На многих картах Красная шапочка была обозначена как Благовещенское железорудное месторождение. «Только полный химический анализ раскрыл истинную природу этого вещества»,— сказал А. П. Карпинский с поднятым в руке образцом плитнякового боксита после доклада Н. А. Каржавина в ЦНИГРИ (г. Ленинград) в 1935 г. [52].

Могут сказать, что многие бокситовые месторождения были открыты и без научного (палеогеографического) анализа. Однако несколько не умаляя успехов непосредственных поисков, легко убедиться, что в освещении палеогеографическими исследованиями процесс сознательного поиска бокситов пойдет намного быстрее, планомернее, и, что особенно важно, намного дешевле.

1. Абельский А. М., Микельсон Э. Э. К использованию данных аэромагнито-разведки при изучении рельефа фундамента в Северо-Онежском бокситорудном районе.— В кн.: Методы разведочной геофизики. Вопросы методики и интерпретации магниторазведки (Труды ВИГР), вып. 22, 1974. Изд-во Ленингр. ун-та, с. 112—115.
2. Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Изд-во Моск. ун-та, 1974, 299 с.
3. Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1937, с. 509—622.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 4, 1967—1969.
5. Ахметьев М. А. Палеоценовые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение.— Сов. геология, № 7, 1973, с. 14—29.
6. Ахметьев М. А. Оligоценовые и миоценовые флоры Дальнего Востока СССР, как показатели климатической обстановки.— Известия АН СССР. Сер. геол., № 4, 1974, с. 134—143.
7. Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1964, 286 с.
8. Бгатов В. И. Некоторые аспекты образования бокситов.— Сов. геология, № 6, 1969, с. 35—48.
9. Бгатов В. И. Кора выветривания и бокситы (материалы к химико-биологической теории бокситообразования).— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока (Труды СНИИГИМС, вып. 148), 1972, Новосибирск, с. 5—25.
10. Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., Мир, 1964, с. 37—45.
11. Безр М. А., Воинов М. В. Некоторые особенности размещения бокситов Средиземноморья.— В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. 1, 1973, с. 43—58.
12. Биджиев Р. А., Сергиенко В. М. О роли морских течений и атмосферной циркуляции в образовании и размещении бокситов.— Докл. АН СССР, т. 226, № 1, 1976, с. 1018—1020.
13. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Госгеолтехиздат, 1958, 386 с.
14. Бискэ С. Ф. Палеоген и неоген Крайнего Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1975, 266 с.
15. Бобров Е. Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М., Наука, 1968, 124 с.
16. Богданов Д. В. Тропический океан. М., Наука, 1975, 80 с.
17. Боголепов К. В., Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Красноярского края и перспективы бокситоносности.— Труды Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1958, с. 112—121.
18. Большая Советская Энциклопедия. Второе издание, т. 24.
19. Борисов В. А., Гайнцев Ф. М., Файнер Ю. Б. Кора выветривания на массиве Большая Тундровая (р. Бахта, Сибирская платформа).— Труды Сиб. научно-исслед. ин-та геол., геофиз. и минерал. сырья, вып. 189, 1975, с. 44—48.
20. Броневова В. А., Копейкин В. А., Михайлов Б. М. О генетических взаимоотношениях гиббсита и каолинита в латеритных покровах Западной Африки.— Докл. АН СССР, т. 224, № 2, 1975, с. 864—867.
21. Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 356 с.
22. Бугельский Ю. Ю., Формель-Кортинга Ф. О карте коры выветривания Кубы.— В кн.: Кора выветривания, вып. 12, 1973, М., Наука, с. 125—131.



23. Будников В. И. О возможной бокситоносности нижнего карбона.— Сов. геология, № 1, 1972, с. 39—52.
24. Будыко М. И. Человек меняет климат.— Литературная газета, № 43, от 22 октября 1975 г.
25. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., Недра, 1971, 366 с.
26. Валетон И. Бокситы. М., Мир, 1974, 215 с.
27. Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., Наука, 1970, 298 с.
28. Верба М. Л. Западно-Сибирская плита и Енисейско-Хатангский прогиб раннемезозойской зоны растяжения земной коры.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, Изд-во СО АН СССР, 1969, с. 72—75.
29. Власов Г. М. Об изменении климата в палеогеновое и неогеновое время на территории Дальнего Востока.— Докл. АН СССР, т. 157, 1964, № 3, с. 1135—1138.
30. Воейков А. И. К вопросу о колебаниях климата.— Метеорологический вестник, № 1, 1902, с. 67—79.
31. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли/С. Т. Акаемов, М. П. Пастухова, В. А. Теняков, Н. А. Ясаманов.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975, с. 75—78.
32. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974, 272 с.
33. Геология СССР. Т. XXXII (Приморский край). Геологическое описание. М., Недра, 1969, 584 с.
34. Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского района Курской магнитной аномалии. Воронеж, Изд-во Воронежского ун-та, 1972, 164 с.
35. Гинзбург И. И., Наждакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритное выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В кн.: Кора выветривания, вып. 4, 1962, М., Изд-во АН СССР, с. 87—99.
36. Глазговская М. А. Почвы Мира. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, 315 с.
37. Глаукофансланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР/П. П. Лычагин, В. М. Мерзляков, Л. Г. Пономарева и др. 1975, № 22, с. 112—119.
38. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— Труды ВИМС, нов. серия, вып. 5, 1960, 387 с.
39. Григорьев В. Н. Геосинклинали бокситов.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого (Труды ГИН АН СССР), т. II, вып. 196, 1968, с. 293—324.
40. Гуткин Е. С., Якушев В. М. Латериты саванной зоны республики Мали.— Геология рудных месторождений, № 4, 1973, с. 67—73.
41. Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, Владивостокское книжное изд-во, 1965, 52 с.
42. Дзюценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недра, 1969, 344 с.
43. Занин Ю. Н., Жирова Л. Т., Сердюкова П. А. Фосфаты зоны выветривания Есеевского массива (север Сибирской платформы).— Геология и геофизика, № 3, 1972, с. 55—57.
44. Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинали месторождений бокситов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1960, с. 86—97.
45. Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., Наука, 1972, 276 с.
46. Иванова В. П., Масайтис В. Л. Доюрская кора выветривания на р. Мархе (Восточная Сибирь).— Труды СНИИГИМС, вып. 126, 1971, с. 134—141.
47. «Известия», № 134, от 7 июня 1972 г.

48. *Исаева Л. Л.* Палеогеография Нижней Тунгуски в четвертичном периоде.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 115—125.
49. *Калугин А. С.* Об условиях образования бокситовых месторождений геосинклинального типа.— Труды СНИИГИМС, вып. 66, 1967, Новосибирск, с. 38—48.
50. *Калугин А. С.* О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литология и полезные ископаемые, № 1, 1967, с. 3—22.
51. *Карецкая И. А., Ананьев Г. С.* Темпы денудации Верхне-Колымского нагорья в четвертичном периоде.— В кн.: Геоморфологические методы поисков эндогенного оруденения. Изд. Забайк. фил. географ. об-ва СССР, Чита, 1968, с. 118—125.
52. *Каржавин Н. А.* Красная шапочка. Изд-во Советская Россия, 1975, 157 с.
53. *Карта бокситоносности СССР (м-б 1 : 5 000 000).* Л., 1973.
54. *Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР (м-б 1 : 2 500 000), Л., Ленинградская картфабрика, 1972.*
55. *Кассас М.* Растения Сахары.— В кн.: Сахара, М., Наука, 1971, с. 53—64.
56. *Кинг Л.* Морфология Земли. М., Прогресс, 1967, 559 с.
57. *Кириков Д. А., Михайлов Б. М.* Геологические предпосылки поисков бокситов на Востоке СССР.— Сов. геология, № 3, 1971, с. 89—99.
58. *Климова Р. С.* О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит.— Инф. сб. Приморского геол. управления, № 7, 1971, Владивосток, с. 34—40.
59. *Козлов И. Т., Шукин В. Н.* Коры выветривания центральной части Сибирской платформы.— Геология и геофизика, № 2, 1964, с. 88—97.
60. *Коренбаум В. С., Ромадин И. А., Колбин М. Ф.* Распространение кор выветривания в Приморье и связь с ними полезных ископаемых.— Инф. сб. Приморского геол. управления, № 4, 1963, с. 44—53.
61. *Крауш М. А.* Карта новейшей тектоники Тунгусской синеклизы и ее обрамления масштаба 1 : 2 500 000.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука, 1972, с. 118—128.
62. *Кривцов А. П.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. М., Недра, т. I, II, 1968, 1969, 367 и 328 с.
63. *Кривцов А. П.* Домезозойские бокситы СССР. Л., Недра, 1973, 336 с.
64. *Кудинова Е. А.* О древней коре выветривания и перспективы бокситоносности в пределах северо-восточной части Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, № 2, 1973, с. 46—54.
65. *Куковский Е. Г.* Некоторые соображения о кристаллохимических особенностях выветривающихся минералов.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6, 1963, М., Изд-во АН СССР, с. 98—119.
66. *Куковский Е. Г.* О механизме превращений слоистых силикатов при выветривании.— В кн.: Кора выветривания и связанные с ней полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 98—119.
67. *Лаубенбах А. И.* Уран, торий и калий в бокситах и возможности их использования для оценки перспектив бокситоносности.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. I, Новосибирск, 1972, с. 142—153.
68. *Лейпциг А. В., Левина А. П.* Мезо-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Нижнем Приангарье.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975, с. 186—192.
69. *Лизалек Н. А.* Классификация пород как субстрата при формировании элювиальных бокситов.— В кн.: Проблемы бокситов Сибири. (Труды СНИИГИМС, вып. 121), 1971, с. 74—86.
70. *Лизалек Н. А., Смирнова Л. Г.* Оценка глинистых и песчаных бескарбонатных пород как субстрата для формирования бокситов.— В кн.: Бокситоносные формации Сибири и Дальнего Востока (Труды СНИИГИМС, вып. 148), Новосибирск, 1971, с. 100—104.



71. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.—Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 231, М., Наука, 1973, 325 с.
72. Литературная газета, № 45 от 5 ноября 1975 г.
73. Лукьянова-Шехоркина А. Ф., Закасовская М. В. Рудопоявление бокситовых пород на Дальнем Востоке.—В кн.: Сообщение Дальневосточного филиала СО АН СССР, вып. 10, 1959, Владивосток, с. 18—23.
74. Лучицкий Н. В. Основы палеовулканологии. Т. 1, 2, М., Наука, 1971, 510 и 480 с.
75. Макдональд Д. А. Вулканы, М., Мир, 1975, 376 с.
76. Малявкин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов СССР.—Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М., Изд-во АН СССР, 1937, с. 176—185.
77. Марков К. К. Палеогеография (историческое землеведение). Гос. изд. географ. лит., М., 1951, 276 с.
78. Матвеева Л. А., Соколова Е. И., Рождественский З. С. Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. М., Наука, 1976, 167 с.
79. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954, 507 с.
80. Мизута А. К. Древняя кора выветривания градоковских гранитов в Южном Приморье.—В кн.: Кора выветривания, вып. 5, 1963, с. 72—82.
81. Милашев В. А. Среднепалеозойская кора выветривания в Вилюйских горах.—Труды НИИГА, т. 102, вып. 10, 1959, с. 108—117.
82. Милло Ж. Геология глин. Л., Недра, 1969, 360 с.
83. Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.—В кн.: Генезис бокситов, М., Наука, 1966, с. 31—46.
84. Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.—Труды Лаборатории вулканологии, вып. 16, 1959, с. 186—215.
85. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1, 2, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1955, 1956, 386 с., 376 с.
86. Никитина А. П. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситоносность. М., Наука, 1968, 159 с.
87. Николаев А. А. Стратиграфия и тектоника Омuleвских гор.—Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 12, 1958, Магадан, с. 86—192.
88. Новые данные о бокситоносности Сибирской платформы/Н. В. Дренов, Л. Л. Исаева, А. Г. Митяев и др.—Докл. АН СССР, т. 220, № 5, 1975, с. 1176—1179.
89. Огородников О. Н., Гладковский А. К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М., Наука, 1975, 96 с.
90. Озерский Ю. А. Геологические особенности, методика поисков и разведки, перспективы выделения месторождений бокситов в Приангарском районе.—Труды СНИИГИМС, вып. 121, 1971, Новосибирск, с. 86—97.
91. Пасова Ф. Г., Спирин С. Л. Мезо-кайнозойские бокситоносные отложения и коры выветривания на Сибирской платформе.—Сов. геология, № 7, 1970, с. 67—78.
92. Педро Ж. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., Мир, 1971, 228 с.
93. Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. М., Изд-во МОИП, 1947, 215 с.
94. Пельтек Е. И. Перспективы бокситоносности Сибирской платформы и Енисейского кряжа.—Разведка и охрана недр, № 3, 1971, с. 13—19.
95. Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Изд-во Высшая школа, 1966, 496 с.
96. Перспективы бокситоносности кайнозойских депрессий Западного Прибайкалья/А. И. Скрипин, Н. И. Фомин, В. Д. Каницкий и др.—Труды Сиб. НИИ геол. геоф. и минеральн. сырья, вып. 126, 1971, с. 116—118.
97. Петров В. П. Основы учения о древних корах выветривания. М., Недра, 1967, 344 с.

98. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы.—Труды Ин-та геологии Арктики, т. 166, 1971, Л., Недра, 231 с.
99. «Правда», № 28 от 27 января 1973 г.
100. *Разумова В. Н.* Роль гидротермальных образований в формировании древних кор выветривания.—Докл. АН СССР, т. 207, 1972, № 3, с. 1302—1305.
101. *Резапов А. Н., Серых А. С.* О возможности применения гаммаспектрометрии при поисках и разведке месторождений бокситов.—Труды Сиб. НИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья, вып. 126, 1971, с. 36—47.
102. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. М., Мир, 1964, 297 с.
103. *Ричардс П.* Тропический дождевой лес. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 386 с.
104. *Родин Л. Е., Базилевич Н. И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.-Л., Наука, 1965, 236 с.
105. *Рудич К. Н.* Каменные факелы Камчатки. Новосибирск, Наука, 1974, 174 с.
106. *Русаков И. М., Виноградов В. А.* Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР.—Ученые записки НИИГА, вып. 15, 1969, Л., с. 8—26.
107. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959, 557 с.
108. *Рыбаков В. Г., Рыбенко В. Е., Серд А. И.* Находка бокситов в палеоген-неогеновых отложениях Западного Прибайкалья.—Разведка и охрана недр, № 3, 1971, с. 7—16.
109. *Сидоренко А. В.* Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958, 107 с.
110. *Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А.* О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии.—Докл. АН СССР, № 1, 1968, с. 897—899.
111. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. М., 1967, 231 с.
112. *Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. Ч. III, Изд-во Ленингр. ун-та, 1970, 133 с.
113. *Скляров Р. Я.* О современных процессах бокситообразования в Сибири и на Дальнем Востоке.—Докл. АН СССР, т. 206, № 4, 1972, с. 959—961.
114. *Слукин А. Д.* Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М., Наука, 1973, 126 с.
115. *Соколов Д. С.* Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962, 213 с.
116. *Соловьев В. В.* Коры выветривания базальтов Южного Приморья.—Инф. сб. ВСЕГЕИ, Л., № 15, 1959, с. 33—42.
117. *Спирин С. Л., Горецкий Ю. К., Дубовская М. В.* Генетические и промышленные типы бокситовых месторождений.—В кн.: Требования к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям. Ч. I (металлы). М., Недра, 1967, с. 385—428.
118. *Степанов В. Н.* Мировой океан. М., Знание, 1974, 255 с.
119. *Стоммел Г.* Гольфстрим. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 227 с.
120. *Страхов Н. М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоёмов.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951, 371 с.
121. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. I—III, М., Изд-во АН СССР, 1960—1962, 212 с, 574 с., 460 с.
122. *Суетова И. А.* География живого вещества.—Природа, № 2, 1976, с. 34—37.
123. *Сычев И. А.* О применении аэрофотометода с целью выявления погребенных структурно-денудационных уступов в закрытых районах (Липецкая область).—В кн.: Применение аэрогеологических и морфометрических методов для изучения неотектоники и глубинного строения Русской платформы. Изд-во Воронежского ун-та, Воронеж, 1973, с. 46—52.
124. *Тазиев Г.* Вулканы. М., Изд-во иностр. лит., 1963, 117 с.



125. *Теняков В. А.* Проблема источника и способа формирования веществ бокситов (геохимический аспект).— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., Наука, 1975, с. 18—32.
126. *Тораринссон С.* Срединная зона Исландии.— В кн.: Система рифтов Земли (Труды Симпозиума, т. 24), 1970, М., Мир, с. 154—171.
127. *Физико-географический атлас Мира*, М., АН СССР и ГУГК, 1964.
128. *Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1960, 112 с.
129. *Финько В. И., Коренбаум В. С., Колбин М. Ф.* О древних корях выветривания Приморья.— В кн.: Кора выветривания, вып. 6, 1963, М., Изд-во СССР, с. 89—112.
130. *Худяков Г. И., Никонова Р. И.* История развития рельефа.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока (Юг Дальнего Востока), М., Наука, 1972, 367 с.
131. *Цанс В. А.* Запасы бокситов на Ямайке.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии бокситов. М., Мир, 1964, с. 135—148.
132. *Цурюпа И. Г.* Роль микроорганизмов в выветривании алюмосиликатов и образовании подвижных легкомигрирующих соединений.— В кн.: Кора выветривания, вып. 13, 1973, М., Наука, с. 118—129.
133. *Черкасов Г. Н., Давыдов Ю. В.* О первой находке боксита в коре выветривания Западной Якутии.— Труды Сиб. НИИ геол., геоф. и минеральн. сырья, вып. 189, 1975, с. 25—32.
134. *Черкасов Г. Н., Ивлев К. А., Осипов Ю. А.* Находки обломков структурных бокситов в Западной Якутии.— В кн.: Сб. научных трудов Сиб. НИИ геол., геофиз. и минеральн. сырья, № 256, 1977, с. 59—60.
135. *Чикишев А. Г.* Географические условия развития карста. Изд-во Моск. ун-та, 1975, 113 с.
136. *Чиликин В. А.* К вопросу о возрасте атирисовых слоев Восточного Таймыра.— В кн.: Исследования по геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1975, с. 118—120.
137. *Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индибирского междуречья.— Геотектоника, № 6, 1975, с. 44—60.
138. *Шило Н. А., Мерзляков В. М.* Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозоя Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, т. 204, 1972, № 5, с. 1107—1110.
139. *Шило Н. А., Орлова З. А.* Верхненёрская впадина и возраст ее отложений.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 12, Магадан, 1958, с. 188—205.
140. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во иностр. лит., 1950, 476 с.
141. *Шулейкин В. В.* Роль тропической зоны в процессах происхождения в системе океан — атмосфера — материк.— В кн.: Тропическая зона Мирового океана и связанные с ней глобальные процессы. М., Наука, 1973, с. 4—17.
142. *Шукин И. С.* Общая геоморфология. Т. III, Изд-во Моск. ун-та, 1974, 486 с.
143. *Эдельштейн Я. С.* Основы геоморфологии. М.-Л., Геосгеолиздат, 1947, 399 с.
144. *Янишин А. Л.* Вулканизм и осадочное рудообразование.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 4, 1968, с. 143—154.
145. *Allen V. T., Scherman G. D.* Genesis of Hawaiian bauxite. Econ. Geol., vol. 60, No 1, 1965, pp. 89—99.
146. *Andersen David W., Picard M. Dane.* Stratigraphy of the Duchesne River formation (eocene — oligocene?), northern Uinta Basin northeastern Utah. Bull. Utah Geol. and Miner. Surv., no 97, 1972.
147. *Bauxite ore resources and Aluminium Industry of Asia and Far East.* United Nations Economic Commission for Asia and Far East. Mineral resources Development series, no 17, Bangkok, 1962 (63).
148. *Boulangé B.* Le massif basique de l'Orumbo—Bocca et sa cuirasse bauxitique. „Cah. ORSTOM Géol.“, 1970, vol. 2, no 2, pp. 185—203.

149. *Boulangé B., Paquet H., Bocquier G.* Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales. „C. r. Acad. sci.“, 1975, D 280, no 19, pp. 2183—2186.
150. *Choubert B.* Nos connaissances sur la géologie de la Guyane française. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 7, 1, 1965, pp. 129—135.
151. *Cvancara A. M.* Summary of the Cannonball Formation (Paleocene) in North Dakota. „N. D. Geol. Surv. Misc. Ser.“, 1972, no 50, pp. 69—75.
152. *Dickinson D. R.* The nature and origin of Tasmania bauxite. Bull. Imper. Inst., vol. 41, no 3, 1943.
153. *Durham I. W.* Cainozoic marine climates of the Pacific coast. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 61, 1950.
154. *Eyles V. Q.* The composition and origin of the Artrim laterites and bauxites. Belfast, 1952.
155. *Flicoteaux R., Tessier F.* Précisions nouvelles sur la stratigraphie des formations du plateau de Thiès (Sénégal occidental) et sur leurs alterations. Conséquences paléogéographiques. „C. R. Acad. sci.“, 1971.
156. *Gordon M. I., Tracey I. I.* Origin of Arkansas bauxite deposits. Problems of clay and laterite origin, no 4, 1952.
157. *Gordon W. A.* Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. Journ. of Geol., vol. 81, Chicago, 1973, pp. 269—284.
158. *Grubb P. L. C.* Some aspects of lateritisation in Western Australia. Journ. of the Royal. Soc. of W. Australia, vol. 49, part 4, 1966, pp. 117—124.
159. *Grubb P. L. C.* Genesis of bauxite deposits on the Boolarra Mirboo area of Gippsland, Victoria. J. Geol. Soc. Austral., 18, no 2, 1971, pp. 107—113.
160. *Grubb P. L. C.* Genesis of the Weipa bauxite deposits, N. E. Australia. „Miner. deposita“, 1971, 6, no 4, pp. 265—274.
161. *Hottin G., Andrianarisoa R.* Formations latéritiques et bauxitiques de la presqu'île d'Ambato et de l'île de Nosy Faly. „Rapp. Annu. Serv. Géol.“, 1972“. Tananarive, 1972, pp. 125—126.
162. *Hugueney M.* La mise en valeur des gisements de bauxite de l'Amazonia. „Rev. alum.“, 1974, no 434, pp. 583—584.
163. *Jakucs L.* The role of climate in the quantitative and qualitative control of Karstic corrosion. „Symposium on Karst—Morphogenesis“. Hungary, 1973.
164. *Jepsen K.* Über den Stoffbestand und die Bildungsbedingungen der Bauxitlagerstätte Weipa (Australien). Diss. Dokt. Naturwiss. Fak. Math. und Naturwiss. Techn. Univ., Hannover, 1972, 224 S.
165. *Kispatic M.* Bauxites des kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Neues Jahrb. Mineral. Geol. und Palaeontol., Bd. 34, 1912, pp. 513—522.
166. *Kun N.* The mineral resources of Africa, no 4, 1965.
167. *Libbey F. W., Lowry N. D. and Mason R. S.* Ferruginous bauxite deposits in Northwestern Oregon. Econom. Geol., vol. 41, no 3, 1946.
168. *Lobreau-Calen P., Caratini C.* Pollens de „Celastraceae“ á l'Oligocène en Gironde (France). „Bull. Soc. linn. Bordeaux“, 1973, 3, no 10, pp. 227—231.
169. *Luyendyk B. P., Forsyth D., Phillips D.* Experimental approach to the paleocirculation of the oceanic surface waters. Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 83, 1972, pp. 2649—2664.
170. *Maignien R.* Le cuirassement des sols in Gvinee, Afrique Occidentale. Mem. serv. de la carte géol. d'Alsace et de Lorraine, no 16, 1958.
171. *Mallick S., Niyogi D.* Some physical aspects of the development of nodular laterite of West Bengal. „Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India“, 1972, 44, no 3, pp. 159—161.
172. *Meyerhoff A. A.* Continental drift: high latitude evaporite deposits and geologic history of Arctic and North—Atlantic oceans. „Journ. Geology“, vol. 78, no 1, 1970.
173. *Moorkens Th. L.* Foraminiferen uit het stratotype van het Montiaan en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg. (Met een overzicht van de stratigrafie van het Paleocéen in België). „Natuurwet. tijdschr.“, 1972, 54, no 4—5, pp. 117—127.
174. *Obata Ikumo, Hasegawa Yoshikaru, Otsuka Hiroyuki.* Kokuyuy karaky xakybyucan cэнхю. Mem. Nat. Sci. Mus., no 5, 1972.



175. *Oda Motoyosi*. Тахоку дайгаку ридакубу тисицугаку касейгу-цугаку кёсичу кэнкю хобуи хококу. *Contribs Inst. Geol. and Paleontol. Tohoku Univ.*, no 72, 1971.
176. *Owen H. B.* Bauxite in Australia. *Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys. Bull.*, no 24, 1954, 234 p.
177. *Owerstreet E. C.* Geology of the southeastern bauxite deposits. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1199—A, 1964, pp. 3—19.
178. *Patterson S. H.* Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1967, no 1228, 176 p.
179. *Patterson S. H.* Investigations of ferruginous bauxite and other mineral resources on Kauai and a reconnaissance of ferruginous bauxite deposits on Maui, Hawaii. U. S. Govern. printing office. Washington. „*Geol. Surv. Profess. Pap.*“, vol. 74, No 655, 1971.
180. *Pedro G.* Sur l'altération des matériaux calcaires en conditions latéritiques: étude expérimentale de l'évolution d'une marne illitique. „*G. r. Acad—sci.*“, D 270, No 1, 1970.
181. *Roch E.* Les bauxites de la France, *Rev. Gén. Sci. Pures App. Bull. Assoc. Franc. Avan. Sci.*, vol. 66 (5/6), 1958, pp. 151—156.
182. *Royce Chester F.* The Tongue River and Sentinel Butte Formations (Paleocene) of western North Dakota: a review. „*N. D. Geol. Surv. Misc. Ser.*“, 1972, no 50, pp. 31—42.
183. *Sanches Furtado A. F. A.* Asargilas dos solos do distrito de Malanje (Angola). „*Garcia Orta. Sér. geol.*“, 1974, 1, no 3, pp. 79—88.
184. *Schellmann W.* Über Beziehungen lateritischer Eisen—, Nickel—Aluminium— und Manganerze zu ihren Ausgangsgesteinen. „*Miner. deposita*“, 1971, 6, no 4, pp. 275—291.
185. *Ségalen P.* Les produits alumineux dans les sols de la zone tropicale humide. 1, 2, *ORSTOM Cahiers, Pédol.*, 3, 1965, pp. 149—176.
186. *Smith D. I.* The residual hypothesis for the formation of Jamaican bauxites. A consideration of the rate of limestone erosion. „*J. Geol. Soc. Jamaica*“, 1970, 11, pp. 3—12.
187. *Tanai T.* Tertiary floral changes of Japan. *Jubil. Publ. common Prof. Sasa s 60—th. Birthbay*, 1967.
188. *Tardy Y., Bocquier G., Paquet M., Millot G.* Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. „*Geoderma*“, 1973, 10, no 4, pp. 272—284.
189. *Tercinier G.* Contribution à la connaissance des phénomènes de bauxitisation et d'allitisation. Les sols des karsts d'atolls surélevés du Sud—Ouest Pacifique. „*Cah. ORSTOM Pedol.*“, 1971 (1972), 9, no 3, pp. 307—334.
190. *Terry T.* Mining in Fiji. „*Australian Mining*“, 63, No 1, 1971.
191. *Tipton Ann, Kleinpell R. M., Weayer D. W.* Oligocene biostratigraphy, San Josquin valley, California. „*Univ. Calif. Publs. Geol. Sci.*“, 1973, 105, 111 p.
192. *Tucan Fr.* Terra-rossa, deren Natur uni Entstehung. *Neues Janrb. Mineral. Geol. und Palaeontol.*, Bd. 34, 1912, pp. 401—430.
193. *Weisse G. De.* Bauxite sur un atoll du Pacifique. „*Mineralum Deposita*“, 5, no 2, 1970.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (В. М. Сергиенко)	3
Современные представления о бокситообразовании (Р. А. Биджиев)	5
Природные факторы, определяющие образование, размещение и сохранность бокситов (Р. А. Биджиев, В. М. Сергиенко)	12
Методы палеогеографического анализа (Р. А. Биджиев, В. Е. Сергиенко)	72
Геолого-географические предпосылки прогноза бокситоносности (Р. А. Биджиев, В. М. Сергиенко)	83
Применение палеогеографического анализа для оценки бокситоносности на примере отдельных районов СССР	88
Средняя Сибирь	88
Таймырский район (Н. Н. Белозерова, Р. А. Биджиев)	88
Верхне-Вилуйский район (М. М. Брызгалова)	98
Прианбарский район (Р. А. Биджиев, М. М. Брызгалова)	108
Тунгусский район (Н. Н. Белозерова, М. М. Брызгалова, Р. А. Биджиев)	123
Северо-Восток СССР (Р. А. Биджиев, И. Я. Нефедова)	140
Приморье (В. М. Сергиенко)	156
Заключение (Р. А. Биджиев)	176
Список литературы	180

ИБ № 1981

Рустам Асхадович Биджиев,  
Нина Николаевна Белозерова,  
Мара Михайловна Брызгалова,  
Ираида Яковлевна Нефедова,  
Василий Максимович Сергиенко

### ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ БОКСИТОНОСНОСТИ

Редактор издательства Т. А. Горохова  
Переплет художника А. Е. Чучканова  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технические редакторы В. В. Соколова, Л. Н. Шиманова  
Корректор В. И. Ионкина

---

Сдано в набор 09.07.79. Подписано в печать 05.12.79. Т-22102. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Бумага № 2. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 12,35 с 2 вкл. Усл. печ. л. 12,35.  
Уч.-изд. л. 13,74. Тираж 650 экз. Заказ 426/8093—1. Цена 85 коп.

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»



85 коп.

3088

НЕДРА

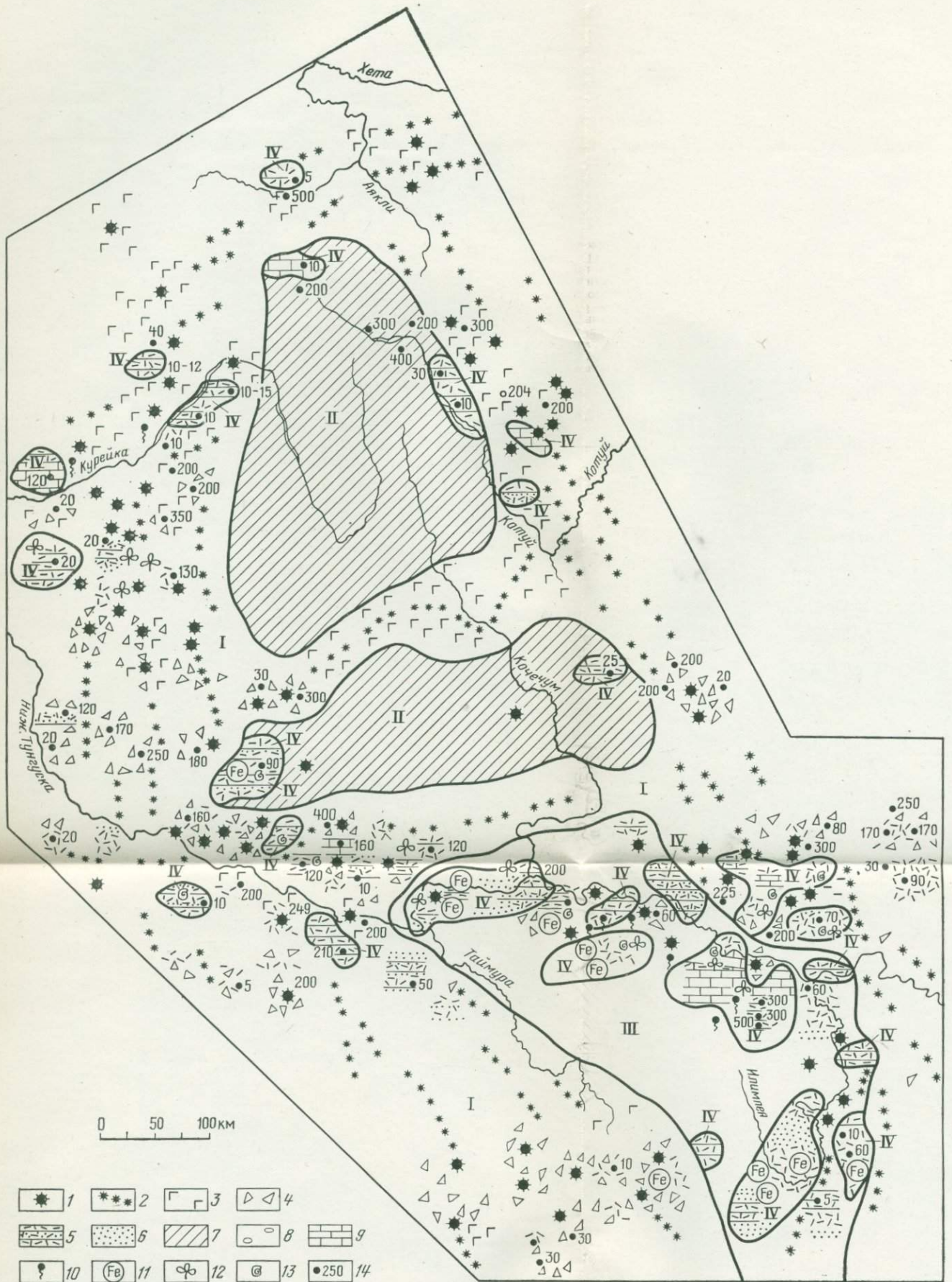


Рис. 10. Палеогеографическая схема Тунгусской синеклизы начала проявления вулканизма. Ранний триас.

Условные обозначения к рис. 10 и 11

1 — крупные вулканы установленные; 2 — мелкие трещинные вулканы установленные и предполагаемые; 3 — лавы преимущественно толеитовых базальтов; 4 — туфобрекчии и агломератные туфы преимущественно прижерловых фаций; 5 — пепловые туфы и туффиты; 6 — туффиты, туфопесчаники, туфоалеволиты, туфоаргиллиты; 7 — лавы толеитовых базальтов, туфы; 8 — шаровые лавы; 9 — озерные известняки, доломиты, гипсы; 10 — термальные источники; 11 — интенсивно ожелезненные породы; 12—13 — места находок (12 — ископаемой флоры, 13 — ископаемой фауны); 14 — мощность. I — плато высокое вулканическое в пределах максимального проявления вулканизма (рифтовые зоны); II — равнины пологовогнутые и холмистые вулканические, образованные в результате слияния лавовых потоков («лавовые озера»); III — равнины низменные аккумулятивные вулканические, область накопления водных и наземных осадков; IV — озерные бассейны, заполненные хемогенными, а также эксплозивными и эффузивными образованиями



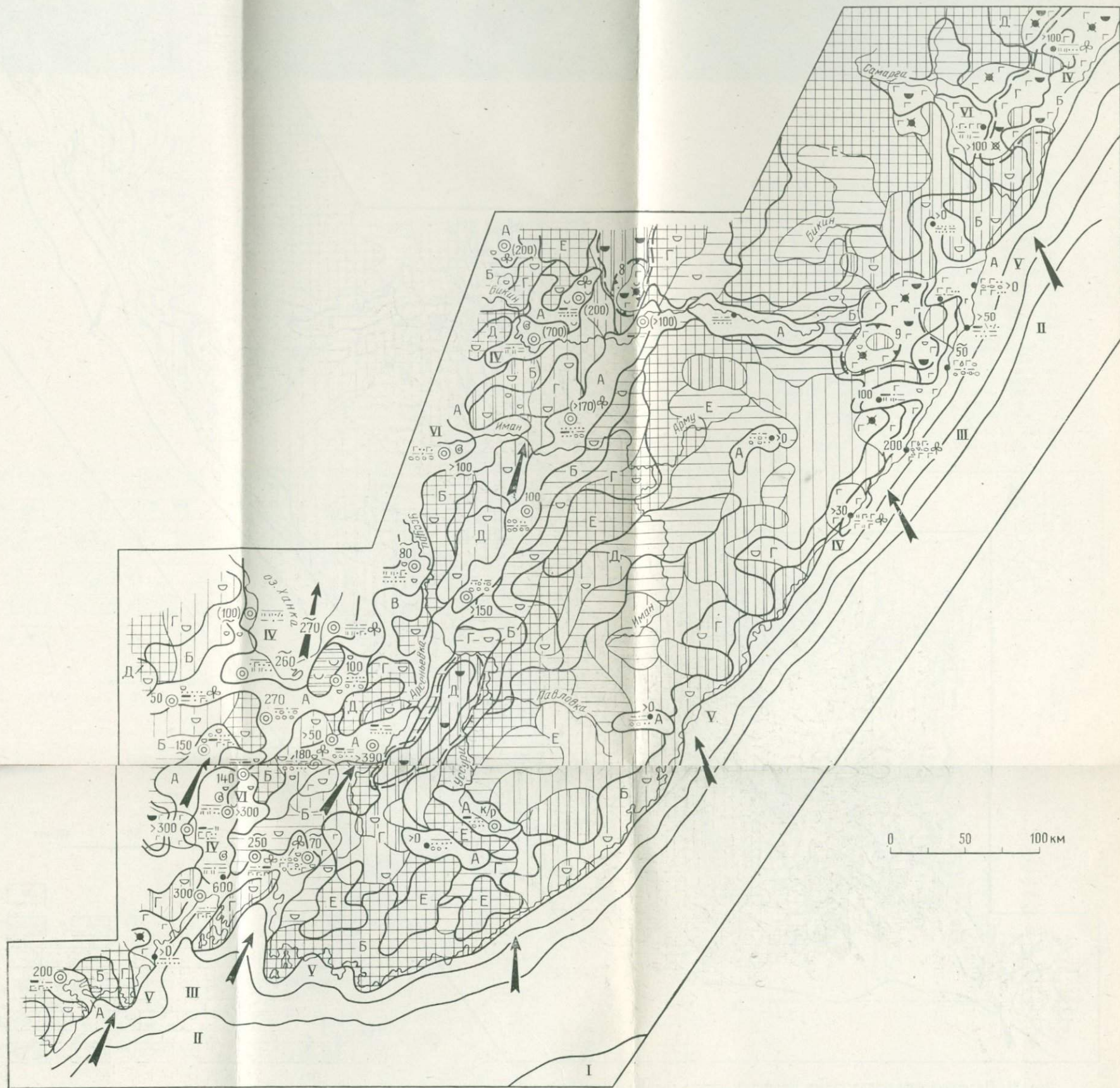


Рис. 22. Палеогеографическая схема Приморья. Миоцен.  
 Условные обозначения см. рис. 21  
 Зак. 426



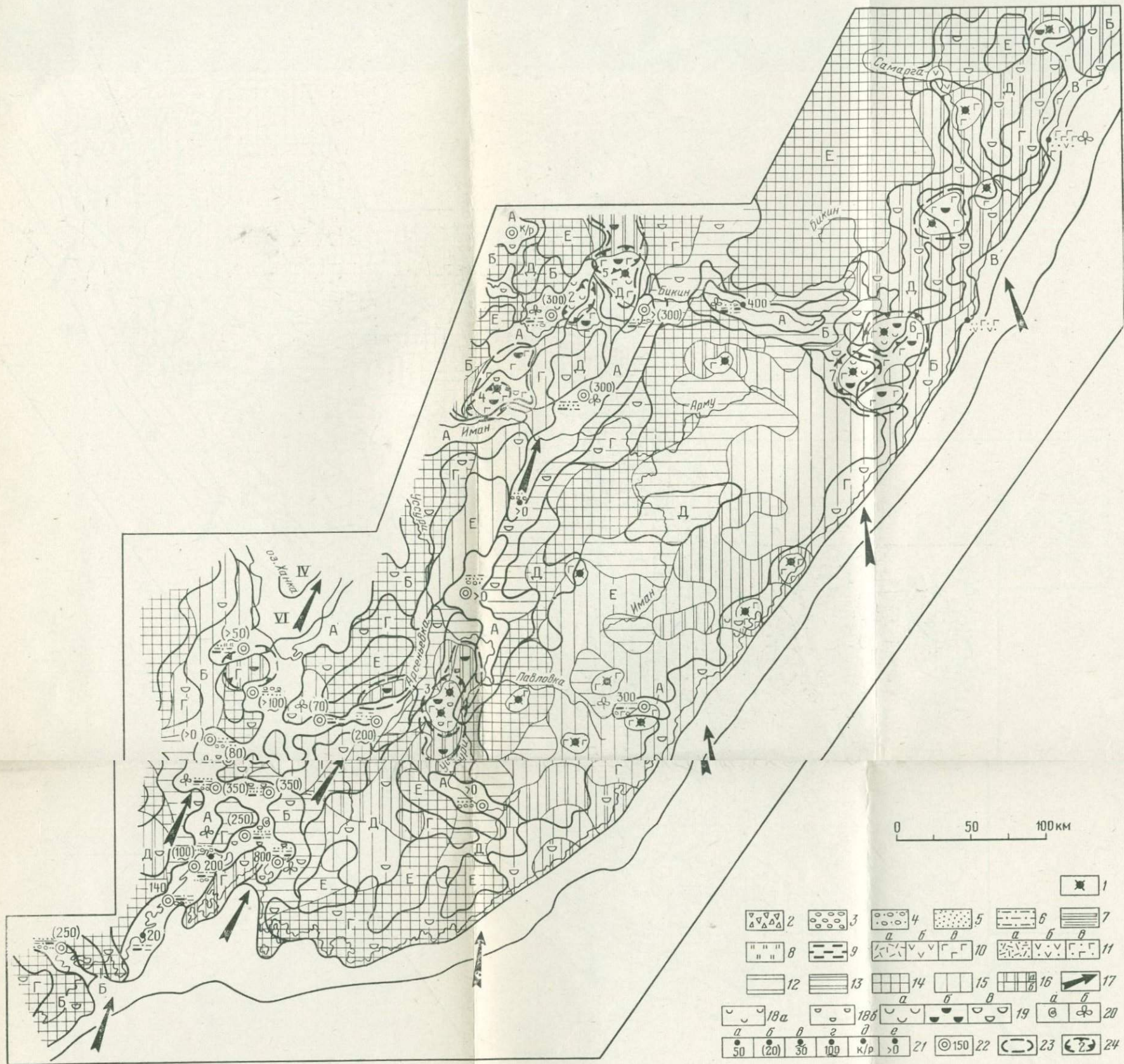


Рис. 21. Палеогеографическая схема Приморья. Эоцен. Условные обозначения к рис. 21 и 22

1 — вулканы; 2—9 — осадочные породы (2 — брекчи, 3 — галечники и гравий, 4 — галечники с гравием и песком, 5 — пески, 6 — алевриты, 7 — глины, 8 — кремнистые породы, 9 — торф, угли); 10 — вулканогенные породы (а — кислого, б — среднего, в — основного состава); 11 — вулканогенно-осадочные породы с пирокластическим материалом (а — кислого, б — среднего, в — основного состава); 12—16 — породы в областях размыва древней суши [12 — осадочные обломочные, 13 — осадочные карбонатные, 14 — изверженные, метаморфические и осадочные, 15 — кислые изверженные, 16 — изверженные (а — средние и основные, б — кислые, средние и основные)]; 17 — господствующие направления ветров; 18 — коры выветривания, сохранившиеся до настоящего времени [геохимический тип: а — неустановленный, б — сиаллитный]; 19 — области вероятного распространения кор выветривания (геохимический тип: а — неясный, б — латеритный, в — сиаллитный); 20 — места находок (а — фауны, б — флоры); 21 — мощность (а — полная, б — вычисленная путем деления нерасчлененной толщи, в — отсутствуют данные по верхней части толщи, г — отсутствуют данные по нижней части толщи, д — отсутствуют отложения данного возраста, залегание молодых с перерывом на более древних, е — не известна); 22 — разрез по скважине с указанием мощности; 23 — граница возможного бокситообразования; 24 — участки предполагаемой сохранности бокситов в современном рельефе (цифры обозначают порядковые номера участков). I — море, глубокая часть шельфа; II — море, мелкая часть шельфа; III — прибрежная зона; IV — внутреннее море — заливы озера; V—VI — равнины (V — прибрежные, временами заливавшиеся морем, VI — озерно-аллювиальные; А — аккумулятивные, Б — холмистые, В — аккумулятивно-холмистые). Г — низкие плато (200—500 м), Д — плато высокие (500—1000 м), Е — горы низкие (800—1500 м)