

ГИН

фонд ГИН РАН

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

вып. 73. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 22). 1947

П. М. СТРАХОВ

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФАЦИИ И ИХ АНАЛОГИ
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Опыт историко-геологического анализа
процесса осадкообразования



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

*Памяти учителя
академика А. Д. Архангельского —
основателя советской литологии
Автор.*

Н. М. СТРАХОВ

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФАЦИИ И ИХ АНАЛОГИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

(опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования)

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные породы представляют собой очень многогранные образования. С одной стороны, это минеральные массы каждый раз особого, варьирующего химического и минералогического состава, неодинаковых петрографических свойств и палеонтологических характеристик, — массы, каждая из которых сформировалась в прошлом в специальных индивидуализированных физико-географических (фациальных) условиях. С другой стороны, это историко-геологические образования, каждое из которых возникло в своей особой историко-геологической обстановке (т. е. в разные моменты общего хода оро- и эпигогенических движений) и характеризуется своим особым отношением к основным структурным единицам земной коры (платформам, геосинклиналям и т. д.). Полное познание осадочных пород возможно, конечно, лишь тогда, когда они изучены и с минералого-петрографической (фациальной) и с историко-геологической точек зрения.

К сожалению, современное изучение осадочных пород ограничивается почти исключительно минералого-петрографической и фаунистической стороной дела. В специальных работах описываются условия залегания, минералогический и химический состав пород, их петрографические и фаунистические особенности, и из всех этих данных делаются выводы об условиях их возникновения. На этом изучение осадочных пород обычно и заканчивается.

Такое ограничение научно-исследовательского подхода к осадочным породам имеет одно весьма характерное следствие. Несмотря на обилие литологических работ, посвященных

разнообразнейшим осадочным породам, мы пока лишь очень мало знаем даже об основных закономерностях, регулирующих распределение отдельных фаций во времени и пространстве. Между тем вопросы такого порядка чем дальше, тем больше встают на очередь дня и одинаково выдвигаются как геологами-теоретиками, так и разведчиками-практиками, ищущими прочную руководящую идею для прогноза при поисках полезных ископаемых. Ответить на эти вопросы, оставаясь в пределах прежней методики исследований, нельзя, ибо ни усовершенствование лабораторной техники, ни простое увеличение числа исследований сами по себе не дают требуемых закономерностей седиментационного процесса. Получить их можно, лишь расширив самый подход к объекту исследования. Необходимо связать формирование осадочных пород с общим ходом историко-геологического процесса, т. е. с течением оро- и эпипрогенических процессов, с регионально-тектоническими единицами земной коры (платформы, геосинклинали и т. д.), с климатами геологического прошлого, былой геоморфологией отдельных регионов, с химическим составом пород, выходящих на поверхность, и т. д. Такого рода методика анализа седиментационного процесса, в отличие от применявшейся до сих пор, может быть названа историко-геологической. Только применяя ее, мы сможем, наконец, понять, почему та или иная фация появляется в данном регионе лишь в некоторые, строго определенные эпохи и локализуется здесь лишь в немногих, обычно узко очерченных ареалах.

Односторонность современного подхода к осадочным породам вообще и их «рудным» фациям в особенности, повидимому, уже начинает осознаваться. Указанием на это являются отдельные (хотя обычно и мало разработанные и мимоходом сделанные) попытки подойти к проблеме образования осадочных пород с новой, историко-геологической точки зрения. В качестве таких примеров можно указать на работу И. М. Губкина «Учение о нефти», в которой освещается распределение нефтяных месторождений по основным структурным единицам земной коры, а также на попытку А. Д. Архангельского связать появление сероводородных нефтепроизводящих фаций с общим ходом оро- и эпипрогенических движений. Те же вопросы намечаются Г. А. Ивановым и П. И. Степановым относительно углей. Очень интересен, хотя и мало разработан вопрос о различиях геосинклиналичного и платформенного типов фосфатонакопления, изучавшийся геологами Научно-исследовательского института по удобрениям и нашедший частичное выражение в недавних статьях А. В. Казакова.

Если прибавить к этому, что в сводных работах по исторической геологии и региональной тектонике уже делаются общие сопоставления особенностей геосинклиналичного и платформенного облика таких широко распространенных пород, как песчаники, глины и известняки, то станет ясным, что историко-геологический анализ осадочных пород представляет в настоящий момент вполне современную и назревшую проблему, требующую углубленной, самостоятельной разработки.

Некоторые вопросы историко-геологического изучения осадочных пород недавно затронул Л. В. Пустовалов в известной работе по петрографии осадочных пород. К сожалению, наиболее интересные и существенные вопросы о связи осадконакопления с климатом, с основными тектоническими единицами земной коры, об эволюции фаций в истории Земли и некоторые другие автором либо не разбирались совсем, либо разобраны в чересчур общей и не всегда правильной форме. К тому же при анализе историко-геологических проблем, касающихся тех или иных по-

род, автор явно отдает предпочтение дедукциям из некоторых общих геохимических закономерностей, а не кропотливому изучению всей массы фактического материала по тем или иным фациям с тем, чтобы из такого систематического анализа получить интересующие нас общие историко-геологические закономерности.

Нам же кажется, что историко-геологический метод изучения осадочных пород только тогда даст желаемый эффект, когда это изучение будет строго документальным, базирующимся на всей сумме имеющегося фактического материала и на его систематическом анализе.

Опыт такого систематического историко-геологического исследования осадочной породы представляет настоящая монография, посвященная железорудным фациям и их аналогам — марганцевым рудам и бокситам.

Выбор объекта исследования сделан не случайно. Гипергенным железным рудам посвящена огромная литература с массой превосходных описаний частных месторождений, с многочисленными сводками по запасам, с установившимися представлениями об основных фацциальных типах руд и их генезисе. При разборе частных месторождений (или групп их) многие авторы (Франк, А. Д. Архангельский, Б. П. Кротов, Клюпфель и др.) затрагивали также вопросы о связи генезиса этих месторождений с отдельными моментами геологической истории данной территории, в частности с характером движений земной коры и климатическими условиями прошлого. Имеются даже попытки обобщения в этом направлении некоторых из накопившихся фактов и выявления общих закономерностей рудного железнакопления, как, например, сводка Делона, дающая первый опыт хронологии железорудного процесса, или работы Л. Сауеих и Л. В. Пустовалова над закономерностями возникновения железорудных эпох, или высказывания А. Е. Ферсмана о климатических условиях железнакопления. Таким образом, существующие в литературе данные по гипергенным железным рудам, как кажется, богаче, чем для любой осадочной породы, — и это именно обстоятельство склонило автора сделать опыт историко-геологического анализа осадкообразования на железных рудах. Привлекало также и то, что у железных руд есть два близких аналога — марганцевые руды и бокситы, и, стало быть, исследование можно было повести сравнительно-литологически, непрерывно сопоставляя историю этих трех осадочных тел, выясняя черты их сходства и отличия и тем самым углубляя понимание процесса формирования каждой категории руд.

Представляя собой чисто литературную сводку и анализ проблемы, предлагаемая вниманию читателя работа не могла не приобрести некоторых специфических особенностей.

Разбирая тот или иной историко-геологический вопрос, автор должен был, конечно, оперируя описаниями частных месторождений руд, как исходным фактическим материалом, быть от него в прямой зависимости. К сожалению, как правило, оказывалось, что литературные данные по разным месторождениям неодинаково подробны, различной свежести в смысле времени появления работ и, что особенно существенно, дают нередко весьма различное (порою прямо противоположное) истолкование генезиса месторождения. Общеизвестно, что интерпретация таких крупных рудных бассейнов, как клинтонский в США, девонские руды Рейнской области, наши тульские, липецкие, халиловские и другие руды, менялась в истории науки не один раз и что месторождения эти перекочевывали из одних фацциальных типов в другие. Опираясь аккими месторождениями, автор старался воздержаться от каких-либо новых собственных толкований и придерживался той из существующих концепций, которая казалась ему наиболее обоснованной имеющимися факти-

ческими данными. В общей группировке конкретных месторождений по основным фаціальным (генетическим) типам это неизбежно приводило, конечно, к известному субъективизму, в данном случае минимальному и абсолютно неустраимому; не могло оно не сказаться в какой-то мере и на полученных историко-геологических выводах. Поскольку, однако, анализ каждого фаціального типа базируется не на единичных, а на многочисленных входящих в него месторождениях, можно думать, что полученные выводы не изменятся существенно, если даже некоторые из включенных автором в данную группу месторождений в действительности придется перенести в другие типы.

Как и в предварительных своих публикациях (1940—1941), автор должен подчеркнуть, что он не считает свою работу ни исчерпывающей, ни абсолютно беспорочной во всех деталях. К сожалению, кое о чем приходится пока просто догадываться, а некоторые выводы давать в качестве более или менее вероятной рабочей гипотезы, долженствующей быть в дальнейшем проверенной. Монография закончена в самом конце 1940 г., после чего автор не имел больше возможности касаться вопросов, в ней затронутых. Шестилетний период, протекший между окончанием работы и ее публикацией, был своего рода периодом испытания для многих положений, высказанных автором. С удовлетворением автор отмечает, что пока ему не приходится изменять ни одного из основных тезисов, касающихся выделения железорудных (марганцеворудных и бокситовых) эпох, факторов, касающихся рудообразования, историко-геологических закономерностей, тектонического размещения руды т. д. Напротив, новые работы, вышедшие до сих пор, только подтверждают эти положения. Так, в 1944/45 г. А. Г. Бетехтин на основе работ военного времени выделил две новые нижнекаменноугольные марганцеворудные провинции на территории СССР (на Урале и в Центральном Казахстане), прекрасно укладывающиеся в нижнекарбонную марганцеворудную эпоху, выделенную мною. В 1942/43 г. Н. С. Ильина открыла древнейшие из известных — ниже- или среднекембрийские бокситы на р. Буксон в Вост. Саянах, подтвердив тем самым сделанный в работе автора прогноз о несомненном наличии бокситовых горизонтов, более древних, чем силур. Хронологически Буксонское месторождение хорошо совпадает с нижнекембрийской железорудной эпохой. Работы А. В. Пейве на Красной Шапочке привели к установлению эффузивно-осадочного генезиса этих бокситов. Тем самым выделенный автором эффузивно-осадочный тип железорудных и марганцеворудных накоплений расширяется и обогащается новым членом, о существовании которого в 1938—1940 гг. можно было лишь догадываться, хотя подобные мысли уже высказывались Н. А. Штрейсом. Многочисленные статьи и заметки Б. П. Кротова о закономерностях формирования железных, марганцевых и бокситовых руд, вышедшие в 1941—1946 гг., в сущности развивают и детализируют обобщения, уже ранее изложенные в настоящей работе, хотя, возможно, что развиваемые Б. П. Кротовым мысли родились у него независимо от автора.

При подготовке монографии отдельные главы ее были прочитаны рядом лиц, сообщивших автору свои замечания, среди которых особенно существенные принадлежат покойному акад. А. Д. Архангельскому, акад. В. А. Обручеву, акад. В. И. Вернадскому, И. И. Гинзбургу, А. Л. Яншину, Л. В. Пустовалову, В. В. Щербине, Е. В. Рожковой, Б. П. Кротову, акад. А. Н. Заварицкому, Е. Е. Захарову, А. Н. Чуракову, Д. Г. Сапожникову, Н. П. Хераскову, Н. В. Соловьеву. Перечисленным лицам, как и другим, не упомянутым, автор считает долгом выразить искреннюю признательность.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И ИХ АНАЛОГОВ

Анализ гипергенного железорудного процесса целесообразно начать с восстановления чисто фактической истории накопления железных руд и их аналогов, т. е. с установления их стратиграфического и географического размещения. К сожалению, эта сторона дела разъяснена далеко не в достаточной степени. При разведке месторождений в настоящее время все внимание геологов поглощается изучением морфологии и химического состава рудных тел, а также запасов содержащегося в них металла. Стратиграфическая приуроченность месторождения изучается попутно, между прочим, и дается нередко в очень общих чертах, что, конечно, затрудняет точное хронологическое сопоставление между собой различных рудных накоплений.

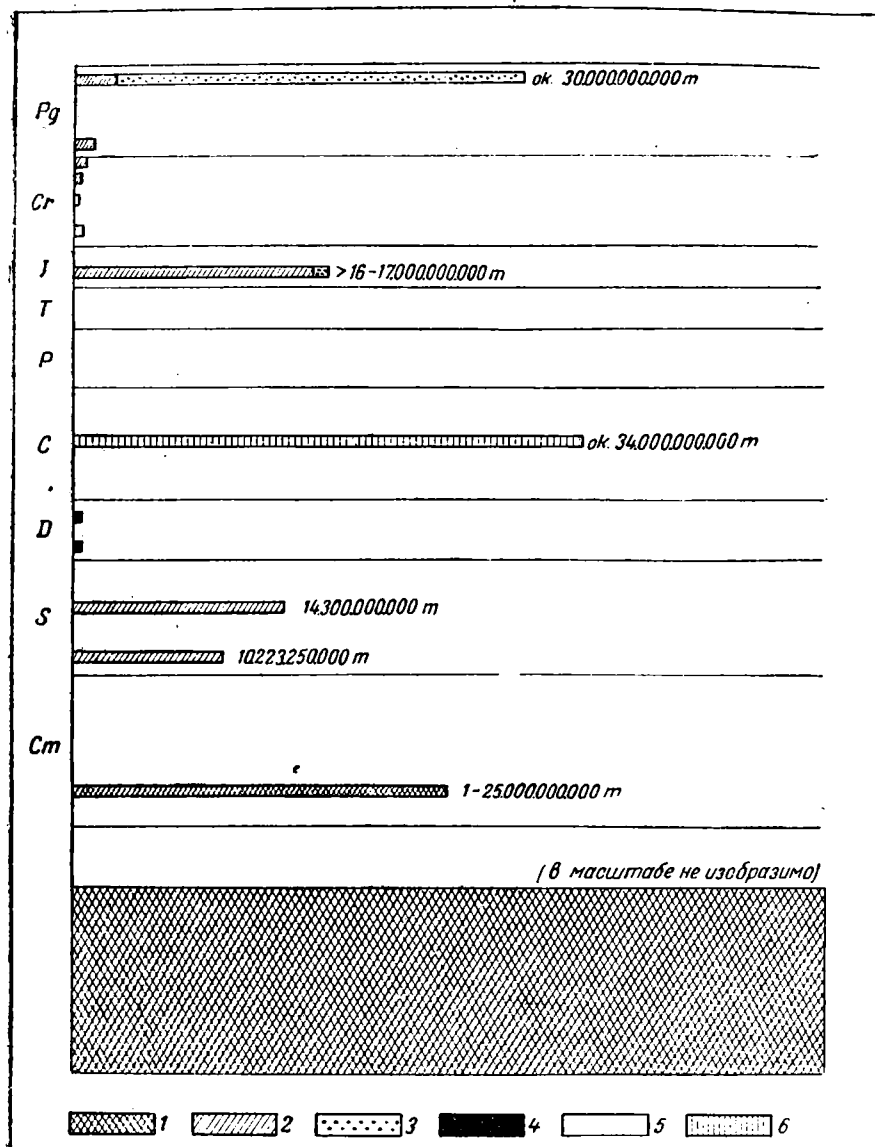
В курсах рудных месторождений в центре разбора также оказываются вопросы минералого-петрографической и фациальной характеристики руд и условий их генезиса, геологический же возраст и географическое размещение месторождений даются лишь как этикетка, необходимая для внешнего распознавания месторождений, и не более того. В одной из сводок — в «Курсе металлогении» Делонэ — более четверти века тому назад (в 1913 г.) была сделана попытка описания железорудных месторождений в хронологическом порядке, от древнейших к современным. Однако и здесь эта хронологическая канва оказалась только оригинальной внешней рамкой для фактического материала, скорей литературным приемом изложения, чем средством к восстановлению и анализу истории железных руд. Подражателей среди последующих авторов этот прием не нашел, а для марганцовых руд и бокситов он и вообще не был применен. Таким образом, несмотря на обильный фактический материал по частным месторождениям, общей истории накопления железных, марганцовых и бокситовых руд, как цельного процесса, мы в сущности пока не знаем. Тем более неизвестно, в чем сходны и чем различаются между собою конкретные истории этих трех рудных тел.

Исчерпывающей истории формирования железных, марганцовых и бокситовых руд сейчас дать нельзя, ибо не все имеющиеся в природе месторождения их открыты и исследованы, а из изученных не у всех одинаково строго установлен их возраст. Но в первом приближении история эта может быть восстановлена уже теперь и, как увидим ниже, заключает в себе много поучительного.

1. Стратиграфическое и географическое размещение гипергенных железных руд

Начало формирования железорудных месторождений относится к отдаленнейшему прошлому Земли, ко временам архея и альгонка, причем осуществляется в громадных размерах (фиг. 1). Железные руды докембрия обнаружены в настоящее время в С. Америке (область Аппалачей, Кордильер, район оз. Верхнего), в Ю. Америке (Гвиана, Бразилия), в Ю. Африке (Трансвааль, Родезия и т. д.), в Европе (Балтийский щит, Азово-Подольский массив), в Индии, Манчжурии, в Забайкалье, в Австралии и некоторых других местах. Можно сказать, что нет ни одной

сколько-нибудь значительной площади докембрия, особенно альгонка, где при подробных исследованиях не было бы обнаружено железных руд, и часто в крупных количествах. Общая масса докембрийских руд пока



Фиг. 1. История накопления гипергенных железных руд.

1 — руды джеспиллитового типа; 2 — гидрогетито-шамозито-сидеритовые морские руды; 3 — континентальные (элювиальные и озерно-болотные руды, главным образом гидрогетиты и сидериты); 4 — эффузивно-осадочные руды; 5 — обломочные руды; 6 — сидериты паралических бассейнов.

не поддается учету, но, несомненно, чрезвычайно велика. Подсчеты геологических запасов железистых роговиков и джеспиллитов оз. Верхнего в С. Америке дали цифру в 250 млрд. т (1910). Аналогичные подсчеты для кварцитов Криворожья и КМА, произведенные акад. И. М. Губки-

I — Формация бобовых руд (Bohnerz) Германии и Швейцарии; 2 — Крессенберг; 3 — С. Африка; 4 — руды эйфельского типа Германии и др.; 5 — Северовосточный Техас; 6 — Приаральский район; 7 — Рейнский грабен, неогеновые руды Австралии; 8 — Керченский бассейн; 9 — руды островов Кубы, Борнео, Суринама; 10 — Никольско-Уссурийские руды; 11 — современные озерные болотные руды Швеции, Финляндии, Канады, СССР.

II — 1 — Зальцгиттер (в Германии); 2 — Бентгейм (в Германии); 3 — Ботоманское месторождение; 4 — Амбергская формация (Германия); 5 — руды апалачской области (штаты Алабама и Миссисипи); 6 — Мугайское и Аятское месторождения; 7 — формация Ильзеде в Германии; 8 — Хоперское месторождение.

III — 1 — Кливлэнд и другие месторождения Англии; 2 — то же Швабского альба, Франконской юры, Швейцарии и др.; 3 — Лилеиче, Кировские, Горьковские, Халиловские, Алапаевские и другие руды СССР; 4 — минеттовые руды Лотарингии и другие месторождения; 5 — Сынтульское месторождение; 6 — Кавказ (Малка); 7 — формация Везер (Германия).

IV — 1 — Силеритовые руды в угленосных толщах Ю. Африки; 2 — то же — в Индии; 3 — то же — в Австралии.

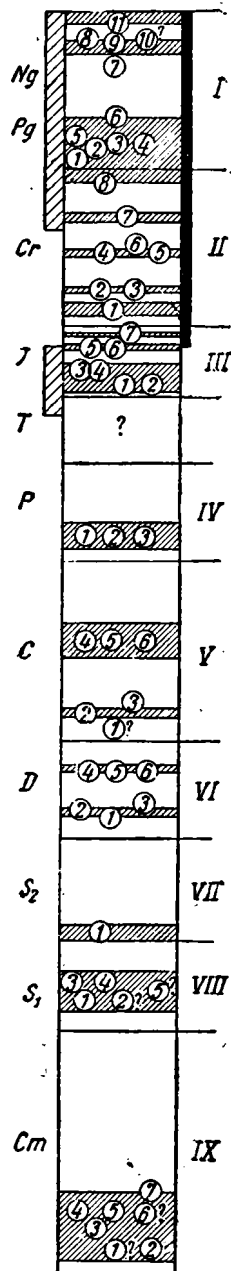
V — 1 — Успенский район Центрального Казахстана; 2 — угленосная толща С, западного склона Урала; 3 — пиритовые месторождения провинции Гуагульва в Испании; 4 — руды паралических бассейнов северо-востока Аппалачей; 5 — то же — в Англии; 6 — то же в Германии (Вестфалия, Силезия).

VI — 1 — руды Силезии; сюда же относятся руды Испании; 2 — гематиты Эйфеля; 3 — руды основания D, на Русской платформе (Туймазы); 4 — уральские месторождения (западный склон); 5 — гематиты Рейвских Сланцевых гор, 6 — пиритовые месторождения Мегген и Раммельсберг.

VII — 1 — Клинтонские руды Аппалачей.

VIII — 1 — Нормандия и Бретань; 2 — Восточные Саяны; 3 — руды Ньюфаундленда; 4 — Тюрингия и Богемия; 5 — Трондхемская мулда.

IX — 1 — Малохинганские кварциты; 2 — аналогичные им руды Манчжурии и Кореи; 3 — Северная Испания (ряд мелких месторождений); 4 — руды в нижнекембрийских кварцитах Аппалачской зоны (Вирджиния, Грузия, Алабама); 5 — железо-марганцовый горизонт Кара-Тау; 6 — руды Дундерланд-Салаанген (Норвегия); 7 — руды Карнарвошайр (Англия).

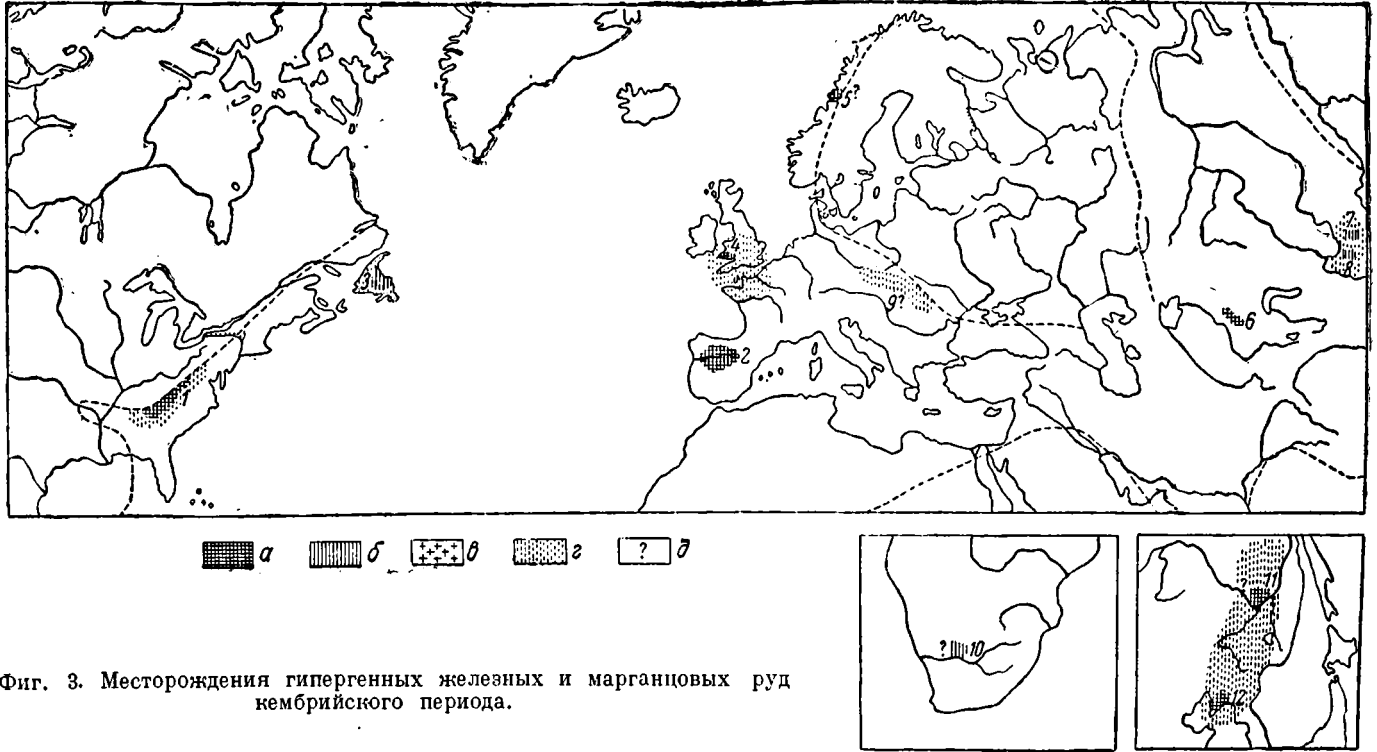


Фиг. 2. Стратиграфическое размещение гипергенных железных руд.

а — железорудные эпохи; б — формирование месторождений аллювиального типа; в — интенсивное глауконитовое образование.

ным (1937), привели к цифре 260 млрд. т. Для Южной же Африки для одной лишь системы НамаГрансвааль П. Вагнер (1928) дает астрономическую цифру 2500 млрд. т. Таким образом подсчеты, относящиеся лишь к отдельным пунктам выходов докембрия, дают массу более чем в три тысячи миллиардов тонн. Общие же запасы железных руд в докембрии, несомненно, намного превосходят эту цифру.

Изучая распределение железорудных тел в разрезе докембрийского рудного пояса, мы легко убеждаемся и в другой характерной черте докембрийского рудного пояса: его неслогном, прерывистом, непериодическом характере. Это прекрасно видно на разрезах С. Америки, Ю. Африки, Европы и Ин-



Фиг. 3. Месторождения гипергенных железных и марганцевых руд кембрийского периода.

а — железные руды; б — марганцевые руды; в — бокситы; г — зоны возможного оруденения; д — месторождения, тип или возраст которых не вполне уточнен.
 1 — Fe месторождение Сп, Аппалаческой зоны (штаты Виргиния, Джоргия, Алабама); одновременно зона слабой концентрации Mn; 2 — ряд мелких месторождений Fe в Сп, Испании; 3 — месторождение Mn в Сп, в заливах Троицы и Согласия Ньюфаундленда; 4 — месторождение Mn в Сп, Меринетшайра и Fe в Сп Карнарвоншайра (Англия); 5 — месторождение Fe в Дундерланд-Салангена (См?); 6 — железо-марганцевый рудный горизонт в основании Сп, хр. Кара-Тау (верхи фосфоритноносной свиты); 7 — Мазульское месторождение Mn в хр. Арга; 8 — Усинское месторождение в Сп Кузнецкого Ала-тау; 9? — зона Mn оруденения в кристаллических сланцах Богемии и осевой части Карпат, среди которого возможны и нембрийские руды; 10? — месторождение Постмассбурга Мп (См?); 11? — зона Мало-Хинганских джеспиллитовых руд (См?); 12 — зона Корейских (Ань-Шань и др.) джеспиллитов в Сп.

дии. В окрестностях оз. Верхнего железные руды изучены в верхах архейской формации Киватин, в средне- и верхнегуронских толщах (Ван-Хайс и Лизс, 1911; Лизс, Лунг и Лизс, 1935). Эти свиты разделены перерывами и угловым несогласием, а кроме того, каждый рудный горизонт образует лишь незначительную часть общей мощности соответствующей свиты. В Ю. Африке железные руды установлены в древнейших архейских свитах (Кхеис, Краайпан и др.) в нижнеальгонкских толщах (формации Муди, Барбетон и др.), в верхнеальгонкских формациях Витватерсранд и Нама-Трансвааль. Все эти свиты также отделены друг от друга перерывами и несогласием. В Европе (Балтийский щит) осадочные железные руды имеются в архейской — лептитовой и в альгонкской — карельской системах. Аналогичные соотношения наблюдаются в Индии и вообще везде, где встречено несколько несогласно залегающих друг на друге осадочных докембрийских формаций. Тем самым прерывистый, периодический характер осадочного железорудного процесса вскрывается с совершенной отчетливостью для тех областей, где находятся докембрийские железорудные толщи.

Еще более отчетливо и полно выявляются периодические колебания осадочного железорудного процесса в последующем постальгонкском развитии земной коры.

Железорудные месторождения кембрия локализируются в трех обособленных ареалах, которые можно было бы назвать железорудными провинциями (фиг. 2, 3). Первая, или Американская, обнимает Аппалачскую зону, где протягивается с перерывами почти по всей длине ее и представлена железорудными накоплениями в штатах Вирджиния, Пенсильвания, Джоргия, Алабама (Хардер, 1909). Руды подчинены мощной кварцевой толще нижнего кембрия и представлены различными вариациями сложного (морского) оолитового гематито-шамозито-сидеритового типа; запасы их, впрочем, как кажется, не велики. Вторая — Европейская — провинция представлена, с одной стороны, рядом мелких месторождений в основании кембрийского разреза С. Испании (The iron resources of World, t. I—II, 1910), с другой, — оолитовыми гематит-шамозито-сидеритовыми рудами нижнего кембрия Карнарвоншайра (Англия) (Страган — E. Strahan, 1920). Весьма возможно, что сюда же относятся известные месторождения Дундерланд-Саланген джеспиллитового типа (Гейер — Gejer, 1914). Третья провинция намечается в Средней Азии, в частности в хребте Каратау, где в самое последнее время П. Л. Безруков¹ установил наличие выдержанного и довольно мощного железо-марганцевого горизонта в самых верхах фосфоритоносной толщи, в подошве палеонтологически доказанного среднего кембрия. Далее на восток, в Азии достоверные следы кембрийских железных руд надолго исчезают и вновь появляются лишь у Тихоокеанского побережья, в Корее, где (например, в месторождении Ань-Шань) над докембрийскими джеспиллитами несогласно лежат достоверно нижнекембрийские бедные джеспиллитового же типа железорудные накопления (Мураками — Murakami, 1922). Весьма неясен вопрос о возрасте малохинганских руд. В то время как большинство исследователей считает их докембрийскими, имеются и такие геологи (например, Музылев, 1937; Воларович, 1939), которые относят их к нижнему палеозою, возможно кембрию (?). Учитывая близкое соседство с Кореей, где нижнекембрийские джеспиллиты существуют достоверно, такое толкование возраста руд Малого Хингана нам представляется во всяком случае не исключенным².

¹ Неопубликованные данные.

² В некоторых учебниках рудных месторождений, как, например, в курсе В. А. Обручева (1935), точно так же, как и в некоторых специальных работах (Кейдель

В общем же, кембрийский период должен быть отнесен к числу железорудных периодов, хотя объем сформировавшихся месторождений и их стратиграфия в ряде случаев нуждаются еще в значительных уточнениях. Бросается в глаза, что в тех случаях, где точный возраст руд определен, он оказывается нижекембрийским, как в Англии, Аппалачах, Испании, Каратау, Корее. Мы можем поэтому уже сейчас уточнить нашу характеристику и говорить не о кембрийском железорудном периоде вообще, а о нижекембрийской железорудной эпохе. Это, конечно, никоим образом не исключает того, что со временем внутри кембрийских толщ обнаружатся месторождения иного возраста и, помимо нижекембрийской, будет установлено наличие еще и других железорудных эпох. Точно так же выделение нижекембрийской железорудной эпохи отнюдь не обозначает, что входящие в ее состав месторождения строго одновозрастны. В действительности, конечно, одни из них несколько моложе, другие несколько древнее, хотя в общем и укладываются в рамки нижнего кембрия.

В силу ре известное пока рудное железонанакпление концентрируется на территории восточной части С. Америки, в Зап. Европе и Зап. Сибири, но точные стратиграфические данные имеются лишь по двум первым областям (фиг. 4). Наиболее ранние ордовикские месторождения Европы и Америки относятся к тремадоку и известны в Богемии; однако запасы их ничтожны. В следующий — аренигско-ландейльский век железонанакпление резко возрастает. В это время формируются: огромное месторождение оолитовых морских гематит-шамозито-сидеритовых руд на Ньюфаундленде и в Новой Шотландии с запасами порядка 8 млрд. т.¹ (арениг-ландейло) и аналогичные им железорудные бассейны Нормандии и Бретани — около 1.85 млрд. т (арениг, в восточной Тюрингии — 50 млн. т (арениг), и Богемии — около 300 млн. т (арениг). К этой же эпохе относится, повидимому, и возникновение своеобразных осадочно-эффузивных пиритовых руд («лексдальского типа») в вулканогенном горизонте ордовикия Трондъемской мульды, описанном С. Карстенсом (С. W. Carstens, 1924). Перечисленные железорудные бассейны дают практически почти все известное до сих пор осадочное (рудное) нижнесилурийское железо вообще. Уже в ландейло рудное железонанакпление начинает ослабевать и в карадоке почти прекращается, так как от этой эпохи дошел единственный пока и очень незначительный рудный горизонт в Богемии (Нучица — 22 млн. т). После перерыва, связанного с таконийским орогенезом, в начале верхнего силура железонанакпление вновь усиливается, и за короткий промежуток времени (середина ландоверского века) возникает огромная, достигающая почти 14.3 млрд. т, масса оолитовых морских гематит-шамозитовых клинтон-

и др.), южно-американские итабириты, равно как и часть железистых кварцитов Ю. Африки (системы Нама-Трансвааль), относятся к нижнему палеозою. По отношению к Ю. Африке, однако, на основании ряда данных Кренкелю удалось убедительно показать, что система Нама-Трансвааль и аналоги ее должны быть отнесены еще к самым верхам докембрия. В пользу этого говорит, между прочим, очень высокое свинцовое отношение, равное 0.81 (Кренкель, 1933). К такому же заключению пришел, исходя из анализа всей совокупности стратиграфо-тектонических данных, в последнее время Герт относительно возраста серии Минас, заключающей итабириты в Ю. Америке (Gerth, 1932). Опираясь на эти работы, железистые кварциты Ю. Африки и итабириты Ю. Америки и отнесены мною к докембрийским образованиям.

¹ Приводимые в дальнейшем цифры геологических запасов железных руд в некоторых случаях отличаются от цифр, данных в одной из предыдущих работ автора (Страхов, 1940_{1,2}). Изменения внесены по данным сводки Куна, опубликованным (с дополнениями и поправками) в ранее недоступной автору работе П. Вагнера о железных рудах.

ских руд в С. Америке (Аппалачи и прилегающие к западу части штата Нью-Йорк). Более юных верхнесилурийских железорудных горизонтов пока неизвестно.

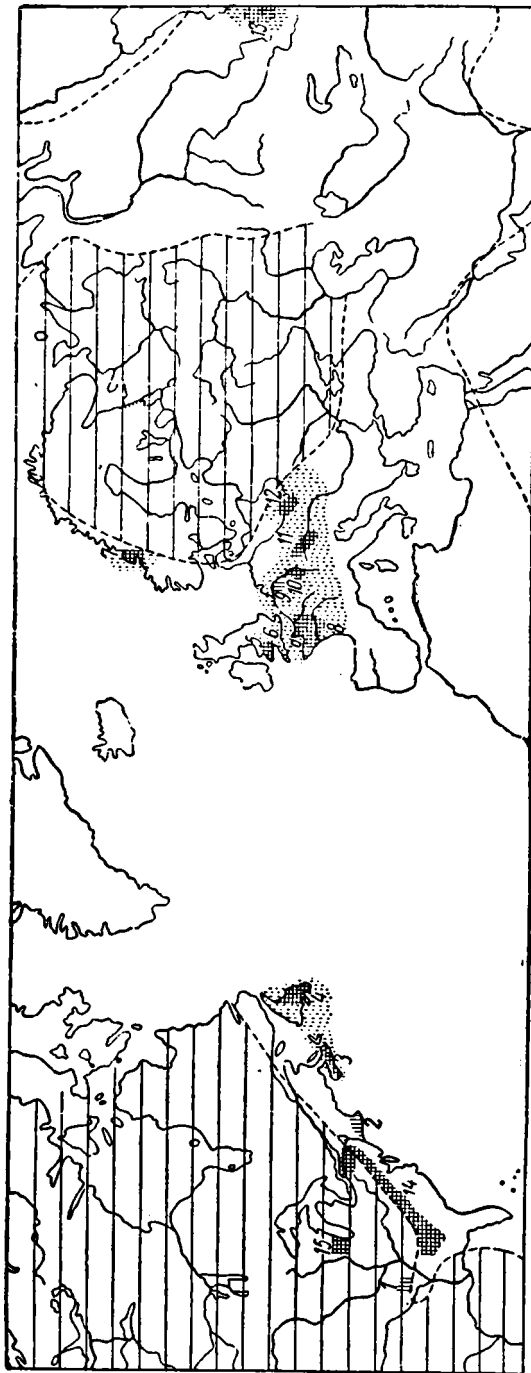
Таким образом, в силурийский период различаются две отчетливо выраженные железорудные эпохи — аренигско-лландейльская и ландоверская, между которыми (равно как до и после которых) формирование железорудных месторождений было крайне ослаблено или же отсутствовало совсем. Не вполне уточнено стратиграфическое положение железистых кварцитов Зап. Саян, развитых на пространстве между Р. Кантегиром и Минусинской степью. По данным Н. К. Баженова (1934), «железистые кварциты залегают в виде пластов в нижних горизонтах нижнего силура, сложенного здесь амфиболитами, хлоритовыми сланцами и мраморизованными известняками», что позволяет отнести их к той же аренигской эпохе, что в С. Америке и Европе¹. Это тем более интересно, что «оруденение обнаружено на площади 700 км², но должно продолжаться и за пределы указанной территории, что подтверждается рядом данных» и говорит, конечно, о большой массе сконцентрированного в месторождении железа.

Характерную черту девонского периода составляет то, что в это время формирование железорудных месторождений резко ослаблено по сравнению с силуром. Достаточно сказать, что учтенные запасы железных руд составляют всего несколько сот миллионов тонн, причем возможные резервы (насколько можно судить по имеющимся данным) едва ли значительно превосходят эту цифру.

Территориально девонское рудоотложение привязано почти исключительно к Зап. Европе, где намечаются два очага его — в С. Испании и Германии (фиг. 5). В Испании рудоотложение — чисто осадочного (морского) типа и связано с нижнедевонской эпохой (The iron resources of World, 1910). В Германии руды — исключительно эффузивно-осадочные. На территории Рейнских сланцевых гор и Гарца они приурочиваются преимущественно к границе среднего и верхнего девона, к концу мощных шальштейново-диабазовых подводных излияний, и представлены красным железняком (мульды Диль и Лан, Эльбингероде) или своеобразными «полиметаллическими» пластовыми залежами пиритов (Мегген, Раммельсберг и др.). В Судетах аналогичные гематитовые месторождения ассоциируются с подводными диабазовыми излияниями ниже-среднедевонского возраста. Вне западноевропейской железорудной провинции достоверно девонские руды встречены на западном склоне Урала, по р. Чусовой и в Катавском районе; в обоих случаях это чисто осадочные морские оолитовые гематит-шамозитовые руды, переходящие в Катавском районе в диаспорово-шамозитовые бокситовые накопления. На Русской платформе глубокие буровые скважины обнаружили в последнее время маломощные прослои оолитовых руд у Новохоперска и на ст. Туймазы. В первом случае они связаны с низами верхнего девона, во втором — с основанием девона среднего (лежат почти непосредственно на докембрийском фундаменте). Истинные размеры вскрытых рудных линз и их значение в качестве руд остаются, конечно, совершенно неясными.

В Аппалачской области в штате Вирджиния среди отложений нижнего девона (Орискани) известны своеобразные бурожелезняковые руды, генезис которых до сих пор неясен. По мнению большинства исследователей, это позднейшие элювиально-метасоматические образования. Но С. Уэлд (С. М. Weld, 1915) специально их изучавший, настаивает на

¹ Другие геологи (А. Н. Чураков, В. А. Обручев), впрочем, считают стратиграфию Баженова неверной и относят рудный горизонт к докембрию.



Фиг. 4. Месторождения гипергенных железных и марганцевых руд силурийского периода.

1 — Мп-руды Ватвилла (штат Арканзас); 2 — концентраты Мп в сланцах штата Нью-Джерси; 3 — Fe-руды Новой Шотландии; 4 — руды Вадона Fe-Ньюфаундленда; 5 — Fe-руды Карнарвоншира (Англия); 6 — Мп-руды Там же; 7 — вулканогенный Fe-горюсцит Фрондземской мульды; 8 — Fe-руды Бретани и Нормандии; 9 — Мп-руды Вельши (полуостров Сальв); 10 — Fe-руды Эйфели; 11 — Fe-руды Гурмингии; 12 — Fe-руды Бовемии; 13 — железные сланцы Зап. Сайяги; С. 14 — клингоносские руды Аппалачской зоны и штата Нью-Йорк; 15 — то же штат Висконсин.

их первичном озерно-болотном происхождении. Если бы это оказалось правильным, мы имели бы тем самым первые древнейшие доступные нам континентальные озерно-болотные руды вообще. Масса руд Орискани, впрочем, ничтожна.

Из сказанного видно, что в девонский период намечаются минимум две железорудных эпохи: нижнедевонская и (пограничная) средневерхнедевонская. Но обе они, особенно первая, выражены слабо и представляют, так сказать эпохи «второго» порядка по сравнению как с предыдущими, так и с последующими.

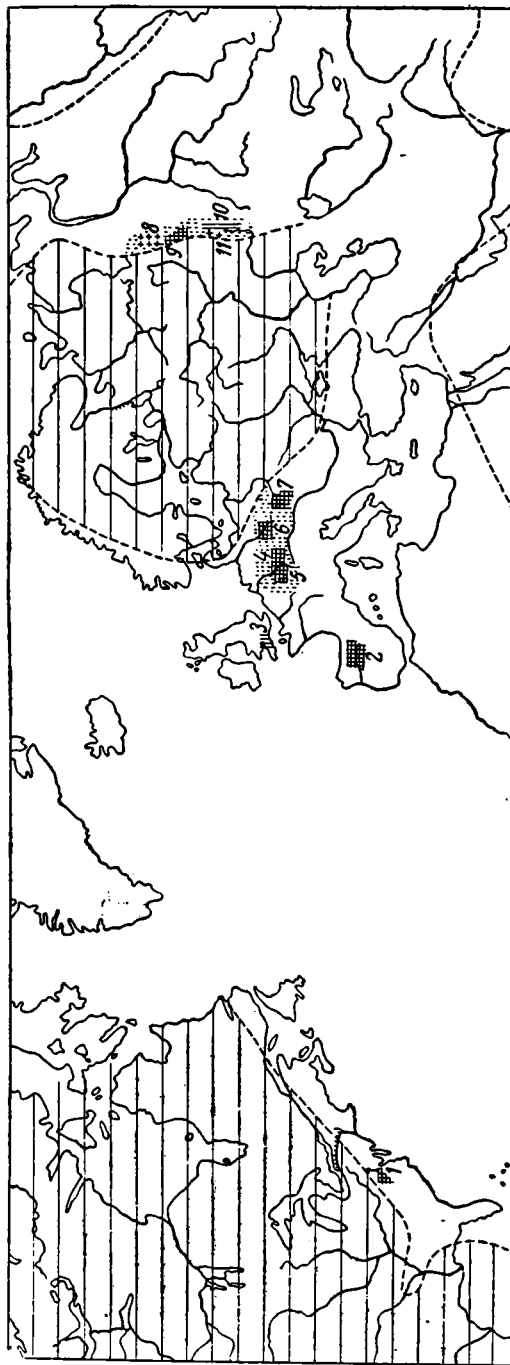
Каменноугольный период, с точки зрения формирования железорудных месторождений, распадается на две резко различные половины. В первую — нижнекаменноугольную — количество железорудных месторождений более чем скромно, причем сами эти месторождения в большинстве случаев совершенно ничтожны (фиг. 6). Из более крупных на первом месте стоят тульские руды, возраст которых, по последним данным

Б. П. Епифанова, не юрский, как предполагалось до сих пор, а нижнекарбонный. Из мелких упомянем несколько почти непромышленных сидеритовых месторождений в турнее западного склона Урала (Кизеловский, Кыновский и Сергинский районы) и столько же ни-

чтожные осадочно-эффузивные железомарганцовые месторождения Центрального Казахстана (Шоин-Тас)¹, описанные в качестве таковых недавно (1938) Н. А. Штрейс (Успенский район), и ряд других, разбросанных во все стороны от Шоин-Тас. Почти то же надо сказать о сидеритах в кровельных сланцах Тюрингии (Эйнеке и Келер — Einecke u. Köhler, 1910). Существенное значение, и то не как источник железа, а как руда на S, Cu и другие элементы, имеют лишь известные осадочно-эффузивные (?) пиритовые месторождения Рио Тинто в провинции Гуэльва в Испании, если только подтвердится их сингенетическое образование (о чем до сих пор идут споры).

Верхнекарбоневая эпоха представляет момент резкого усиления концентрации железа в осадках (фиг. 7). Основным вмещателем руд являются на этот раз огромные угленосные толщи паралических бассейнов Аппалачей, Англии, Вест-фалии, Силезии, Донецкого бассейна.

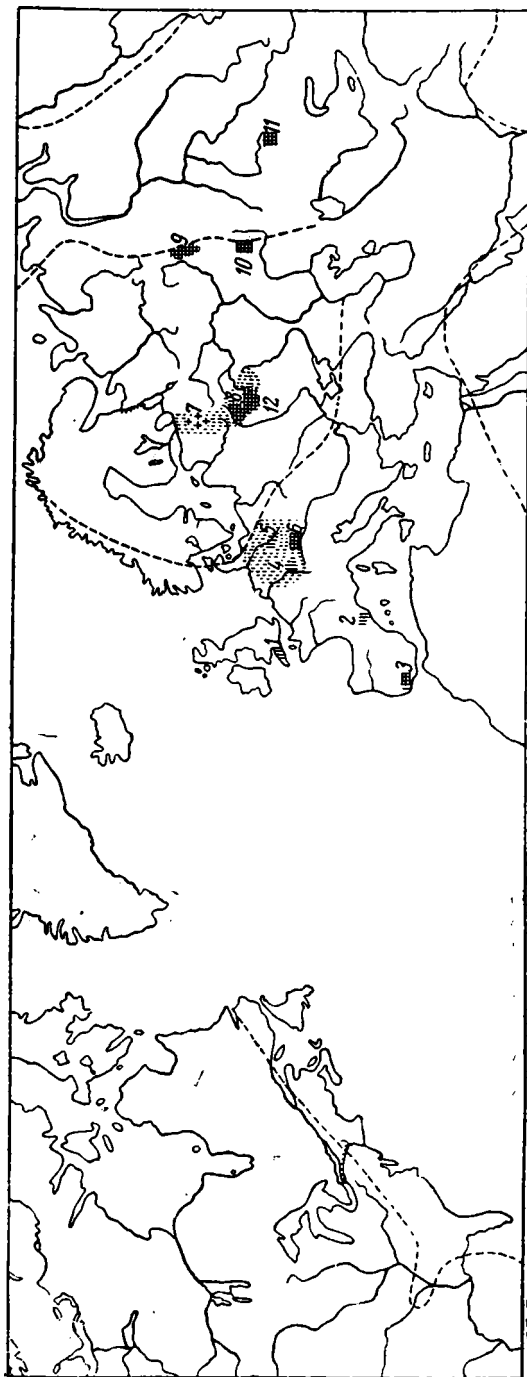
Сообразно общей обстановке накопления, это побережно-морские болотные сидериты, залегающие в виде густо-пластообразно расположенных крупных конкреций (и даже целых прослоев), обычно в тесной связи с угольными пластами. Ученные запасы сидеритов и происшедших из них



Фиг. 5. Месторождения гипертенных железных, марганцовых руд и бокситов девонского периода.

1? — озерно-болотные руды Оринскана штата Виргиния; 2 — железные руды D₁ Сев. Испании; 3 — Mn-руды Корнуэльса; 4 — Fe-руды Эйфеля и Рейнских Сланцевых гор (гл. обр. на границе D₁-D₂); 5 — Fe-руды Гарца (D₁-D₂); 6 — Fe-руды Силезии (D₁-D₂); 7 — бокситы Красной Шапочки, Ивалдея и др.; 8 — Fe-руды Чусовой (на границе D₁-D₂); 9 — Mn-руды (D₁-D₂); 10 — Mn-руды района шамозитовые руды Катавского района.

¹ Другие авторы рассматривают руды Шоин-Тас как гидротермальные.



Фиг. 6. Месторождения гипергенных, железных марганцевых руд и бокситов нижнекаменноугольной эпохи.

1 — Мп-месторождение в пиннекулемских слоях Корнуэльса; 2 — Мп-месторождение тонца в Пиренеях (Сьерра-д'Асас); 3 — месторождение эффузивно-осадочных медистых пиритов (тип Рио-Тинто) и карбонатных (тонце эффузивно-осадочных) Мп-руд; 4 — месторождение Рейнских Сланцевых гор; 5 — то же Гарца; 6 — сидеритовые и карбонатные марганцевые руды в сланцевой и кристаллической фашии Кульма Тюрингии; 7 — тихвинские бокситы; 8 — бокситы южного Крыла Подмосковной впадины; 9 — сидериты угленосной толщи Клязьмовского района; 10 — руды Архангельского завода на Ю. Урале; 11 — железомарганцевые руды Успенского района (эффузивно-осадочные); 12 — Тульский железорудный бассейн.

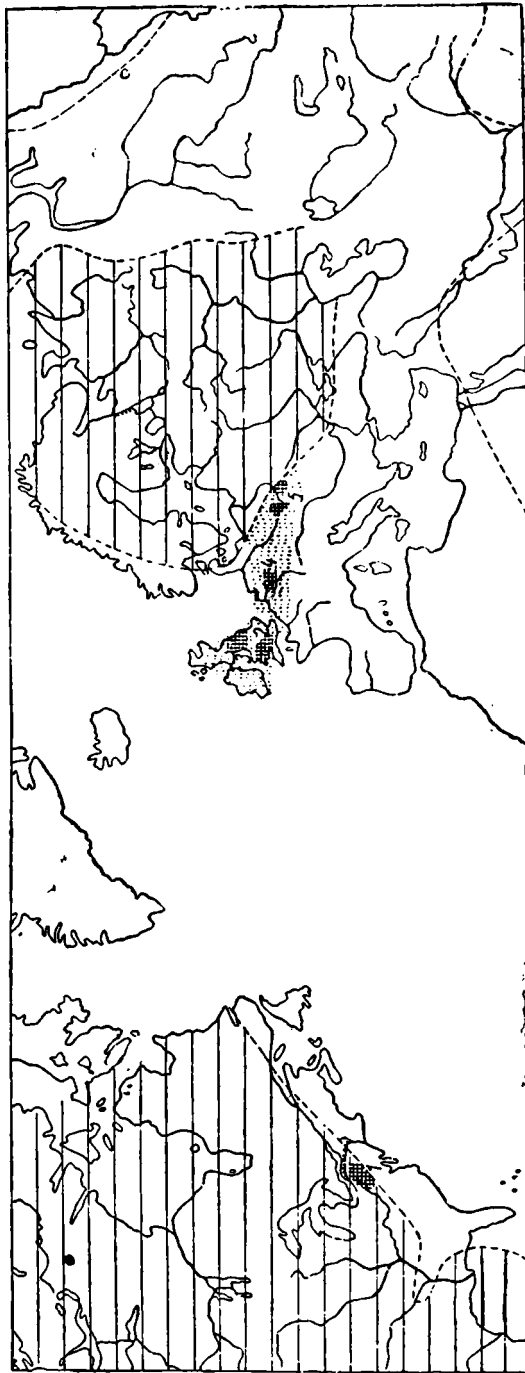
бурых железняков в одной лишь Англии составляют 34 млрд. т. В других областях запасы их не подсчитаны из-за низкого качества руд, но, принимая во внимание устойчивость железорудных горизонтов и обширные размеры угленосных бассейнов, едва ли можно сомневаться в крупных массах рудных накоплений¹. Таким образом, верхний карбон представляет несомненно одну из железорудных эпох первого ранга. К сожалению, более дробная и точная стратиграфия железорудных месторождений этой эпохи пока невозможна.

Характер пермского периода с этой точки зрения не совсем ясен. Сидеритовые руды этой эпохи, в частности нижней перми, указываются из угленосных толщ Ю. Африки, Китая и Индии. В Ю. Африке запасы их, по П. Вагнеру (1928), ничтожны — 2 млн. т, для других территорий ни запасов, ни более подробной характеристики руд не удалось собрать, почему и трудно судить о масштабе явления. Не исключено все же, что в пермский период, и в

частности в нижнепермскую эпоху, продолжается то усиленное накопление железа, какое имело место в верхнем карбоне.

¹ В Донецком бассейне они даже непромышленны. Рудами являются здесь гидрогетиты, возникшие, повидимому, в связи с карбонатыми сидеритами, но в гораздо более позднюю эпоху.

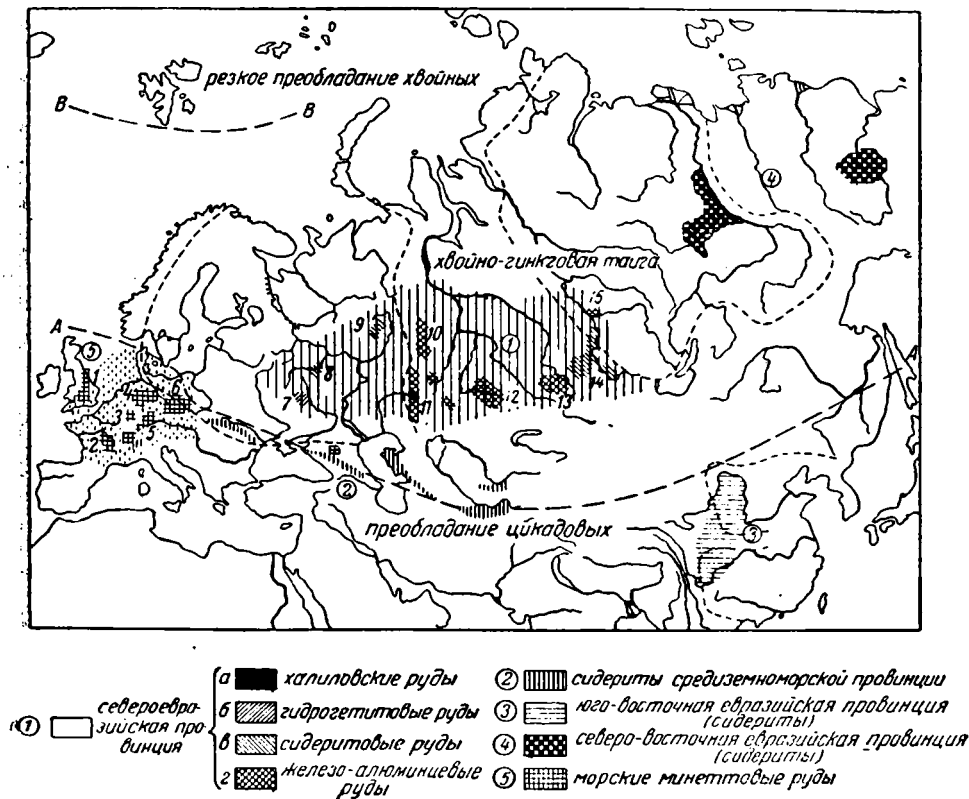
В триасовый период образование железных руд практически прекращается. Единственное, насколько мне известно, первичное месторождение сидеритов имеется в кейпере Лысой горы в Польше и составляет всего 3—5 млн. т (Бубнов, 1933). Зато период юрский приносит с собой новую, чрезвычайно крупную вспышку рудного железнанакопления. Общие запасы сформировавшихся тогда руд превосходят 16—17 млрд. т, и это делает юрский период железорудной эпохой первого ранга. Пространственно рудное накопление ограничивается территорией Евразии, но здесь оно происходит на весьма разнообразных участках, образующих обособленные железорудные провинции (фиг. 8). Наиболее крупной по значению является провинция западноевропейская, где в течение лейяса и доггера, частью и мальма, формируются громадные массы морских оолитовых «минеттовых» руд, по составу и петрографическим свойствам совершенно соответствующих оолитовым гематит-шамозито-сидеритовым рудам кембро-силура. В среднелейсовое время здесь возникает месторождение Кливлэнд (северная Англия) с запасами порядка 3 млрд. т. В верхнем лейясе и начале доггера образуются знаменитые минеттовые руды Франции, Германии и Люксембурга с запасами порядка 9 млрд. т. Около того же времени (средний и верхний лейяс) на территории северо-западной Германии, на обширной площади, обнимающей Лангеланд, Боненбург, Вельда, Фолькмассен, Маркольдендорф, Каленберг, Гайнберг, Гарцбург, Ротторф на р. Клее, Зоммершенбург, Бислих, формируются рудные поля, которые,



Фиг. 7. Месторождения гипергенных железных, марганцевых руд и бокситов верхнего карбона. 1 — сидериты штата Пенсильвания; 2—3 — сидериты Англии и Шотландии; 4 — сидериты Вестфалии; 5 — то же Силезии.

судя по сохранившимся их остаткам, составляли прежде, по мнению Эйнеке и Келера (1910), массивы, не уступавшие по размерам бассейну Лотарингскому. В верхнем же лейясе и доггере образуются оолитовые руды Нортгэмптона в Англии (около 1 млрд. т) и более мелкие месторождения Франконии (140 млн. т).

Вторая, или североевразийская, железорудная провинция располагалась восточнее—на территории Советского Союза, и охватывала частью



Фиг. 8. Месторождения гипертермных железных, марганцевых руд и бокситов юрского периода.

1 — месторождение Кливленд; 2 — руды Fe по периферии Центр. Французского плато; 3 — минеттовые руды Лотарингии; 4 — месторождение С. Германии; 5 — зона месторождений Швейцарии и Ю. Германии; 6 — Польские месторождения; 7 — Липецкий железорудный бассейн (?); 8 — руды Горьковского края; 9 — руды Кировской обл.; 10 — ряд месторождений восточного склона Ср. Урала (руды Алапаевские, Волковское, Сосновское и другие месторождения); 11 — Халиловское, Перволоченское и другие месторождения Ю. Урала; 12 — месторождение Центр. Казахстана; 13 — Салаирские железяистые бокситы; 14 — руды в угленосных бассейнах Ачинском, Камском, Чулымском и др.; 15 — Татарское месторождение железяистых бокситов Енисейского края; АА — северная граница тропической области; ВВ — южная граница умеренной области.

Русскую платформу (липецкие, горьковские, кировские руды), частью же площадь Урало-Сибирских герцинид (Урал, Казахстан, Средняя Азия, Салаир, северная оконечность Минусинской котловины) и западную треть платформы Сибирской (Енисейский край, Ачинский бассейн). В противоположность западноевропейской провинции, здесь накапливаются исключительно континентальные руды, но зато в чрезвычайном разнообразии типов. Наряду с месторождениями, напоминающими современные озерные руды (гидрогетиты Липецкого бассейна)¹, здесь широко развиты

¹ В определении возраста их в настоящее время появились сомнения; не исключено, что они окажутся и карбоновыми.

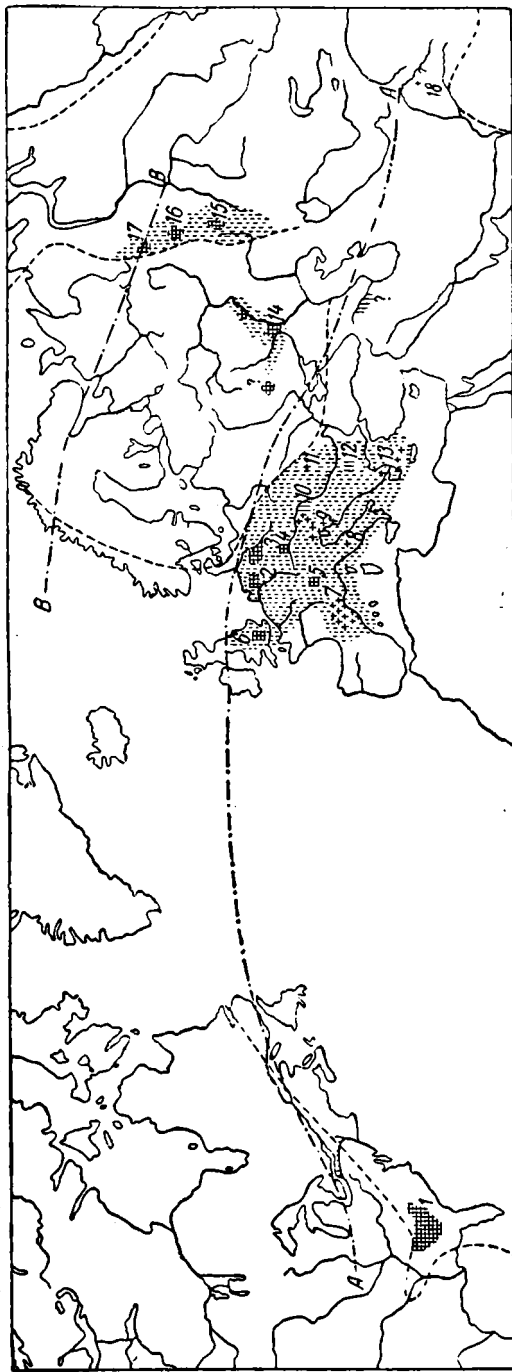
сидериты, как в угленосных толщах (Средняя Азия, Урал, Ачинский бассейн), так и в виде самостоятельных (болотного типа) образований (кировские, горьковские руды), своеобразные сидерито-гидрогетитовые руды алапаевского типа, залегающие среди пролювиальных отложений, озерные железо-алюминиевые руды, переходящие в бокситы (Южный и Средний Урал, Казахстан, Енисейский край), сложные гидрогетит-лептохлорито-сидеритовые руды халиловского типа (Ю. Урал), резко обогащенные Cr, Co, Ni. Здесь же, впервые в истории Земли, мы встречаем сохранившиеся руды ископаемой коры выветривания на разнообразнейших породах (охристые руды коры выветривания серпентинитов в Халиловском бассейне, Елизаветинское месторождение (?) и некоторые другие). Хронологически руды эти не вполне разновозрастны и принадлежат, по имеющимся пока данным, к промежутку времени от верхнего триаса до верхней юры включительно, хотя главная масса руд относится, вероятно, к эпохе лейяса — доггера, куда принадлежат, в частности, липецкие, кировские, горьковские, уральские и среднеазиатские руды. Общая масса руд северо-евразийской провинции значительно уступает массе морских руд провинции западноевропейской, но сама по себе отнюдь не мала и, вероятно, намного превышает 1 млрд. т (липецкие руды — 90 млн. т, халиловские — 400 млн. т, руды алапаевского типа 328.6 млн. т) (по данным на 1 янв. 1937). Во всяком случае, по типам руд это наиболее богатая и разнообразная из всех континентальных железорудных провинций.

К югу от северо-евразийской провинции, отделяясь некоторым «пустым» промежутком, тянется средиземноморская провинция, географически совпадающая с поясом развития ниже- и среднеюрской фации Грестен окраинных частей Средиземноморского орогена. Входящие в ее состав руды — смешанного происхождения, частью континентальные сидериты угленосных толщ, частью же морские оолитовые гематит-шамозитовые руды (лейясовый, ааленский и келловейский рудные горизонты С. М. Андропова для С. Кавказа). Экономическое значение их ничтожно, но для общей географии юрского рудонакопления они, тем не менее, принципиально очень интересны.

Восточнее, в пределах В. Азии, намечается еще по крайней мере два очага рудного железнакопления, на этот раз чисто континентального. Первый из них располагается на площади Китая, главным образом южного, и совпадает пространственно с угленосными толщами конца триаса и юры. Хотя железные руды известны здесь пока в ограниченном количестве, однако сомневаться в их широком развитии едва ли возможно, почему мы выделяем их в самостоятельную юго-восточную евразийскую провинцию. Второй комплекс (или северо-восточная евразийская железорудная провинция) охватывает Ленско-Вилуйскую впадину (Ботомакское месторождение) и Верхоянско-Анадырскую геосинклинальную зону (Зырянский бассейн). Относящиеся к ним руды также известны очень слабо и подчинены угленосным толщам (сидериты). Возраст — несколько неопределенный и датируется обычно как верхнеюрский — нижнемеловой.

В общем же как по массе, так и по разнообразию типов гипергенных железных руд юрский период, — особенно эпоха лейяса и доггера, на которую падает подавляющая масса юрских руд, — принадлежит к числу наиболее замечательных железорудных эпох в постальпийской истории Земли и вместе с тем интереснейших для историко-геологического анализа.

Следующий за юрским — меловой период характеризуется чертами, значительно отличными. Общая масса известных сейчас меловых руд составляет всего около 2 млрд т, и это обстоятельство, особенно принимая во внимание большую абсолютную длительность периода, придает ему облик периода с ослабленным железорудным процессом.



Фиг. 9. Месторождения гипергенных железных, марганцевых руд и бокситов мелового периода.

AA — примерная граница тропической области; BB — примерная граница умеренной области; 1 — руды формации Лускалуза в Южно-Аппалачской области и по ее периферии; 2 — руды Стг, округа Охтруп-Бентгейм; 3 — конгломератовые руды Стг Зальцгиттера и Стг Ильзеде; 4 — Абергская формация (руды железа); 5 — верхнемеловые Fe-руды Дан-де-Миди; 6 — сибериты в великих отложениях Англии; 7 — бокситы Ю. Франции; 8 — бокситы Игалии; 9 — бокситы Истрии, Далмации, Югославии; 10 — марганцевое месторождение Уркулт в Венгрии; 11 — бокситы Румынии хр. Быхар; 12 — Mn-руды Болгарии; 13 — бокситы Греции; 14 — Хо-перские руды; 15 — Англиское месторождение Fe-руд; 16 — Мугайское месторождение Fe-руд; 17 — Лозьвинское месторождение Fe-руд; 18 — бокситовое месторождение Иману в Индии.

Несмотря на это, географически рудообразование раскинулось очень широко и захватило весьма разнообразные участки (фиг. 9). Достоверно меловые руды обнаружены в южных частях Аппалачской области, на территории Англии, Германии (Бентгейм-Охтруп, Гарц), Альп, на Русской платформе (хоперские руды) и в ряде пунктов Восточного Урала (Аят, Мугай, Лозьва). К сожалению, стратиграфическое положение этих месторождений не всегда достаточно определено. На территории Европы, где возрастные соотношения более ясны, отчетливо выделяются по крайней мере три меловых железорудных горизонта: неокомский, эмшерский и датский. Первый представлен сидеритовыми морскими рудами в верхних частях неокомской глинистой толщи района Бентгейм-Охтруп в Германии и еще более крупными конгломерато-оолитовыми рудами Зальцгиттера в предгорьях Гарца (490 млн. т). Сюда же относятся нижнемеловые руды Англии. Ко второму рудному горизонту принадлежат

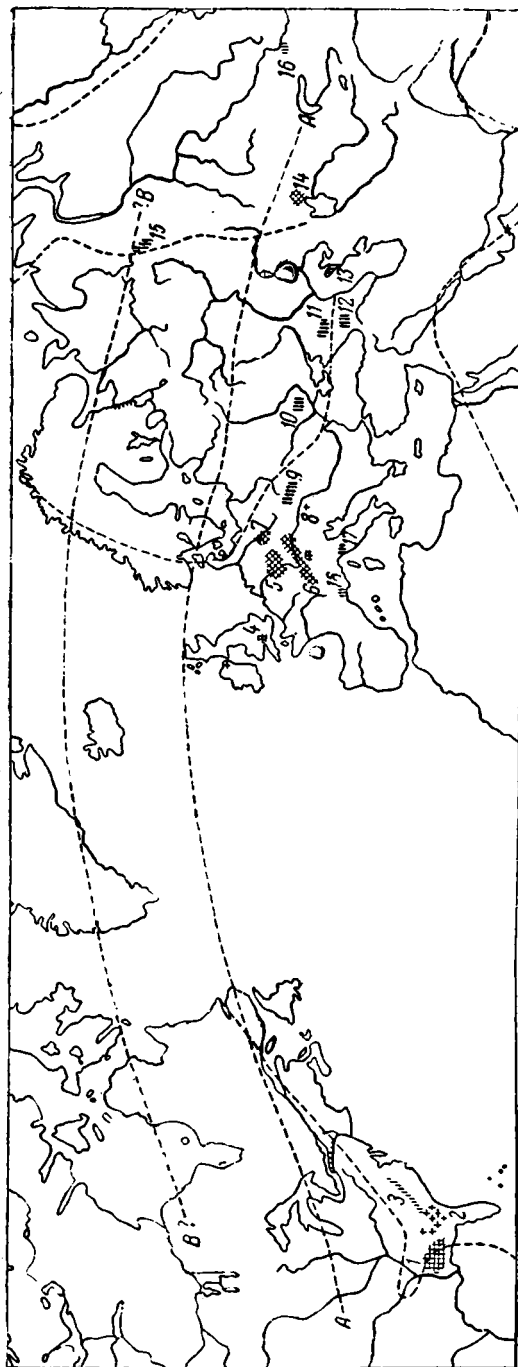
обломочные (конгломератовые) руды Ильзеде к северо-западу от Гарца (135 млн. т). К третьему — хоперские руды Поволжья (716 млн. т) и аналогичные им незначительные следы оруденения на западном склоне Ю. Урала. Данные на 1 янв. 1937 г. Не совсем определенным стратиграфически остается положение так называемой абергской (континентальной) рудной

формации (бурые железняки и частью сидериты) Франконского Альба (Зеemann, 1928). Подошвой формации служат породы доггера и мальма, на резко размытой и закарстованной поверхности которых они располагаются, кровлей же — морские сеноманские породы, отделенные от руд следами перерыва. Возраст амбергской железорудной формации может поэтому относиться как к началу нижнего мела, так и к концу его, т. е. либо укладываться в рамки неокомской железорудной эпохи, либо намечать новую, в самом конце нижнего мела — начале сеномана. Если последнее окажется справедливым (что представляется наиболее вероятным), в составе меловой системы окажется не три, а четыре железорудных горизонта.

Месторождения вне Европы, хотя и лишены стратиграфических определений, тяготеют в общем к тем же рудным горизонтам, что и в Европе. Так, например, железные руды в основании верхнемеловой континентальной формации Тускалуза у южного края (и по периферии) Аппалачской зоны явно напоминают стратиграфически амбергскую формацию и подобно последней относятся, вероятно, к самому концу S_1 — началу сеномана (Бурхард — Burchard, 1924). Весьма близко к ним и стратиграфическое положение (морских) оолитовых шамозито-сидеритовых руд месторождения Аятского, Мугайского и на р. Лозье на восточном склоне Урала, возраст которых также толкуется сейчас как конец нижнего и начало верхнего мела (сеномана). В общем же для всего мелового периода в целом мы должны сейчас считаться с вероятностью четырех кратковременных железорудных эпох, хотя каждая из этих эпох, по массе представляемых ею руд, относится несомненно к числу второстепенных, — «второго ранга».

Что касается кайнозоя, то на эту эру падает всего две или три железорудных эпохи. Древнейшая из них — палеогеновая — непосредственно примыкает к датской и, быть может, образует с нею одно целое: датско-эоценовую железорудную эпоху. Руды ее группируются в четыре обособленных ареала (фиг. 10). Наиболее крупный располагается на юге США и включает в свой состав, с одной стороны, среднеэоценовые морские гидрогетит-шамозитовые накопления штата Тексаса (и Луизианы), с другой — нижнеэоценовые железные (и бокситовые) руды южной периферии Аппалачей и, вероятно, синхроничные им (?), континентальные железомарганцовые руды собственно Аппалачской долины (все свыше 1 млрд. т). Второй железорудный район обнимает территорию средней Европы — главным образом Германию, Швейцарию, Англию. К нему относятся континентальные доолигоценовые железо-марганцовые руды Рейнских сланцевых гор, Эйфеля, эоценовая бобоворудная формация (Bohnerzformation) Франконского Альба и Швейцарии и эоценовые же оолитовые морские руды Крессенберг в Швабии — вместе с примыкающими далее к востоку бокситовыми месторождениями Жеант (Géant) и другими в Венгрии. К югу отсюда — на территории Туниса обозначается третья эоценовая провинция морских гематит-шамозитовых руд, а на востоке — в Средней Азии, в Приаралье, намечаются следы еще и четвертого железорудного района палеогена. Развитые здесь озерные гидрогетит-лептохлоритовые руды не совсем ясны по возрасту. Описавший их А. Л. Яншин относит месторождения к олигоцену (нижняя континентальная олигоценовая свита), почему руды эти могут быть пока еще включены в состав палеогеновой железорудной эпохи.

После эоцена (и начала олигоцена) в течение долгого времени мы не находим железорудных месторождений, заслуживающих упоминания, и лишь в конце неогена, в плиоцене встречаемся вновь с железорудной эпохой первого ранга (фиг. 11). Она обозначается формированием, прежде всего, громадного среднеплиоценового Керченского железорудного бассейна с его сложными минералогически и химически (гидрогетит-шамо-

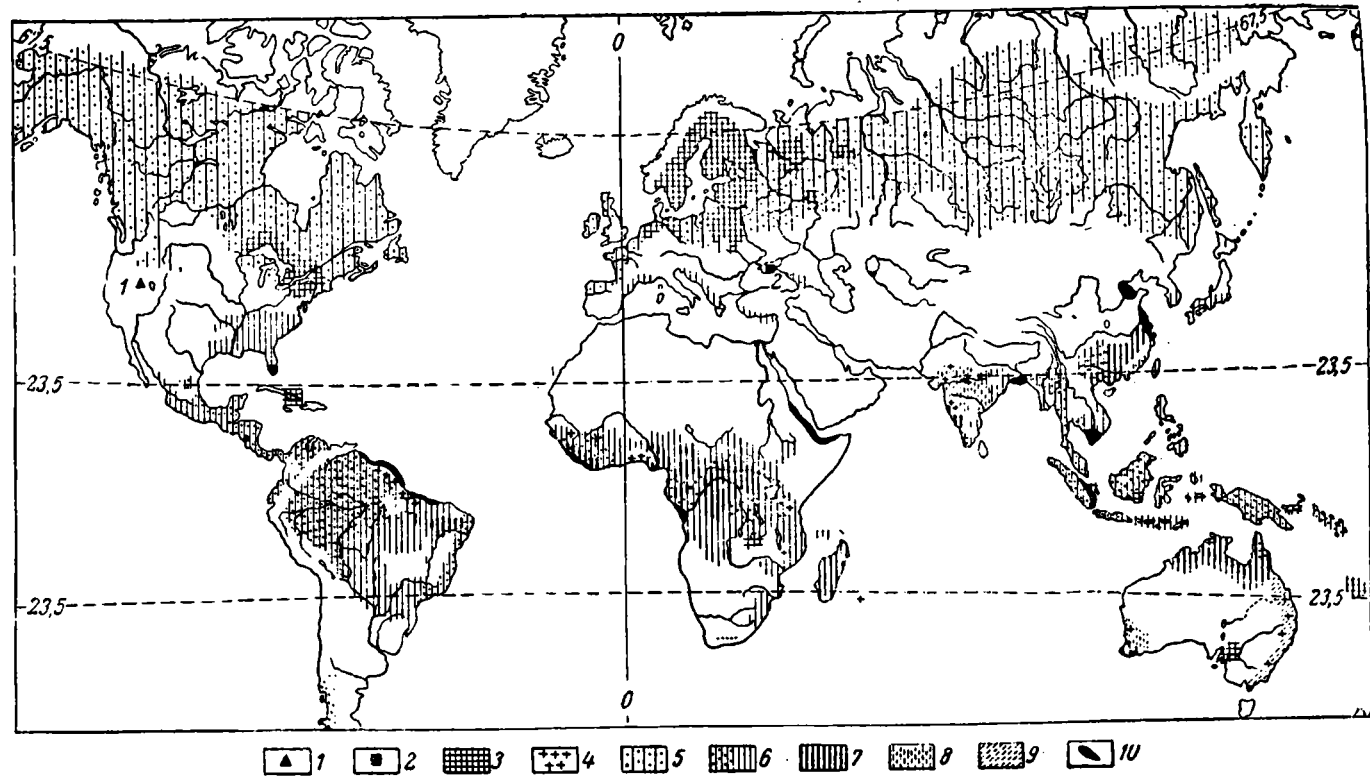


Фиг. 10. Месторождения гипергенных железных, марганцевых руд и бокситов палеогеновой эпохи.

АА — северная граница тропической области в эоцене; ВВ — северная граница субтропической области в эоцене (в палеоцене и особенно в олигоцене обе эти границы располагались южнее). а — континентальные железные и железо-марганцевые руды; б — морские железные руды; в — континентальные марганцевые руды; г — морские марганцевые руды; д — бокситы. 1 — первичные шамозитовые руды штатов Тенсаса и Луизианы; 2 — бокситы штатов Миссисипи, Георгии и Алабамы; 3 — Мп-руды Аппалачской зоны; 4 — месторождения Фернесс и Миллом; 5 — месторождения Рейнских сландцевых гор; 6 — Бобоворудная формация (Vohnerzformation) Швейцарии и Ю. Германии; 7 — Fe-руды Гарца; 8 — бокситы Венгрии (Géan); 9 — Мп-руды Буковины, Вост. Галиции; 10 — Никольское месторождение; 11 — Лабвисские месторождения; 12 — Чиатур; 13 — Маггышак; 14 — Прикарпатский железорудный район; 15 — Северный Урал; 16 — предгорья Алтая; 17 — Г. Пиза; 18 — Ю. Франции.

вито-сидеритовыми) рудами (с As, P, Mn), образующими запасы порядка многих миллиардов тонн (разведанные лишь на части общей площади руды составляют 2762 млн. т). Более или менее одновременно с этим идет возникновение не менее грандиозных месторождений на серпентинитах о. Кубы (порядка 15 млрд. т), а также в коре выветривания других тропиче-

ских областей: в Африке (оз. Бангвело — порядка 8 млрд. т.), на о. Борнео, в Австралии, Индии и т. д. Правда, точный возраст всех этих железорудных накоплений пока неизвестен, но, судя по геоморфологическим условиям их залегания (разрушающийся древний пенеплен), они должны относиться к более или менее удаленному от нас четвертичному времени,



Фиг. 11. Месторождения гипергенных железных, марганцевых руд и бокситов конца неогена, четвертичных и современных.

1 — четвертичное месторождение Мп у г. Гольконда на р. Гумбольдт (осадочно-эффузивного генезиса); 2 — среднеплиоценовый Керченский железорудный бассейн; 3 — области развития железных руд; 4 — месторождения бокситов (по С. Фоксу); 5 — маломощная послеледниковая кора выветривания северной таежно-подзолистой зоны с развитыми на ней подзолистыми почвами (по почвенной карте мира БСАМ); 6 — мощная красноземная кора выветривания тропиков и субтропиков; точны указывают на местное развитие в верхних горизонтах ее подзолообразовательных процессов (по БСАМ); 7 — латериты (по БСАМ); 8 — красноцветная кора выветривания (латеритного типа), попавшая в настоящее время в условия сухого климата со степными почвами над ней; 9 — горно-лесные почвы бурые, перегнойно-карбонатные, terra rossa (по БСАМ); 10 — марши и мангровые заросли на болотистых участках морских побережий тропиков и субтропиков.

вероятно как раз к концу неогена. Если это действительно так, то конец неогена окажется, подобно юре и верхнему карбону, одной из грандиознейших железорудных постальпийских эпох вообще.

Последней хронологически железорудной эпохой следует, быть может, признать современный геологический момент с его находящимися еще *in statu nascendi* рудами северо-умеренной таежно-подзолистой области (Швеция, Норвегия, Германия, Европейская часть СССР, Сибирь, С. Америка) и южной тропической и субтропической зоны (бассейн Амазонки, субфоссильные сидериты Суматры и т. д.). Впрочем, промежуток времени, отделяющий эту современную железорудную эпоху от плиоценовой, геологически так мал, что с таким же правом мы можем рассматривать ее и как одну из фаз общей плиоценово-четвертичной железорудной эпохи.

Итак, за длиннейший период развития Земли, начиная от кембрия и доныне, мы насчитываем всего 6 крупных и 8—9 мелких железорудных эпох, чередующихся с такими эпохами, когда железных руд не возникало совсем или же они образовывались в совершенно ничтожных, часто даже непромышленных количествах.

При этом разница между железорудными и безрудными эпохами настолько резко выражена, что она не может быть приписана ни общеизвестным дефектам в подсчетах запасов, ни степени исследованности современных континентов в отношении железных руд. Чередование железорудных эпох с эпохами малого накопления осадочного рудного железа есть явление совершенно реальное в истории развития земной коры. Вполне возможно, конечно, что сейчас учтены не все железорудные эпохи и что в действительности их было в истории Земли больше, чем устанавливается в настоящее время. Но это обстоятельство едва ли сможет изменить общее представление о периодическом характере гипергенного железорудного процесса.

Сопоставляя стратиграфический объем железорудных эпох с соответствующим объемом разделяющих их эпох безрудных, нетрудно убедиться, что первые по большей части резко уступают вторым. Это хорошо видно на примере силура, девона, мела, третичного периода и после сделанного выше обзора едва ли требует подробных доказательств. Естественным выводом отсюда является то, что железорудные эпохи представляют относительно кратковременные эпизоды в общей истории Земли, а железорудный процесс в целом — неоднократное чередование этих кратких рудных эпизодов с гораздо более длительными безрудными.

При всей своей относительной кратковременности железорудные эпохи все же только «издали» и в самом первом приближении представляются чем-то единым, таким промежутком времени, когда «непрерывно» идет железонакопление в форме железорудных месторождений. При более детальном изучении оказывается, что это совсем не так и что в действительности любая железорудная эпоха состоит из большего или меньшего количества моментов, когда железонакопление в форме месторождений действительно происходит, и разделяющих их промежутков, когда оно приостанавливается. Только все эти «рудные» и «безрудные» моменты настолько кратковременны (геологически) и так сближены друг с другом, что мы едва улавливаем их самостоятельность, почему и объединяем в одну эпоху. Убедиться в этом чрезвычайно легко, взяв любую из указанных выше эпох, особенно такие, как аренигско-лландейльскую, среднедевонскую, юрскую и т. д. Во всех этих случаях одни месторождения эпохи несколько моложе, другие — несколько старше; в больших месторождениях, кроме того, всегда наблюдается чередование рудных пластов с более мощными безрудными. Тем самым выясняется с абсолютной ясностью, что любая железоруд-

ная эпоха сама по себе — явление чрезвычайно сложное, состоящее из большого числа «хронологических элементов», то сопровождавшихся железонакоплением, то лишенных его. Эта прерывность железонакопления в течение железорудных эпох вместе с периодичностью самих эпох достаточно характеризует всю сложность гипергенного железорудного процесса вообще.

Изучение географического размещения железных руд в течение отдельных железорудных эпох (фиг. 3—11) показывает, что в каждую эпоху рудные месторождения возникали на поверхности литосферы отнюдь не повсеместно, но лишь в относительно немногих, пространственно ограниченных районах, «железорудных провинциях», отсутствуя на остальной подавляющей части «лика Земли». При этом и территории провинций не сплошь заполнены рудами, но представляют собою некоторые ареалы, отличающиеся значительным «сгущением» месторождений. Вне провинций также встречаются иногда изолированные месторождения, но они представляют собою, вероятно, либо члены новой, еще не раскрытой во всем своем объеме железорудной провинции, либо остатки провинции, разрушенной в ходе последующей истории. Очень интересно, что на картах почти любого периода отдельные провинции располагаются как бы на продолжении одна другой, образуя своего рода железорудные полосы или зоны (см. Sm, S, D, C, J, Tr). В отдельных случаях, для которых возможна климатическая интерпретация прошлого, отчетливо намечается привязанность руд к определенным климатическим зонам, о чем, впрочем, будет подробнее сказано ниже. Эта тенденция гипергенных железных руд образовывать значительные железорудные пояса или зоны представляет едва ли не характернейшую черту их пространственной локализации. Понятно, что в настоящее время мы еще очень далеки от полного раскрытия состава и локализации провинций для каждой железорудной эпохи и должны довольствоваться лишь первым приближением в этом вопросе. Но сам по себе факт зональной локализации руд уже теперь устанавливается с несомненностью. Что касается географии железорудных провинций, то для каждой железорудной эпохи она обычно своя собственная, отличная от географии как предыдущей, так и последующей эпохи.

Резюмируя изложенное, можно сказать, что гипергенному железорудному процессу в истории Земли свойственна резко выраженная прерывность и во времени и в пространстве.

Спрашивается, является ли эта особенность присущей только гипергенным железным рудам или же она — свойство гипергенного рудообразования вообще? Просмотр с этой точки зрения углей, горючих сланцев, солей, фосфоритов, каолинов и т. д. показывает с полной очевидностью, что прерывность (периодичность) во времени и более или менее узкая локализованность в пространстве должны, конечно, рассматриваться как свойства гипергенного рудоотложения вообще, а не как частные особенности железных руд. Индивидуальными чертами последних являются лишь эпохи и территории, где каждый раз имело место образование рудных накоплений. При внимательном сравнительном изучении, впрочем, и здесь удастся найти несколько небезынтесных аналогий, которые позволяют придать стратиграфии и географии осадочных железных руд несколько более общее значение, чем это может казаться на первый взгляд. Чтобы убедиться в этом, рассмотрим вкратце стратиграфическое и географическое размещение ближайших аналогов железных руд — марганцовых и бокситовых накоплений.

2. Параллели из истории гипергенных марганцовых руд

Первые марганцеворудные накопления, как и первые железорудные, относятся еще ко временам архея и альгонка. От этой эры до нас дошли силикатные кварцево-спессартитовые, родонитовые и известняково-пъед-монтитовые породы серии Гондит центральной Индии, силикатные же (спессартитовые) породы серии Гвелуз Бразилии, силикатные (а частью окисные) руды Золотого берега в вулканогенной свите Бирримиян африканского докембрия, карбонатные руды в верхней части формации Бивабик (сланцы Вирджиния) в хр. Мезаби и аналогичные образования в карбонатной фации итабиритовой толщи серии Минас в Бразилии (Гровс — Groves, 1939). К сожалению, до сих пор не сделано хотя бы приблизительных подсчетов запасов докембрийских марганцовых концентраций, но некоторое представление о колоссальности их могут дать следующие сопоставления. Как известно, эксплуатируемые ныне окисные руды перечисленных областей образуют в основном «марганцовые шляпы» на первичных силикатных марганцовых накоплениях и соответственно заключают в себе, конечно, лишь ничтожную долю того марганца, который скрыт в материнских толщах. И все же общие запасы окисных руд в этих шляпах оцениваются примерно в 300—350 млн. т, что составляет примерно 10—12% мировых запасов марганцовых руд вообще! Грандиозность действительных первичных накоплений марганца в архее и альгонке тем самым выявляется достаточно показательно и дает все основания говорить о докембрии не только как о железорудной, но и как о марганцеворудной эре, включающей в своем составе несколько обособленных марганцеворудных эпох. Чрезвычайно характерно при этом, что в двух из пяти приведенных выше случаев (формация Бивабик и итабиритовая толща) марганцовые руды включаются в те же осадочные свиты, что и руды железные, а в одном случае (Индия) попадают в ту же систему (система Дхарвар), что и джеспиллиты. Таким образом уже в докембрии мы встречаемся со случаями близкого стратиграфического параллелизма двух сравниваемых категорий гипергенных рудных образований.

В осадках кембрийского (фиг. 12) периода марганцовые месторождения также довольно многочисленны, хотя и не всегда достаточно уточнены стратиграфически. Достоверно кембрийскими являются карбонатные марганцовые руды среди глинистых сланцев нижнего кембрия Ньюфаундленда (Хайес — Hayes, 1915), совершенно аналогичные им руды в Ст₁ Марионетшайра (Уэльс) Англии и упоминавшийся ранее железо-марганцовый горизонт в основании Ст₂ хр. Кара-Тау. К кембрию (начало среднего кембрия) относится недавно открытая К. В. Радугиним мощная родохритовая тлща по р. Усе в Горной Шории. (Радугин, 1940). К самым верхам кембрия (или началу S₁) должно быть, повидимому, причислено и Мазульское месторождение в хр. Арга (Кузнецкий Ала-Тау), связанное с кутеньбулукской свитой, если только подтвердится толкование его в качестве осадочно-эффузивного, данное Е. П. Молдаванцевым (1938). Среди яшмовых толщ Квинсленда (Австралия), по Т. Гровсу, также встречаются рудные накопления марганца. Весьма возможно, что кембрийским окажется в своей первичной форме (относительно слабого марганцового накопления) и знаменитое месторождение Постмассбург в Ю. Африке, залегающее в самом основании нижнепалеозойской (доверхнесилурийской) серии Матсап (дю-Тоа — du Toit, 1933; Тротер — Truter, 1938). В этом перечне марганцеворудных месторождений кембрия интересно не только их обилие, что соответствует значительному развитию кембрийских железных руд, но и то, что во всех случаях, когда возраст руд устанавливается достоверно (Ньюфаундленд, Англия), он оказывается нижнекембрийским или ранне-

I — С. Урал (карбонат руды); 2 — Средиземноморское побережье Франции между Био и Отиб; 3 — В. Куба (верхний эоцен, среди известняков и яшм); 4 — Италия у Пизы (эоценовые известняки); 5 — М. Азия; 6 — Мангышлак; 7 — Чинатуры и Лабинское месторождение; 8 — Алтайское предгорье; 9 — Высшие Татры; Вост. Словакия (карбонатные руды), Галицкое Прикарпатье; 10 — Никополь; 11 — 12 — ряд мелких озерных месторождений в Европе (Испания, Болгария) и С. Америке; 13 — плиоцен в Греции (рудное тело вблизи трахитовых лав); 14 — марганцевые руды в современных озерах и болотах.

II — Уркул в Венгрии; 2 — мелкие (может быть, вторичные?) месторождения в верхнемеловых толщах Македонии, Болгарии.

III — Форм. Сан-Франциско в С. Америке; 2 — Зеленые сланцы Альп (Оберхальбштейн лейяс?); 3 — радиолариты Боснии; 4 — то же Тоскании и о. Эльбы; 5? — радиолариты о. Борнео.

IV — Серия Деолпиг Куль в провинции Хунань (Китай).

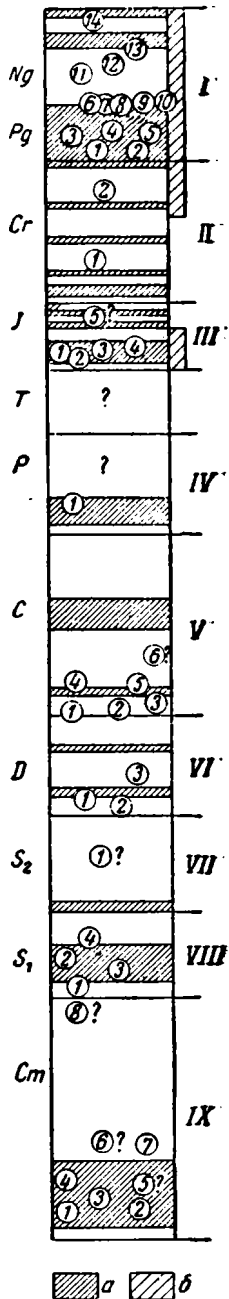
V — Центральный Казахстан (Успенский район); 2 — нижнекульские отложения в Девоншайре (Англия); 3 — Синайский полуостров; 4 — Пиренеи (Сьерр-д'Азе и др.); 5 — кульм Германии (Келлервальд, Гарц и др.); 6 — провинция Гуэльва в Испании.

VI — Ю. и Ср. Урала среди яшм и эффузивов; 2 — сред. Корнуэльс (среди карбонатных толщ).

VII — Провинция Свангвту в Китае и некоторые месторождения в провинции Хунань (возраст не уточнен).

VIII — Бельгийские руды толща Сальм (тремадон); 2 — штат Нью-Йорк (слабая концентрация Mn в сланцах); 3 — Карнарвоншайр (Уэльс в Англии); 4 — округ Баттсвилл в штате Арканзас.

IX — Карбонаты и родонитовые породы среди сланцев Ст, в Уэльсе (Мерионетшайр); 2 — заливы Согласия и Троицы на Нью-Фаундленде (в осадках); 3 — Альбес (Франция) — то же в кварцитах, мраморах; 4 — рассеянный Mn в кварцитах Ст, Аппалачской зоны; 5? — Постмассбург в Ю. Африке; 6? — родохритовая толща в Горной Шории; 7 — железомарганцевый горизонт в основании Ст, Кара-Тау (над фосфоритовой толщей); то же в кембрийских яшмах Квинсленда в Австралии; (?) 8 — Маульское месторождение в хр. Арга.



Фиг. 12. Стратиграфическое размещение гипергенных марганцевых руд.

a — железорудные эпохи; б — формирование марганцевых шпиль на первичных бедных осадочно-эффузивных месторождениях Mn.

среднекембрийским (Кара-Тау). Сама собою выдвигается и ниже кембрийская марганцеворудная эпоха, составляющая более или менее точный эквивалент нижнекембрийской железорудной. Географически ряд кембрийских марганцеворудных месторождений — в Америке, Европе, Средней Азии — также близок железорудным.

Марганцеворудные накопления в силуре известны пока в ограниченном числе мест. Это — красные тремадокские сланцы Сальм Бельгии (П. Круп-Крусх, 1922), содержащие прослой марганцевого карбоната и диффузно-рассеянный Mn во всей массе породы; аналогичные ордовичские месторождения Англии (Карнарвоншайр) и Аппалачской области (штат Нью-Йорк) (Хардер — Harder, 1912), известные (верхнеордовичские) марганцево-фосфоритовые накопления округа Баттсвилль в штате Арканзас. К этим стратиграфически определенным месторождениям присоединяется еще значительное количество месторождений на территории Китая (пров. Хуань) и Свангвуту, стратиграфическое положение которых недостаточно ясно и которые характеризуются (по Т. Гровсу, 1938) просто как ордовичско-силурийские или силурийские. Запасы их оцениваются примерно в 2 млн. т, но это относится лишь к «марганцевым шлямкам», первичные же накопления (среди песчаников, сланцев и известняков), конечно, несравненно больше. Дальнейшие исследования покажут, укладывается ли возраст этих китайских марганцевых месторождений в известные сейчас железорудные горизонты или же придется выделить самостоятельные «марганцеворудные эпохи». Сейчас же мы можем только констатировать, что в тех случаях, когда возраст силурийских марганцевых руд достаточно уточнен (Европа, Америка), он хорошо согласуется с возрастом железорудных накоплений.

По сравнению с силуром (и особенно кембрием) девон поражает скудостью марганцеворудных отложений, которые достоверно известны пока всего из двух областей территории Корнуэльса, где марганцевые скопления подчинены нижнедевонским известнякам (Гровс, 1911), и восточного склона Урала, где они встречаются среди кремнистых (эффузивно-осадочных) толщ верхов нижнего и верхов среднего девона (Топорков, 1938). Стратиграфически в обоих случаях руды эти очень близки к девонским железорудным накоплениям. Недавно (1944 г.) А. Г. Бетехтин указал на возможность осадочного происхождения марганцевых руд Центрального Казахстана (Джизды, Промежуточное и др.).

Каменноугольный период в смысле накопления марганца разбивается на две части: C_1 и C_2 . Эпоха нижнего карбона характеризуется довольно значительным количеством марганцевых месторождений. Это прежде всего оруденение Корнуэльса (между Лоствиса и С. Колумб — Lostwithie a. St. Columb), где в нижнекульмских слоях встречаются многочисленные родонитовые конкреции и глыбы. Восточнее, в Средней Германии, карбонатные, залегающие среди кремнистых сланцев, марганцевые руды многочисленны в Рейнских сланцевых горах (Биденкопф, Дилленбург, Херборн, Келлервальде, Гарце (Эльбингероде) и в Тюрингии (Лихтенгайн). Впрочем, это только наиболее известные и крупные концентрации Mn; вообще же, по словам К. Гуммеля (K. Hummel, 1923), среднегерманский кульм почти везде, где он выходит, оказывается содержащим марганец, так что получается своего рода крупная марганценосная среднегерманская кульмская провинция. За редкими исключениями (Лайса у Биденкопфа, Лихтейнгайн в Тюрингии) марганцевые накопления тесно ассоциируются (пространственно и стратиграфически) с подводными диабазовыми эффузиями и имеют, вероятно, осадочно-эффузивное происхождение. К югу от Германии значительные массы марганцевых руд кульмского возраста открыты на Пиренейском полуострове, где руды, совершенно аналогичные среднегерманским и в той же ассоциации с основными эффузивами, распространены в провинции Гуэльва (хр. Сиерра-Морена) и в Пиренеях (Сьер д'Азе и Вьей Ор). Находки нижнекарбонных руд известны и за пределами Европы: в штате Новая Англия в США (возможно вторичные?) и в Успенском районе

Центрального Казахстана (Шоин-Тас и др.); в последнем случае руды также ассоциируются с эффузивами (Штрейс, 1938) ¹.

Несомненно, что марганцовые накопления в перечисленных пунктах не представляют строго синхроничных образований: в некоторых из них накопление Mn началось еще в самом конце D₃ (Пиренеи), в других — в какой-то момент C₁. Все же хронологическая близость всех этих месторождений настолько значительна и самих месторождений так много, что мы с полным правом можем говорить о нижнекарбоневой марганцеворудной эпохе, совершенно эквивалентной нижнекарбоневой железорудной эпохе.

Иную картину дает верхний карбон. До сих пор, насколько мне известно, не открыто самостоятельных рудных накоплений марганца, которые бы достоверно относились к этой эпохе. Условно верхнекарбоневыми можно считать руды в песчаниках и частью в известняках основания морской свиты C₂ на Синайском полуострове (Гровс, 1938), но это не заполняет намечающегося крупного пробела в истории марганца. Мы встречаемся, таким образом, со случаем, когда обширному развитию руд железных противопоставляется почти полное отсутствие руд марганцовых. Насколько этот диссонанс действительно отражает природные соотношения, а не есть выражение лишь несовершенства наших знаний, покажет будущее.

Следующие за карбоном пермский и триасовый периоды почти не дают самостоятельных руд марганца. В составе пермской системы известны пока месторождения в кремнистых сланцах и песчаниках угленосной серии Деолинг в провинции Хунань (Китай), по р. Хунг, марганцовые руды в артинской фосфоритносной толще на Урале, и рудные накопления в низах P₂ на Урале же (Улу-теляк).

Таким же единичным является и ничтожное (может быть вторичное, элювиальное?) месторождение в триасовых толщах запада С. Америки, где марганец встречается в совершенно необычной обстановке среди красноцветных, содержащих гипс, отложений. Все эти месторождения, конечно, ни в коей мере не заполняют громадного «пустого» промежутка между нижнекарбоневой и юрской марганцеворудными эпохами.

Осадочные марганцовые руды юрского периода распространены довольно широко. Мы встречаем их на далеком западе С. Америки (штат Калифорния), в ряде мест средиземноморской южноевропейской зоны и на Малайском архипелаге, так что можно говорить о нескольких юрских марганцеворудных провинциях. В Кордильерах первичные руды в виде карбонатных линз и прослоев подчинены кремнисто-яшмовой толще Сан-Франциско и в виде пятен распределяются почти на всем ее протяжении. Повидимому, импрегнация пород марганцом в этой кордильерской провинции имеет такое же региональное распространение, как и в кульме Германии. В Южной Европе самостоятельные накопления марганца в виде более или менее крупных карбонатных линз и прослоев установлены в Альпах (Обергальбштейн), в Боснии, Апеннингах, на Эльбе, причем везде они ассоциируются с весьма однотипной и широко распространенной кремнисто-эффузивной радиоларитовой или офюлитовой толщей, возраст которой (внутри юры) ближе не определен. В той же ассоциации известны марганцовые руды на о. Борнео. В этом перечне бросается в глаза, что географически юрские марганцовые руды отчет-

¹ Исследования военного времени показали, что нижнекаменноугольные накопления марганца развиты на Урале и в Казахстане значительно шире, чем это было ранее известно. Таким образом, нижнекаменноугольная марганцеворудная эпоха выступает сейчас с еще большей отчетливостью, чем это было 4—5 лет назад (примечание 1946 г.).

ливо изолируются от одновременно возникающих колоссальных железорудных накоплений. Ни в западноевропейской, ни в северноевразийской железорудных провинциях (не говоря уже о прочих), не известно пока ни одного первичного марганцеворудного месторождения — случай довольно редкий в истории этих гипергенных образований. Наряду с этим можно указать на своеобразие фациального типа самих марганцевых руд. Почти все они ассоциируются с эффузивно-осадочными свитами и в основе своей, вероятно, имеют осадочно-эффузивный генезис. Эта особенность сближает их с марганцевыми рудами девона и нижнего карбона, которые также в главной массе своей осадочно-эффузивные. От юры же сохраняются первые следы элювиальных «марганцевых шляп» на более древних (первично-убогих) концентрациях марганца, примером чего могут служить элювиальные руды на марганцево-кремнисто-яшмовых свитах $D_1—D_2$ Ю. Урала. Хотя точный возраст этих шляп и неизвестен, но нам представляется весьма вероятным предположение А. Г. Бетехтина (1937), отнесшего (по общим соображениям) формирование шляп именно к юре.

Между юрой и третичной эпохой почти «пустой» промежуток, когда рудные марганцевые накопления известны лишь в ничтожных размерах. Среди нижнемеловых (аптских) осадков Зап. Европы установлено пока единственное месторождение Уркут в Венгрии (Vadasz, 1934). Руды верхнемелового времени открыты в Закавказье, на Балканах (Македония, Болгария) и в одном пункте запада С. Америки (Ниобрара). Но все они (кроме Уркутского) совершенно ничтожны по размерам, причем в некоторых случаях нет даже полной уверенности, что это именно меловые накопления, а не последующие метасоматические образования.

Мы подходим, таким образом, к одной из замечательнейших эпох в истории осадочных марганцевых руд — к палеогену, уже давно отмеченному как марганцеворудная эпоха первого ранга. Палеогеновые руды распространены широко, но главнейшей областью их развития является территория евразийской марганцеворудной провинции, расположение которой можно видеть на фиг. 10. Крайним западным членом провинции является зона мелких, но весьма многочисленных месторождений Средней Европы, — Рейнских сланцевых гор, Эйфеля и плоскогорья Альб, — представляющих частью элювиальные, главным же образом своеобразные поверхностные накопления озерно-болотного типа. Возраст их несколько неопределенный, но принимается обычно как доолигоценый (или эоценовый). Восточнее начинается длинная цепь морских месторождений, подчиненных главным образом нижнеолигоценовой толще. Это — карбонатные накопления восточной Словакии (в горах Татры) и Закарпатской Руси, окисные оолитовые руды Никопольского, Чиатурского, Лабинского, Мангышлакского и нескольких мелких закавказских месторождений. Севернее следы накопления марганца встречаются в палеоцене Поволжья (Хоперский район) и особенно по восточному склону северного Урала, где формируется целая цепочка настоящих крупных месторождений (Полуночное, Марсяты и т. д.) олигонитовых карбонатных руд. Возраст их не вполне выяснен. До недавнего времени они считались олигоценовыми (по аналогии с южными рудами), но в последнее время П. Л. Безруков (1939) высказал довольно правдоподобное предположение об их палеоценовом, а не олигоценовом возрасте. Слабые следы накопления марганца имеются, по словам этого автора, и южнее, вдоль западной части Тургайского пролива. У восточной границы западносибирских палеогеновых осадков располагается, повидимому, вновь зона синхроничных континентальных марганцевых накоплений, на что указывает обнаружение А. А. Васильевым лагунных (или озерных?)

палеогеновых марганцовых руд в районе дер. Кузнецовой в западных предгорьях Алтая. Весьма вероятно, что это лишь случайно захваченный член целой серии поверхностных палеогеновых континентальных марганцовых образований, развитых на территории Восточного Казахстана (Семипалатинская обл.), Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и представленных главным образом марганцовыми шляпами на первично убогих концентрациях марганца в кремнистых и эффузивных толщах. Правда, точный возраст этих образований пока не установлен. Но почти несомненно, что среди них имеются палеогеновые.

Беря всю палеогеновую Евразийскую марганцеворудную провинцию в целом, нетрудно уловить ее своеобразие среди остальных провинций. В составе ее совершенно отсутствуют сингенетичные рудам морские эффузивы, с которыми можно было бы связать поступление марганца в бассейн: парагенез руд палеогена чисто осадочный. Вместе с тем подавляющая масса палеогеновых руд представлена п е р в и ч н о - о к и с н ы м и формами, псиломеланом и вадом оолитовой структуры, тогда как первичной формой накопления марганцовых руд допалеогеновой эпохи почти неизменно были карбонатные осадки. Общие запасы руд провинции составляют свыше 720 млн. т, возможно 800 млн. т, что равно примерно 30% известных сейчас общих мировых запасов марганцовых руд вообще. Значение именно евразийского палеогенового рудонакопления в общей истории марганцовых руд вскрывается тем самым с полной отчетливостью.

Вне Евразии заметные накопления палеогеновых марганцовых руд известны лишь на востоке С. Америки, где руды концентрируются, с одной стороны, вдоль Аппалачей (элювиальные образования хребта Синего в штате Вирджиния, Георгия и др.), с другой — в верхнеозоновых известняках и кремнях о. Кубы. Изолированные и незначительные, не укладываемые пока в общую картину, находки марганцовых руд известны из Италии (у г. Пизы), Алжира и Туниса.

После палеогена — в неогене и в четвертичном периоде — гипергенный марганцеворудный процесс претерпевает явное ослабление и приводит к образованию лишь весьма незначительных единичных месторождений. Они известны в Испании (в миоцене Сиудадреала), в Германии (миоцен), в Греции (плиоцен о. Наксос; руды вблизи трахитовых лав), в Болгарии (у г. Варны), на западе С. Америки (Гольконда у оз. Солонго) и в других местах. В современных железорудных озерах Южной Швеции, в болотах Северо-Германской низменности, а также в С. Америке среди собственно железных руд довольно часто встречаются разности, сильно обогащенные Mn и переходящие местами в чисто марганцовые. Но ни одно из этих месторождений в отдельности, ни все они вместе даже отдаленно не напоминают тех огромных железорудных накоплений, какие известны из верхнего неогена (плиоцена). Подобно эпохе верхнего карбона, в неогене мы сталкиваемся с ясно выраженным несоответствием: грандиозное накопление ж е л е з н ы х р у д не сопровождается должным эквивалентом в истории руд м а р г а н ц о в ы х. Надобно иметь в виду, впрочем, что этот диссонанс может быть только кажущимся. Марганцовые руды в подавляющей массе — образования морские, связанные к тому же либо с достаточно удаленными от берега частями моря (глинистые и карбонатные или нижней части шельфа и верхней континентального склона), либо же с областями обширных подводных эффузий с их кремнистыми осадками. Ни те, ни другие фации в доступных сейчас отложениях неогена практически не представлены, будучи скрыты в областях, ныне затопленных морем. Это своеобразное обстоятельство, возможно, и приводит к тому, что марганцовый эквивалент колос-

сального железорудного накопления неогена в настоящее время кажется отсутствующим.

Из сделанного очерка стратиграфии и географии гипергенных марганцеворудных образований видно, что, вообще говоря, они отнюдь не представляют «точной копии» руд железных. Между теми и другими легко улавливается ряд отличий и в точной стратиграфической приуроченности отдельных месторождений, и в их пространственной локализации. И все же невозможно отрицать, что в ходе формирования гипергенных железных и марганцевых руд имеется много общего. Марганцеворудные эпохи в общем весьма близки к железорудным и либо совпадают с ними полностью (в большинстве случаев), либо же показывают лишь незначительные и второстепенные отклонения. Лишь на двух горизонтах мы могли констатировать некоторое несоответствие: Это: 1) в карбоне, когда накопление марганца (в виде самостоятельных месторождений) падает на C_1 , а формирование железных руд на C_2 ; и 2) в третичном периоде, когда марганцевые руды в подавляющей массе возникают в палеогене, а железные — в неогене. Для обоих этих случаев, однако, до сих пор неясно, отражаются ли в них природные соотношения, или же несоответствия являются результатом неполноты геологических знаний, искажающей историческую перспективу. Но если бы даже впоследствии реальность расхождения и подтвердилась, это не смогло бы уничтожить большой аналогии в стратиграфии железных и марганцевых руд. Не менее отчетливо выражено сходство и в географическом распределении сопоставляемых рудных образований. Как легко убедиться из рассмотрения карт (фиг. 3—11), марганцевые руды в подавляющем большинстве своем органически входят в состав провинций железорудных, сложно переплетаясь в них с рудами железными. И если в отдельных случаях (как J или Cm) руды марганцевые оказываются резко пространственно изолированными от руд железных, то это имеет своей причиной либо специфический (осадочно-эффузивный) генезис марганцевых руд, либо недостаточную полноту наших знаний о прошлом.

В итоге получается, что геохимическая аналогия между Fe и Mn в зоне гипергенеза, уже давно подмеченная исследователями, много шире, чем представлялось ранее, и проявляется не только в совпадении фациальных типов, но и в стратиграфическом размещении железных и марганцевых руд.

Несмотря на общий характер отмеченных стратиграфических и географических аналогий, они все же не лишены не только теоретического, но и практического интереса. В частности, совершенно ясно, что аналогии эти, в ряду прочих обстоятельств, должны быть включены в число наводящих указаний при постановке прогнозов и поисков Mn -руд уже на конкретных территориях.

3. Параллели из стратиграфии бокситов

Известно, что бокситы относятся к числу полезных ископаемых, которые привлекли к себе внимание лишь в относительно недавнее время, ввиду чего, по сравнению с прочими рудами, они отличаются минимальной исследованностью. Это сказывается, между прочим, в том любопытном обстоятельстве, что известные пока месторождения бокситов в подавляющей массе своей приурочиваются к очень высоким горизонтам

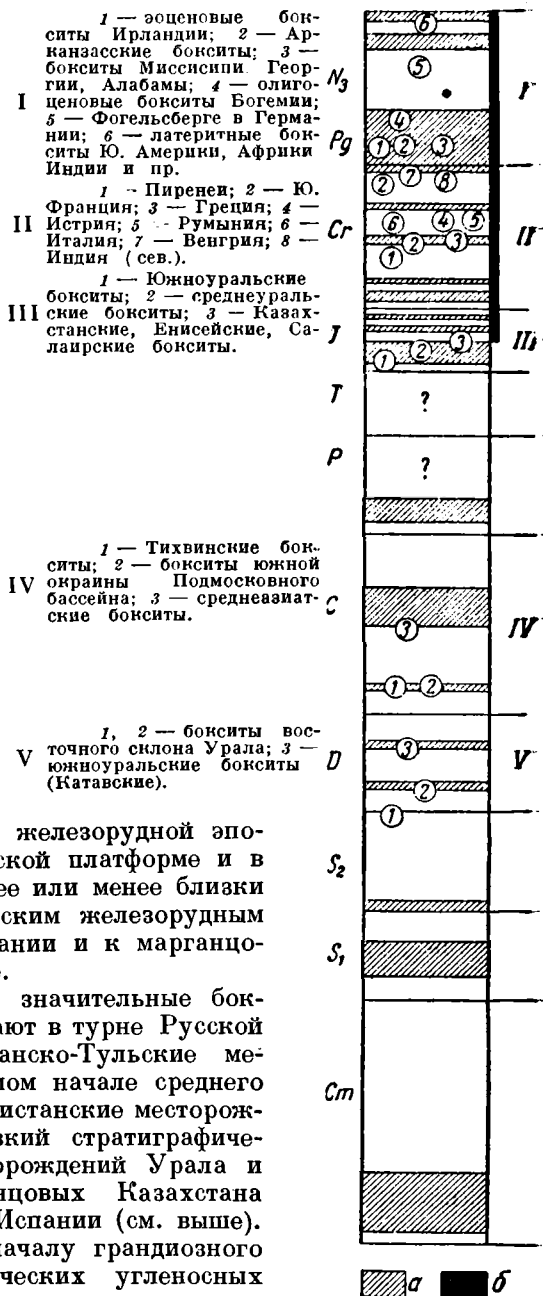
стратиграфической колонки — к мелу и кайнозою, и лишь единичные месторождения опускаются в палеозой, не ниже, впрочем, S_2 . Более древние бокситы, насколько мне известно, не найдены пока совсем, хотя едва ли возможно сомневаться в их реальном существовании¹.

Такое своеобразное распределение бокситовых месторождений, конечно, значительно затрудняет их стратиграфическое сопоставление с железными рудами, хотя кое-какие небезынтересные моменты здесь все же могут быть отмечены (фиг. 13).

Древнейшие бокситовые месторождения, открытые на Урале, относятся к самому концу S_2 (Исовский район) или началу D_2 (Красная Шапочка), с одной стороны, и к границе $D_2—D_3$, с другой (Катавские месторождения западного склона). Всем этим горизонтам легко подыскать аналоги среди железных руд. Верхний горизонт совершенно совпадает по времени с средне-верхнедевонской железорудной эпохой на том же Урале, на Русской платформе и в Германии. Нижние же два более или менее близки хронологически к нижнедевонским железорудным месторождениям В. Судет, Испании и к марганцовым месторождениям на Урале.

После некоторого перерыва значительные бокситовые месторождения возникают в турне Русской платформы (Тихвинские и Рязанско-Тульские месторождения бокситов) и в самом начале среднего карбона в Средней Азии (Шахристанские месторождения). Первые из них — близкий стратиграфический аналог сидеритовых месторождений Урала и Тюрингии и железо-марганцовых Казахстана (Успенский район), Германии, Испании (см. выше). Вторые близки по времени к началу грандиозного сидеритонакопления в паралических угленосных толщах Зап. Европы и ко времени возникновения марганцовых руд на Синайском полуострове.

После еще более длительного перерыва, охватывающего пермь и триас, мы встречаем многочисленнейшие, хотя и маломощные бокситовые (точнее железо-алюминиевые) руды в мезозое Урала, Ка-



Фиг. 13. Стратиграфическое размещение бокситов.

a — железорудные эпохи; б — интенсивное глауконитообразование.

¹ В 1943 г. Н. С. Ильина в В. Сайянах нашла бокситы кембрийского возраста, предположительно ниже- или раннесреднекембрийские (примечание 1945 г.).

захстана и Енисейского кряжа. Этих месторождений мы касались, когда говорили о ранне-мезозойской (юрской) железорудной эпохе, ибо перечисленные руды часто настолько обогащены железом, что могут рассматриваться и как своеобразные железорудные. В данном случае ближайшее стратиграфическое и географическое совпадение бокситовых и железных руд особенно отчетливо и демонстративно.

От мелового периода дошло большое число бокситовых руд в Средиземноморской области, начиная от Южной Франции через Италию, Венгрию, Балканы до Малой Азии и Индии включительно. Стратиграфия отдельных членов этой серии (бокситов средиземноморского типа, как их назвал С. Фокс (С. Fox, 1932), далеко не ясна, но в общем укладывается в пределы от апта до сенона включительно. На этом протяжении намечается существование по крайней мере трех второстепенных железорудных эпох, между которыми, возможно, и распределяются средиземноморские бокситы, хотя отдельные члены их могут и «выскакивать» из «железорудных рамок». Более ясные и точные сопоставления станут возможны лишь после детального изучения возраста средиземноморских бокситов.

В кайнозое бокситовые накопления отчетливо приурочиваются к двум главнейшим стратиграфическим уровням: 1) палеогену, в частности эоцену, когда формируются крупные бокситовые месторождения Арканзаса (Мид — Mead, 1915), Аппалачской области (Нельсон — Nelson, 1923) и Ирландии (Коль — Cole, 1912); и 2) верхненеогеново-четвертичной эпохе, к которой приурочиваются все месторождения латеритных бокситов Ю. Америки (Гвианы), Золотого берега, Гвинеи (Центр. Африка) и Индии, являющиеся главнейшими источниками бокситового сырья вообще (К. Фокс — К. Fox, 1932). В промежутке между этими бокситовыми эпохами образуются лишь единичные и крайне незначительные месторождения этого полезного ископаемого (Фогельсберг в Германии) (Гаррасовиц — Harrasowitz, 1926). Полная аналогия этих бокситовых эпох соответствующим железорудным разъяснений не требует.

Вывод из проведенных сопоставлений совершенно ясен. Бокситоворудные эпохи (как и марганцоворудные) очень близки к железорудным и либо вполне совпадают с ними (чаще всего), либо показывают отличия второстепенного, скорее количественного, чем качественного, характера (меловой период). Географически же бокситовые и железорудные провинции сложно переплетены и территориально взаимопроникают одни в другие, как и в случае руд марганцовых. На имеющемся сейчас сравнительно-историческом материале получается даже впечатление (может быть, несколько преувеличенное), что аналогия между гипергенными железными рудами и бокситами — более полная, чем между железными и марганцовыми.

Опять геохимическая близость элементов в зоне гипергенеза (особенно выявленная работами А. Д. Архангельского с сотрудниками) оказывается не только в фаціальных типах руд, но и в их стратиграфии и географии.

Для бокситов эти стратиграфо-географические совпадения имеют тот практический интерес, что подсказывают горизонты и территории в древнепалеозойских и докембрийских породах, которые в первую очередь должны быть в дальнейшем опробованы на бокситы.

Итак:

1. Гипергенному железорудному процессу в истории Земли свойственна прерывность как во времени, так и в пространстве. Прерывность хронологическая выражается в чередовании железорудных и безрудных эпох. Прерывность пространственная — в ограничении рудного железозо-

накопления относительно немногими железорудными провинциями или зонами, разделенными несравненно более крупными безрудными площадями.

2. Железорудные эпохи близки по времени (или же целиком совпадают) с марганцоворудными и бокситовыми.

3. Железорудные провинции являются одновременно марганцоворудными и бокситовыми, т. е. по существу комплексными, и все три категории руд внутри провинций сложно пространственно переплетаются между собой.

Эти чисто фактические наблюдения ставят перед историко-геологическим исследованием две основных, взаимно дополняющих одна другую проблемы. Первая из них состоит в том, чтобы выяснить механизм, который определял зональную (и интразональную) локализацию железорудных месторождений в течение рудных эпох; вторая — в том, чтобы расшифровать историко-геологическую обстановку, благоприятствовавшую возникновению самих железорудных эпох. Анализу этих вопросов и посвящаются последующие главы.

Глава II

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И ИХ АНАЛОГОВ

Обращаясь к анализу вопроса о пространственном размещении железных руд (и их аналогов) в течение отдельных рудных эпох, мы остановимся прежде всего на связях между рудным железнакоплением и климатическими условиями, господствовавшими в прошлом на разных участках земной поверхности. Привлечение в первую очередь именно климата, а не каких-либо других сторон физико-географической обстановки, диктуется очень простыми соображениями. Ни одна гипергенная концентрация Fe, Al, Mn и других элементов не может состояться без того, чтобы то или иное число атомов этих элементов не вышло бы (в той или иной форме) из их первичных соединений в материнских (магматических, метаморфических и т. д.) породах и не проделало бы более или менее сложного пути перемещений (миграций) в поверхностных водах. Переход же Fe, Al, Mn в раствор и их миграции будут, конечно, далеко не одинаковыми в различных климатических обстановках с их необычайно колеблющимися температурой, влажностью, составом растительного мира, диапазоном pH, окислительно-восстановительного потенциала и т. д. Вот почему, если мы желаем получить ключ к проблеме локализации железных руд (их аналогов) в течение отдельных железорудных эпох, мы должны будем начать именно с анализа связей железнакопления и климата. К сожалению, ни в специальных исследованиях, посвященных железным рудам, ни в сводных курсах рудных месторождений на эту сторону дела не обращается должного внимания, и проблема связи рудонакопления и климата не обсуждается с той степенью детальности, какой она заслуживает. Во всей громадной железорудной литературе автору не удалось найти ни одного специального исследования, посвященного этой проблеме, и все высказывания исследователей, очень к тому же редкие, ограничиваются обычно беглыми и субъективными замечаниями по частным поводам. Наиболее интересные и существенные из них сделаны не так

давно акад. А. Е. Ферсманом во 2-м томе «Геохимии» (1934), хотя и здесь они даны очень кратко в форме небольшой таблицы, занимающей вместе с замечаниями к ней всего полторы странички. Бросается в глаза также, что во всех попытках связать рудонакопление с климатом, авторы ограничиваются исключительно современным геологическим моментом, избегая климатической интерпретации рудных месторождений прошлых эпох, что не может не придавать полученным выводам предварительный и ограниченный характер.

При таком положении дел нам необходимо заново рассмотреть вопрос о климатических условиях рудного железонанкопления, привлекая для этого не только данные о современном рудонакоплении, но и о соответствующих процессах в геологическом прошлом. Чтобы сделать этот анализ более объективным и убедительным, начнем с современного геологического момента, а затем обсудим ту же проблему для прошлых геологических эпох.

1. Геохимическая обстановка возникновения континентальных железных руд в северной таежно-подзолистой зоне

Из карты месторождений плиоценово-четвертичной и современной железорудных эпох (фиг. 11) видно, что континентальные железорудные накопления этих эпох группируются в две крупные, пространственно обособленные полосы. Первая обнимает Канаду, северную часть США, Англию, Германию, Данию, Голландию, Швецию, Норвегию, Финляндию, северную половину территории СССР и целиком совпадает с таежно-подзолистой зоной умеренного климата. Вторая прослеживается в Ю. Америке, Центр. Африке, Индии, на Малайском архипелаге, в Ю. Австралии и приходится на лесную и частью лесостепную (саванную) зоны тропиков и субтропиков с обширно развитой красноземной и латеритной корой выветривания. Вне этих двух полос, равно как и между ними, т. е. в области высоких широт и на громадных площадях сухих степей, пустынь и полупустынь, железных руд пока не открыто.

Таким образом, континентальное рудное железонанкопление новейшей железорудной эпохи обнаруживает исключительную привязанность к климатам влажным, с умеренной и повышенной температурой.

Чтобы выяснить, насколько такая локализация представляет закономерное, а не случайное явление, необходимо познакомиться хотя бы в основных чертах с геохимической обстановкой, характеризующей гипергенную зону в различных климатических поясах.

Характерную черту таежно-подзолистой полосы составляет в настоящий момент относительно слабо развитая кора выветривания. «В Финляндии, — пишет Салминен, — выветрелый слой имеет всего несколько сантиметров в толщину. Но некоторые из наших пород, такие, как гранит рапакиви, диабазы и другие, в некоторых местах под слоем влажной почвы выветриваются до большей глубины». «Глубина выветрелой зоны (рапакиви и пестиотнийских диабазов. — Н. С.) часто достигает 1 м и во многих местах больше, завися, очевидно, от глубины, до которой проникают в почву суточные и сезонные колебания температуры. В большинстве случаев, однако, это выветривание физическое» (Салминен — Salminen, 1932). Более рыхлые осадочные породы европейской части СССР легче поддаются климатическим влияниям, так что ясные признаки выветривания наблюдаются здесь, по А. А. Роде (1940), в пласте толщиной обычно в несколько десятков сантиметров, но нередко констатируются даже на глубине 1—2 м. Примерно то же имеет место в ази-

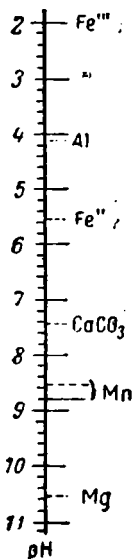
атской и северо-американской части подзолисто-таежной полосы (Глинка, 1931). При незначительной мощности современной коры выветривания этой полосы само собой получается, что вся толща элювия находится под влиянием почвообразовательных процессов и является одновременно почвенным покровом. Лишь местами, вдоль южной границы полосы, возможно, появляются участки более глубоко зашедшего разложения, и кора выветривания начинает дифференцироваться от собственно почвенного покрова. Но на подавляющей части таежно-подзолистой полосы этого нет, и понятие почвы практически покрывает понятие коры выветривания.

Причины незначительности элювиального слоя современной подзолистой полосы легко понятны. Большая часть этой полосы лишь недавно — 15—16 тыс. лет назад — освободилась из-под ледникового (вюрмского) покрова, так что элювиальный плащ представляет здесь, геологически говоря, весьма юное образование, проходящее первые стадии своего формирования. Общие же физико-географические условия полосы допускают лишь относительно медленное течение геохимических процессов. Средняя годовая температура в европейской части подзолистой зоны около $3,65^{\circ}\text{C}$. В Западной и Восточной Сибири она ниже нуля, а в средней Якутии составляет даже $-10,4^{\circ}$. Количество осадков в европейской части СССР составляет обычно 600—700 мм в год, причем в западной половине оно больше, а на юго-востоке падает. В Сибири осадков значительно меньше, и в Якутии, например, их выпадает всего 300 мм в год. Надо учесть при этом, что значительная часть выпадающей влаги стекает и удаляется испарением и не участвует в выветривании.

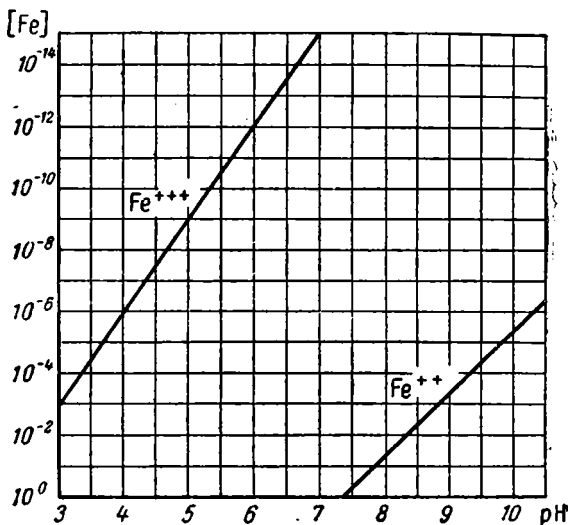
Несмотря на маломощность и относительную юность коры выветривания таежно-подзолистой полосы, общая геохимическая обстановка в ней в настоящее время уже достаточно благоприятна для массового перехода в раствор и миграции соединений железа. Чтобы убедиться в этом, достаточно сопоставить основные свойства водных растворов соединений железа с особенностями физико-химической среды в подзолистых почвах.

Известно, что трехвалентное железо весьма чувствительно к реакции среды и оказывается устойчивым в растворе лишь при очень низком рН — 2—3 (фиг. 14, 15). При повышении рН гидролиз солей Fe^{+++} резко возрастает, а получающиеся при этом мицеллы $\text{Fe}(\text{OH})_3$ коагулируют, почему в растворе удерживается лишь исчезающе малое количество железа. В зависимости от аниона полная высадка Fe происходит при несколько меняющемся рН, но, как показывает таблица С. П. Кравкова (Пустовалов, 1940), не выше, чем при 5.5 (табл. 1). Точно так же чувствительно трехвалентное железо к наличию электролитов и, как показали опыты Мура и Мейнарда (1933), быстро оседает, как только в растворе появляется некоторое количество солей Ca, Mg и щелочных металлов. Значительно устойчивее становится Fe^{+++} тогда, когда одновременно имеются коллоидальные растворы SiO_2 и гумусовых веществ. Особенно велико стабилизирующее действие последних, которые поэтому и являются главным условием миграции трехвалентного железа в природных водах (фиг. 16). Объясняется это тем, что гумусовые вещества не только непосредственно являются защитными коллоидами, но способны вступать в химические соединения с Fe^{+++} , давая комплексные железоорганические соединения, «особенно стойкие, — по словам И. Н. Антипова-Каратаева, — к осаждающему действию электролитов и гидролитическому влиянию воды» (Антипов-Каратаев, 1937). Двухвалентное железо менее чувствительно к величине рН и электролитам, но также предпочитает кислую или, по крайней мере, нейтральную среду. У ионов Fe^{++} имеется зато другое

весьма уязвимое место — их большая склонность к окислению в присутствии свободного O_2 и к выпадению в осадок. Гумусовые вещества и здесь играют роль стабилизаторов, ибо они берут на себя наличный (в растворе) O_2 и превращают таким путем окислительную среду, по мень-



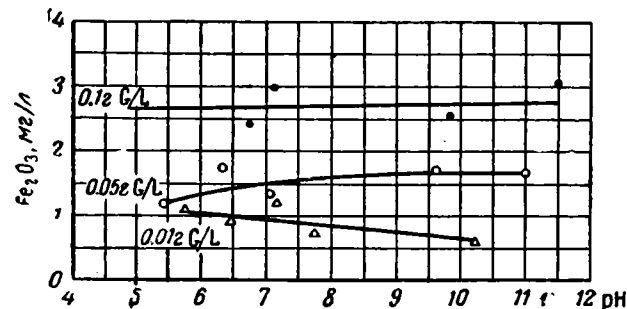
Фиг. 14. Порядок выпадения гидратов Fe, Al и др. в зависимости от изменения pH (по Г. Бриттону).



Фиг. 15. Изменение концентраций ферро- и феррионов в зависимости от величины pH (по П. А. Крюкову и Н. П. Авсеевичу).

шей мере, в нейтральную или даже восстановительную. Вместе с тем они могут и с Fe^{2+} давать более стойкие комплексные железоорганические соединения. Таким образом из самого характера Fe как химического элемента вытекает, что сколько-нибудь значительные миграции его в зоне гипергенеза возможны лишь:

а) при малом содержании в растворах электролитов; б) при наличии более или менее значительных масс гумусовых веществ, способных стабилизировать коллоиды Fe^{2+} , предохранить от окисления Fe^{2+} и связать некоторую долю тех и других в стойкие железоорганические соединения;



Фиг. 16. Пептизация железа органическими растворенными в воде веществами торфа (по И. Н. Антипову-Каратаеву).

в) при наличии пониженных значений pH как в самой коре выветривания, так и в вытекающих из нее водах.

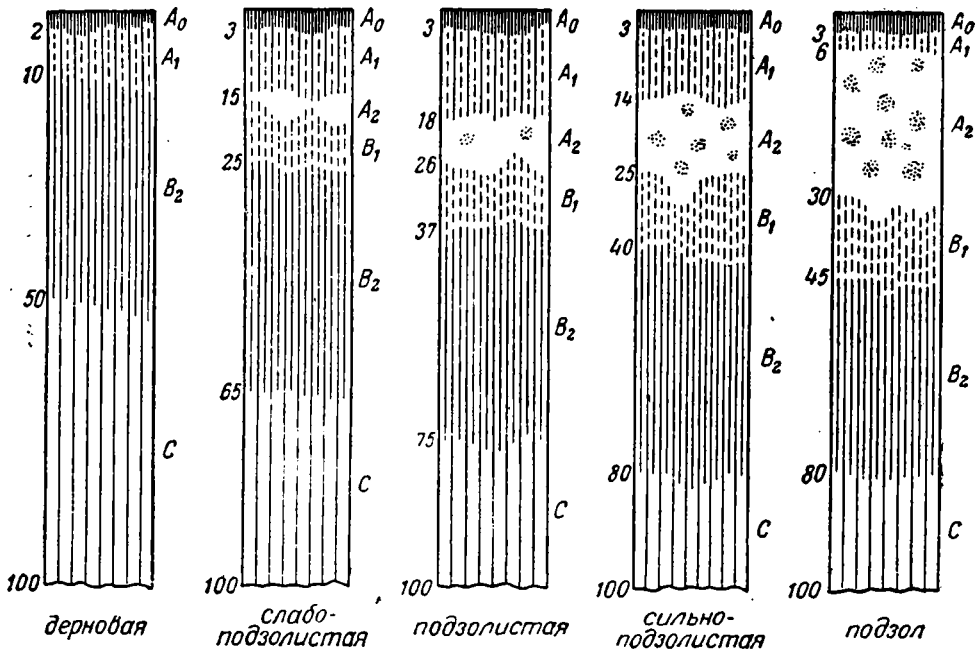
Все перечисленные условия полностью осуществляются в современной коре выветривания таежно-подзолистой зоны.

Общее строение подзолистых почв общеизвестно и вкратце сводится к следующему (фиг. 17). Под более или менее значительной лесной подстилкой (A_0), представляющей разлагающиеся растительные остатки (листья, ветви, плоды), располагается верхний или гумусированный гори-

Таблица 1

Величины pH, при которых выпадают гидроокиси железа и алюминия, связанные в растворе с различными анионами

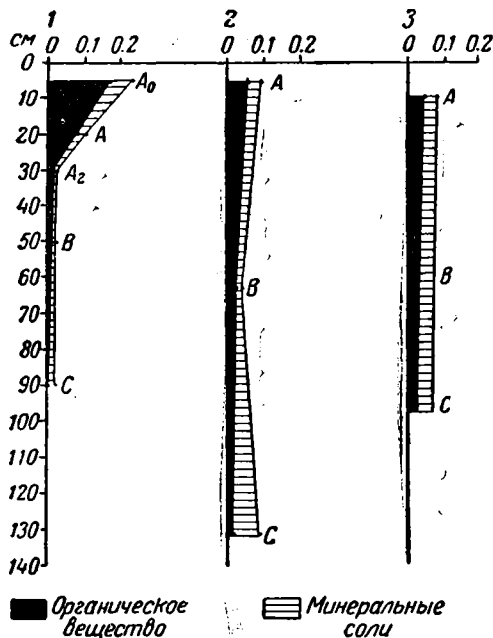
Анионы	Al или Fe выпадают из растворов нацело в виде $R_2(OH)_3$ при значениях pH	
	Al	Fe
PO_4	3.2	—
SO_4	4.8	3.8
Cl	5.8	5.5
NO_3	6.0	5.4



Фиг. 17. Типы подзолистых почв (по С. А. Захарову). A_0 , A_1 , A_2 , B_1 , B_2 , C — общепринятые обозначения почвенных горизонтов.

зонт A_1 собственно элювия. Это серая (иногда темносерая) суглинистая порода, окрашенная в бурые и серые цвета различной интенсивности и с различными оттенками, довольно рыхлая, бесструктурная или иногда с мелкокомковатой структурой. Ниже следует второй элювиальный, или собственно подзолистый, горизонт A_2 — тоже суглинистый, но светлосерый, почти до белого цвета (белесый), иногда с палевым оттенком, бесструктурный или же с непрочной, но отчетливо выраженной листоватой структурой. Общая мощность $A_1 + A_2$ — от нескольких сантиметров до не-

скольких дециметров. Под элювием располагается горизонт В или иллювиальный, куда вмывается часть веществ, выносимых или вышележащих слоев. Он отличается более яркой бурой, ржавой, красноватой окраской и большей плотностью по сравнению как с $A_1 + A_2$, так и с материнской породой; местами уплотнение доходит до сплошной сильной цементации. «На суглинистых материнских породах он обычно имеет хорошо выраженную многогранную структуру, постепенно укрупняющуюся вниз и делающуюся менее отчетливой при переходе в материнскую породу» (Родэ, 1940). Мощность иллювиального слоя — от нескольких



Фиг. 18. Соотношения органического вещества и минеральных солей в водных вытяжках из почв.

1 — подзолистые почвы (анализы Захарова); 2 — серые лесные почвы (анализы Захарова и Степанова); 3 — черноземы (анализы Захарова).

разрушаются, а взамен них создаются коллоидальные мицеллы минералов группы каолинита и галлуазита. Одновременно емкость поглощения резко падает, а освобождающиеся (при разложении монтмориллонита и др.) ионы Са и Mg выносятся. Степень выраженности подзолистого профиля не везде одинакова, что обозначается в почвоведении специальными терминами: скрытоподзолистая, слабоподзолистая, среднеподзолистая почва (фиг. 17). Наилучше он развит на суглинистых почвах, хуже всего на щебенчатых и совсем не выражен на карбонатных, на которых замещается своеобразной черноземовидной почвой — рендзиной. Заметное влияние на развитие профиля оказывают также геоморфологические условия — микрорельеф. Наиболее зрелые и мощные профили находятся на бровках и водоразделах. На склонах к заболачивающимся западинам подзолистая кора выветривания сменяется полуболотными и затем болотными почвами.

Физико-химическая обстановка в типическом профиле подзолистого элювия выяснена в настоящее время достаточно подробно.

Как было отмечено выше, растворимые соли из горизонтов *A* и *B* полностью вымыты, и даже в *C* появляются только труднорастворимые карбонаты кальция. Поэтому количество электролитов (Na^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} , Cl^- и др.) в почвенных растворах относительно мало (фиг. 18), причем поступают они сюда частью за счет разложения органических остатков (из лесной подстилки), частью за счет продолжающегося выветривания (коллоидальных) алюмосиликатов.

В то же время количество органических веществ в почвенных растворах относительно велико, и в горизонтах A_0 и A_1 они даже превосходят минеральный остаток. Главный источник их — разложение лесной подстилки. По старым данным Раманна (Ramann), для Зап. Европы величина ежегодного опада листьев и ветвей выражается следующими средними числами:

В буковом лесу	4000 кг/га (сухое вещество)
» еловом »	3500 »
» сосновом »	II—III бонитета 3000 кг/га
» » »	IV—V » 2000 »

По более новым исследованиям М. И. Сахарова (1939), цифры эти еще выше и для Брянского района достигают 6047 кг/га. При наличии низкой средней годовой температуры и медленном течении процессов разложения вся эта масса ежегодно отмирающих растительных остатков непрерывно отдает в почву, вместе с нисходящим водным потоком, растворимые гумусовые соединения, ненасыщенные основаниями и имеющие характер кислот.

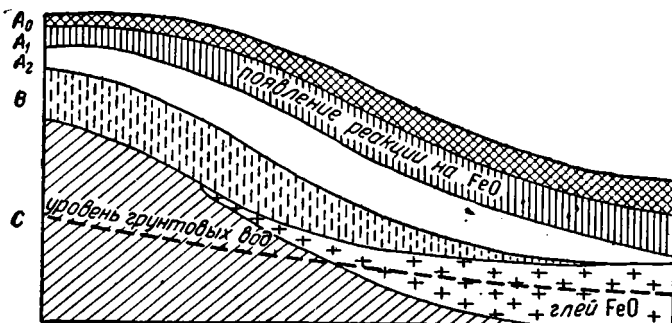
Что касается реакции среды и содержания кислорода в подзолистых почвах, то непосредственные определения рН, в массе выполненные Н. Я. Афанасьевым (1930) (фиг. 19), показали, что активная реакция подзолистого профиля колеблется обычно от рН 6.2 до рН 3.8. В северной части зоны она ниже, чем в южной, равным образом в верхних горизонтах коры выветривания (*A*, *B*) ниже, чем в более глубоких (*C*). Тот же исследователь установил, что при повышенном содержании гумусовых веществ в верхних горизонтах почв при образовании дернины повышенной мощности, что часто наблюдается на склонах и в западинах, в почвах возникает анаэробная среда и появляются организмы, способные к восстановлению Fe^{+++} в Fe^{++} . Такое восстановление Fe_2O_3 в FeO имеет, по его данным, периодический характер, совпадая с периодами избыточного увлажнения — после таяния снега и дождей. Временное исчезновение O_2 из почвенного воздуха избыточно-увлажненных горизонтов подзолистых почв было недавно непосредственно доказано исследованиями С. В. Быстрова (1936).

После сказанного совершенно ясно, что на площади таежно-подзолистой зоны мы вправе ожидать обширных гипергенных передвижений (миграций) железа. Такие миграции действительно имеют место.

Доказательством их является, прежде всего, самый профиль подзолистых почв. В этом профиле горизонт A_1 и особенно A_2 резко обеднены железом, горизонт же B_1 обогащен им, что, естественно, возможно лишь при передвижении железа сверху вниз, т. е. при миграциях его по профилю. В какой форме мигрирует здесь Fe , остается не совсем ясным. В разных случаях форма эта, по видимому, может быть различной: и в виде золя $\text{Fe}(\text{OH})_3^+$, защищенного гумусовыми золями, и в виде комплексных железоорганических соединений, и в виде ионов Fe^{++} (при восстановлении). Осаждение же внизу профиля происходит главным образом под влиянием повышения рН и появления в растворе Ca^{++} и Mg^{++} . Имеет ли место (и

значение) окисление Fe^{II} в Fe^{III} микроорганизмами, как это допускают некоторые исследователи (Быстров, 1936), остается под большим вопросом.

Еще более отчетливо выявляются миграции железа при прослеживании подзолистого профиля по ходу рельефа (фиг. 20). При понижении склона уровень грунтовых вод относительно повышается, и из области материнской породы (горизонта C) воды выходят постепенно в горизонт B . Так как горизонтальные движения вод очень медленны, а содержание органических веществ в этом горизонте значительно, то, естественно, в затопленных участках начинаются анаэробные бактериальные процессы, приводящие к восстановлению Fe_2O_3 в FeO , в какую форму все окисное железо постепенно и переходит. Горизонт B при этом теряет свои морфологические особенности; он как бы растворяется, сереет и принимает



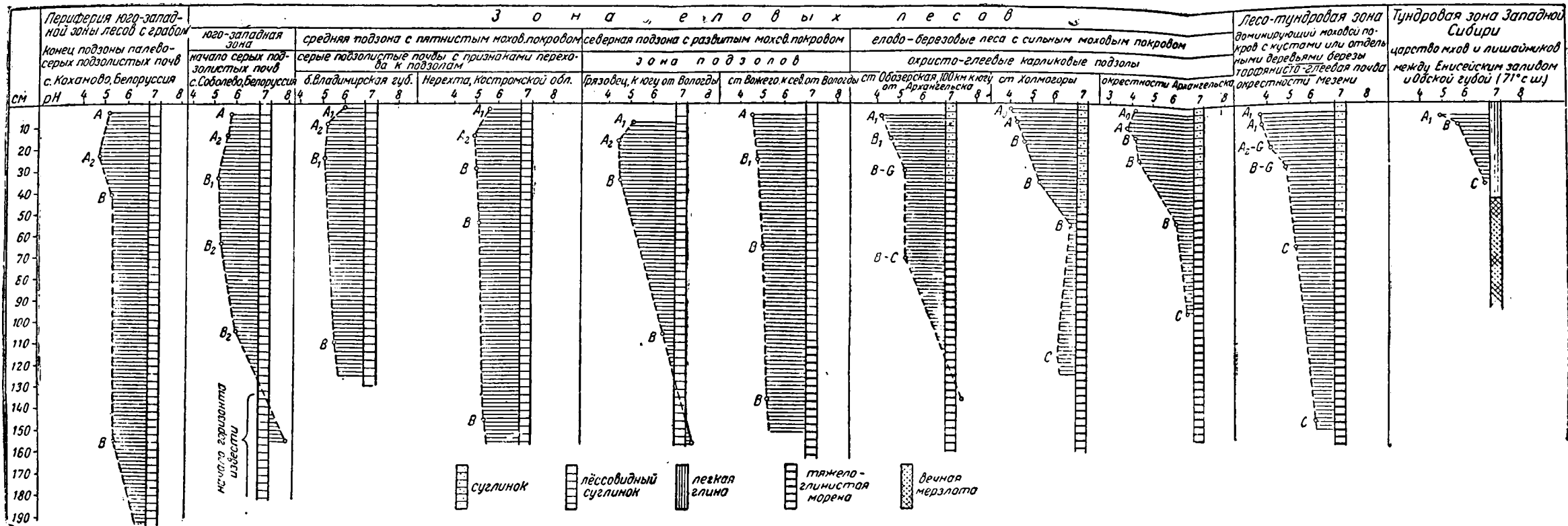
Фиг. 20. Миграция железа в почвенном профиле при заболевании почв.

общую синевато-зеленовато-серую окраску пересыщенных водой глин, или окраску глея, как назвал Г. Н. Высоцкий (1906) такие горизонты почв. Одновременно, в результате некоторого общего увлажнения почв, на них поселяется более влаголюбивая злаковая растительность, и горизонт A_0 превращается

в торфянистую покрывку, а горизонт A_1 обогащается органическими веществами. Здесь также создаются условия, благоприятствующие анаэробному и бактериальному восстановлению Fe^{III} в Fe^{II} , наличие которого в подзолистых почвах заболочивающихся склонов доказано Я. А. Афанасьевым экспериментально. Так при перемещении от водораздельных плато к подошвенным частям склонов в самых нижних и верхних горизонтах почвенного профиля начинается переход окисного железа в закисное (в $FeCO_3$). Возникающие молекулы $FeCO_3$, естественно, диффундируют во все стороны и, в частности, переходят в горизонт A_2 , еще не заболоченный и содержащий кислород. Здесь Fe^{II} вновь окисляется в Fe^{III} , которое выпадает, образуя конкреции уже не в B , а в A_2 . Получается аномальное перемещение железа из иллювиального горизонта в элювиальный. Одновременно с этим закисные соединения Fe диффундируют (в пронизывающей всю почву влаге) в A^0 (торфяной слой) и в верхней части последнего, где имеется доступ кислорода, окисляясь (чисто химически или, может быть, биохимически-бактериально?), выпадают в виде ржавой пленки, обычной в заболоченных пространствах.

Само собой разумеется, что при очерченных миграциях железа уже не может полностью удержаться в коре выветривания. Часть его покидает элювий и уходит в более далекие миграции в поверхностных водах. Точная оценка количеств ускользающего железа пока недоступна, но приблизительная возможна и была дана недавно А. А. Роде для ряда профилей.

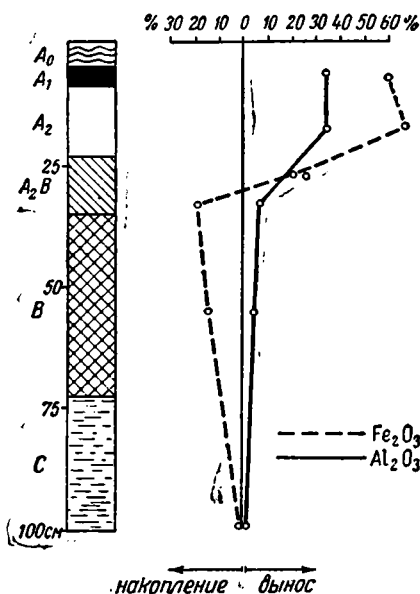
Сущность методики расчета очень проста и сводится к следующему. «Чтобы сделать пересчет, — пишет А. А. Роде, — мы делаем несколько более или менее условных допущений, а именно:



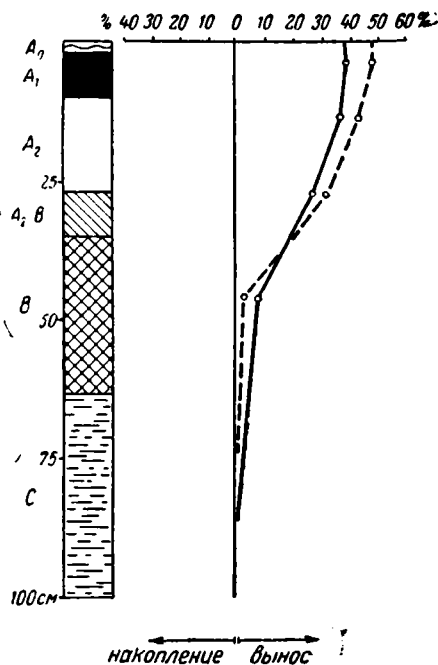
Фиг. 19. Активная реакция почв (рН) (по Н. Я. Афанасьеву).

1) считаем, что материнская порода, прежде чем на ней начала развиваться почва, была вполне однородной по своему химическому составу;

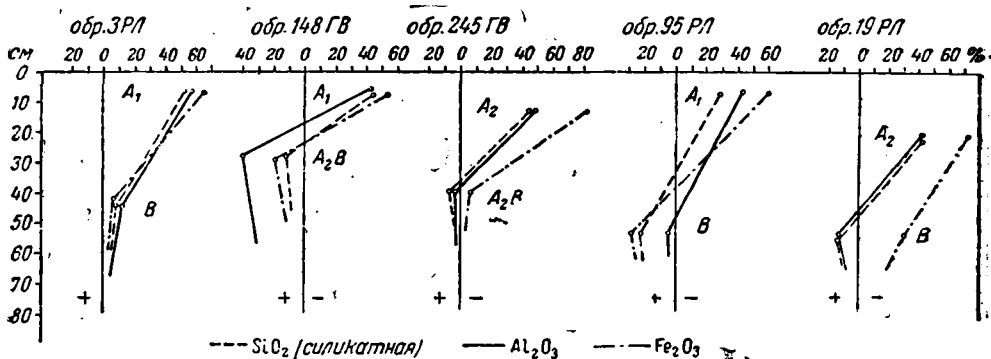
2) допускаем, что горизонт *C*, представляющий в наших анализах материнскую породу, в процессах почвообразования никаким изменениям не подвергался;



Фиг. 21. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты сильноподзолистой почвы (обр. 95А) на ленточной глине (по А. А. Роде).



Фиг. 22. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты сильноподзолистой почвы (обр. 3Р) на ленточной глине (по А. А. Роде).

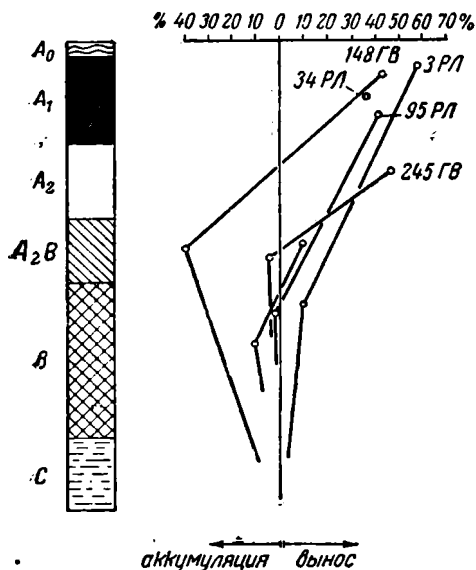


Фиг. 23. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты Fe_2O_3 , Al_2O_3 и SiO_2 для некоторых подзолистых почв (по А. А. Роде). A_1 , A_2 , A_2B и B — общепринятые обозначения горизонтов подзолистых почв.

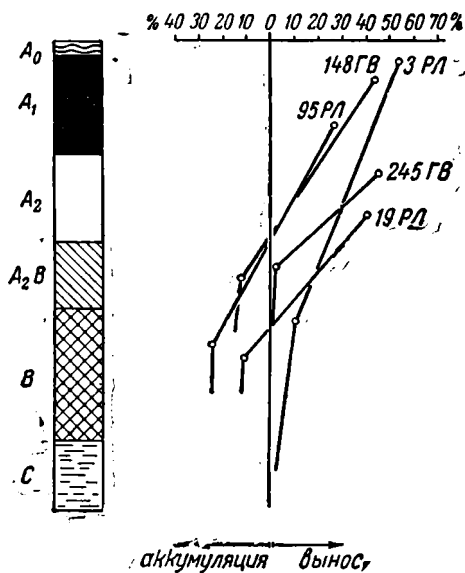
3) считаем, что входящий в состав материнской породы кварц не подвергался каким-либо воздействиям и что его абсолютное содержание в данном горизонте в процессе почвообразования не менялось.

Сделав эти допущения и зная содержание кварца и какого-либо окисла в каждом горизонте, мы можем рассчитать, какое количество дан-

ного окисла содержалось в этом горизонте до начала почвообразования и какое его количество оказалось из этого горизонта вынесенным к настоящему времени. Разделив последнюю величину на предпоследнюю, мы получим относительную величину потери данного окисла или его элювиально-аккумулятивный коэффициент. При этом необходимо указать, что этот коэффициент может быть как отрицательным (вынос окисла), так и положительным (накопление окисла). Поэтому и коэффициент име-



Фиг. 24. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты для Al_2O_3 некоторых подзолистых почв (по А. А. Роде). A_0, A_1, A_2, A_2B, B и C — общепринятые обозначения горизонтов подзолистых почв.



Фиг. 25. Элювиально-аккумулятивные коэффициенты для SiO_2 (силикатной) некоторых подзолистых почв (по А. А. Роде).

нуется нами «элювиально-аккумулятивным», так как представляет собою суммарный эффект двух противоположных процессов: выноса и аккумуляции» (Роде, 1940).

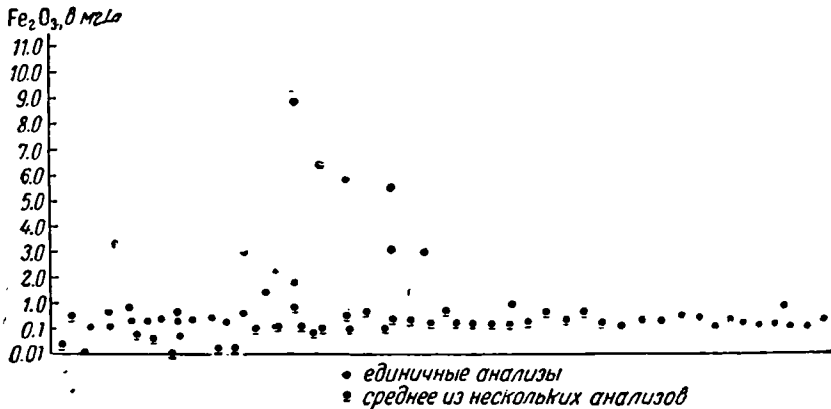
На диаграммах (фиг. 21—25) даны коэффициенты, вычисленные А. А. Роде для нескольких профилей подзолистых почв. Изучая их, нетрудно установить, что элювиально-аккумулятивный коэффициент железа в большинстве случаев оказывается отрицательным не только для горизонтов A_1 и A_2 (где вынос его очевиден), но и для горизонта B , т. е. иллювиального. Иными словами, вынос железа в подзолистых почвах охватывает, как правило, весь почвенный профиль до материнской породы и лишь реже ограничивается горизонтом A . Вместе с тем бросаются в глаза крупные значения выноса железа из верхних горизонтов почвы, достигающие обычно 60—70 и даже 81% и не спускающиеся ниже 50%. Иными словами, главная часть железа материнских пород в процессах подзолообразования, по крайней мере в верхних частях почв, удаляется, и это ясно свидетельствует о громадных массах железа, переходящего в подвижную форму и мигрирующего в водах таежно-подзолистой зоны. А. А. Роде подсчитал для одной почвы Ленинградской области, что общее количество железа, вынесенное из различных ее горизонтов, для всего периода развития почвы составляет:

Для A_1	на глубине	0—9 см	90 т на га
» A_2	»	9—26	» 172 » » »
» B_2	»	26—35	» 58 » » »
» B_2	»	35—50	» 16 » » »
» B_4	»	60—63	» 8 » » »

344 т на га

или 344 т на гектар. Принимая продолжительность процесса за 10 000 лет, получаем, что в среднем ежегодно выносилось из $A_1 + A_2$ 0.026 т/га, или 26 кг на га.

Но мобилизация и вынос железа в условиях таежно-подзолистой зоны отнюдь не ограничиваются только почвенными горизонтами. Просачиваясь далее в глубь материнских пород, атмосферные воды скапливаются над водоупорным ложем, образуя горизонты грунтовых и подземных вод, внутри которых, сообразно с уклоном ложа, осуществляются разнообразные движения воды. Одновременно с этим между водами и порода-

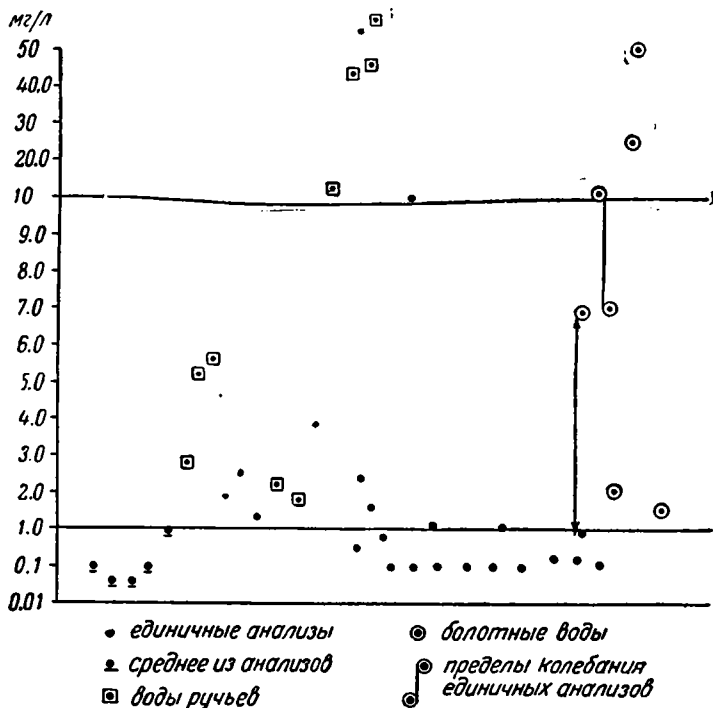


Фиг. 26. Содержание Fe_2O_3 в водах рек таежно-подзолистой зоны (по Ф. Кларку).

ми, вмещающими их, происходят сложные реакции, в результате которых часть веществ из пород переходит в воду (Ca^{++} , Mg^{++} , SO_4^{--} , Cl и др.). В числе этих веществ оказывается и железо, которое почти всегда (в виде следов или долей миллиграмма на литр) присутствует в грунтовых и подземных водах. Иногда же содержание железа настолько возрастает (до 50—80 мг/л), что грунтовые воды становятся минеральными железистыми водами. Большое число таких железистых грунтовых вод (марциальные воды Карелии, Полюстрова и др.) разбросано в разных частях таежно-подзолистой зоны и типично для нее. При глубоком их залегании — ниже поверхности дренажа — воды эти не получают выхода на поверхность и, так сказать, консервируются в земной коре. При более же высоком их стоянии (что как раз типично для таежно-подзолистой зоны) они в значительной мере вскрываются эрозийной сетью и вкось показываются на дневных уровнях, питая поверхностные водотоки и озерно-болотные бассейны. Вместе с ними выходит на поверхность и начинается новый круговорот железа.

Таким образом, в условиях таежно-подзолистой зоны происходит непрерывная мобилизация железа и поступление его в поверхностные воды не только из почвенных горизонтов собственно, но и из более глубоких уровней литосферы, во всяком случае до глубин развития эрозийной сети. Неудивительно поэтому, что в химическом составе поверхностных —

болотных, озерных, ручьевых, речных — вод подзолистой зоны мы действительно наблюдаем повсеместное наличие железа, притом нередко в очень крупных количествах (фиг. 26, 27). Так, в болотных водах Эдервина (Голландия) Ван-Беммелен нашел около 62 мг/л Fe_2O_3 . В болотах Германии количество Fe_2O_3 для сфагнумовых болот колебалось, по Раманну (Тюрин, 1933), от 1 до 6.9 мг на литр, для гипснумовых — от 6.9 до 11 мг, для болот же с высшей растительностью составило 1.6—2.0 мг/л. В ручьях, питающих различные озера в США (области Великих озер), Мур и



Фиг. 27. Содержание Fe_2O_3 в водах ручьев, озер и болот таежно-подзолистой зоны (по Ф. Кларку).

Мэйнард (1929) определили от 2.2 до 14.4 мг Fe_2O_3 на литр, а в некоторых случаях даже 46, 47 и 61 мг на литр. Аналогичные цифры даются Е. Преображенской для ряда мелких источников окрестностей Полюстрова (1937). В озерах содержание Fe_2O_3 , как правило, небольшое — десятые доли мг на литр, но среди них встречаются и такие, в водах которых находится по 1.8—2.5—3.8—10.4 и даже 56.0 мг на литр воды (оз. Черепашье; озеро из округа Ниблок, в штате Онтарио; в серии озер — Малое Медвежье (Little bear), Гематитовое озеро (Hematite-Lake) — все в С. Америке)¹. Что касается рек, особенно сколько-нибудь крупных, то содержание Fe_2O_3 в них колеблется обычно около 0.1—0.2—0.3 мг на литр, редко поднимаясь выше. Воды речные в этом отношении напоминают воды озерные, с тем, однако, характерным отличием, что среди них не встречается столь обогащенных железом разностей, как среди вод озерных.

¹ По германской статистике, олиготрофные озерные бассейны содержат 0—0.25 мг Fe_2O_3 на литр воды, мезотрофные — от 0.25 до 1.0, эвтрофные — от 1 до 12 и даже 50 мг/л (Зернов, 1942).

Какова же судьба железа, поступающего в поверхностные воды таежно-подзолистой зоны и мигрирующего в них? Железо рек частью выносится в море, частью оседает из воды по ходу течения и входит в состав аллювия. Железо ручьев (и грунтовых вод), питающих болота и озера, скопляется в последних и при подходящих геоморфологических, геологических и прочих условиях, которые подробнее будут изложены ниже, дает начало настоящим железным рудам.

Таким образом, возникновение в таежно-подзолистой зоне многочисленных озерно-болотных железорудных накоплений не случайно. Это — логический и неотвратимый результат всей совокупности геохимических и гидрологических условий этой зоны.

Посмотрим теперь, как обстоит дело в областях, соседних с зоной таежно-подзолистой.

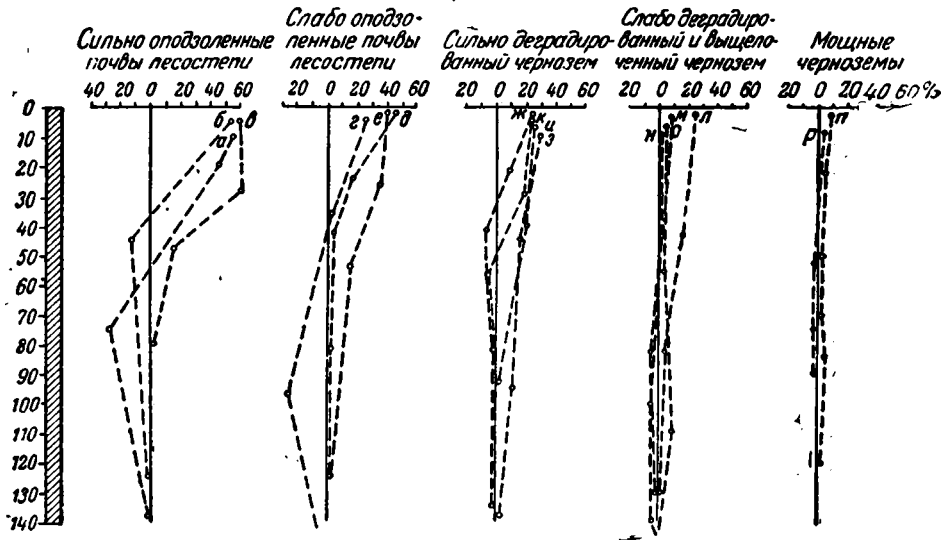
К северу от нее располагается, как известно, вначале лесотундра, а затем настоящая тундра. Общая физико-химическая обстановка на поверхности литосферы здесь резко меняется. Благодаря появлению вечной мерзлоты, область активных геохимических миграций элементов резко суживается и ограничивается всего немногими десятками сантиметров или даже просто сантиметрами. Низкая же средняя температура года, вообще, и краткость промежутка, когда она бывает выше 0°, в частности, приводят к тому, что и в этой маломощной корочке геохимические процессы и миграции элементов резко ослабевают и постепенно сходят на-нет. В этом же направлении действует и малое количество годовых осадков (<200 мм), выпадающих в тундре. В таких условиях почвенные профили становятся карликовыми; химическое выветривание постепенно заменяется физическим, а кора химического выветривания — каменными россыпями, пучностями грунтов и торфяно-моховыми кочками. Едва ли нужно доказывать, как неблагоприятна вся эта обстановка для миграций железа. Естественно, что и образование сколько-нибудь заметных его концентраций здесь прекращается. Отсутствие осадочных железорудных накоплений на крайнем севере есть, таким образом, прямой результат резкого сокращения в этой зоне геохимических миграций железа.

Вредное влияние вечной мерзлоты проявляется, впрочем, не только в зоне тундры, но и в пределах собственно таежно-подзолистой зоны там, где эта мерзлота по тем или иным причинам развивается, как, например, на большей части Вост. Сибири. Редкость в этой части подзолистой зоны озерно-болотных руд, всего вероятнее, надо поставить в связь как раз с развитием вечно-мерзлого грунта уже на небольшой глубине и, значит, с резким сужением возможностей поверхностных миграций железа.

К югу от подзолистой зоны, на большей части Евразии и в С. Америке, располагаются степи, а затем полупустыни и пустыни. Обстановка здесь также резко отлична от той, которая существует в таежно-подзолистой области, и по отношению к миграциям железа — в резко худшую сторону. При перемещении к югу средняя годовая температура возрастает, но общее количество влаги резко падает, и испарение сначала сравнивается с выпадением осадков, а затем быстро начинает превосходить его. Это именно обстоятельство и влечет за собой ряд неблагоприятных следствий, отчетливо проявляющихся уже в соседней с подзолистой — черноземной зоне.

Уменьшение осадков при повышенной испаряемости ведет к резкому сокращению массы воды, промывающей кору выветривания. Выщелачивание ее ослабевает, а почвенные растворы, естественно, обогащаются щелочами и щелочными землями, что легко видеть на фиг. 18; рН степных почв вначале приближается к семи, а затем переходит эту цифру; реакция среды становится щелочной. Хотя количество органических

веществ, поступающих в почву, остается еще достаточно большим, но свойства этих веществ становятся существенно иными по сравнению с аналогичными соединениями подзолистых почв. Обилие в почвенных растворах электролитов, в частности Ca CO_3 , приводит к тому, что органические вещества адсорбтивно насыщаются ими (в частности Ca , а в более южных частях и Na) и коагулируют, образуя порошкообразные черные массы черноземов. Переход их в раствор не осуществляется, или он происходит в минимальной степени, и, стало быть, защитная функция орга-



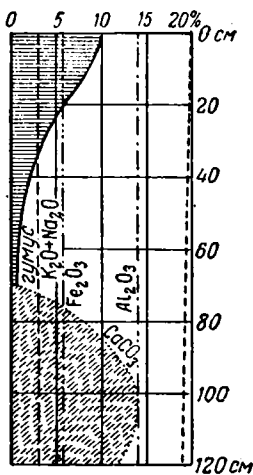
Фиг. 28. Подвижность железа в почвах лесостепных и степных. 10, 20, 30 и т. д. — элювиально-аккумулятивные коэффициенты.

а — светлосерая сильно оподзоленная почва на лёссовидном суглинке Казанской опытной станции (по Тюрину, 1925); б — темносерая сильно оподзоленная почва Бирского кантона Башкирской АССР (по Пояркову, 1936); в — серая лесная почва на аллювии карбонатных пород (Среднеуральская лесостепь) (по Роде); г — серая лесная суглинистая почва на лёссовидном суглинке УССР (в Подольской губ.) (по Красюку, 1922); д — слабоподзолистая почва Тамбовской области (по Тумину, 1916); е — серая, слабо оподзоленная глинистая почва на элювии мергелистых глин татарского яруса Татарской АССР (по Красюку); з — «Северный» чернозем Тамбовской обл. (по Тумину, 1916); и — сильно деградированный чернозем на лёссовидном суглинке УССР (в Подольской губ.) (по Красюку); к — деградированный чернозем среднеуральской лесостепи (по Роде, 1934); л — выщелоченный чернозем Тамбовской обл., южная часть подзоны (по Тумину); м — выщелоченный чернозем Тамбовской обл., северная часть подзоны (по Тумину, 1916); н — выщелоченный суглинистый чернозем Спасской опытной станции Татарской АССР (по Тюрину); о — слабодеградированный чернозем на оглеенном лёссе УССР (в Волыск. губ.) (по Красюку); п — мощный чернозем Тамбовской обл., южная часть подзоны (по Тумину, 1916); р — мощный чернозем Куйбышевской обл. (б. Пензенская губ. (по Геммерлингу, 1930).

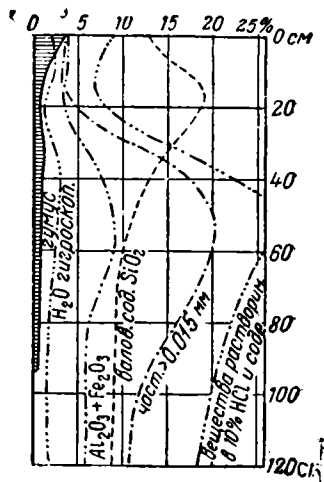
нического вещества по отношению к другим коллоидам постепенно отпадает. Одновременно с этим, благодаря порошковатости почвенной структуры, вся толща почв делается легко доступной вентиляции, и восстановительная среда в ней (с восстановлением окисных соединений в закисные) исчезает; железо лишается таким образом еще одной возможности перемещений.

Совершенно ясно, что очерченные только что условия весьма неблагоприятны для подвижности железа уже в степной зоне. Действительно, как видно из диаграмм (фиг. 28—31), по мере перехода из подзолистых почв в черноземные следы перемещения Fe_2O_3 по профилю и вымывания его из почв становятся все слабее и, наконец, практически исчезают совсем. Железо, выйдя из своих первичных (силикатных, карбонатных, сульфидных) форм в материнских породах, сейчас же коагулирует и вновь становится в подавляющей своей массе неподвижным. Практиче-

ская иммобильность характерна для него и далее к югу, в полупустынной и пустынной зоне. В этих областях процессы химического выветривания, как известно, вообще резко падают и замещаются процессами физического разрушения поверхности литосферы. Образование корок пустынного загара, в которых принимает участие и Fe_2O_3 , свидетельствует, ко-

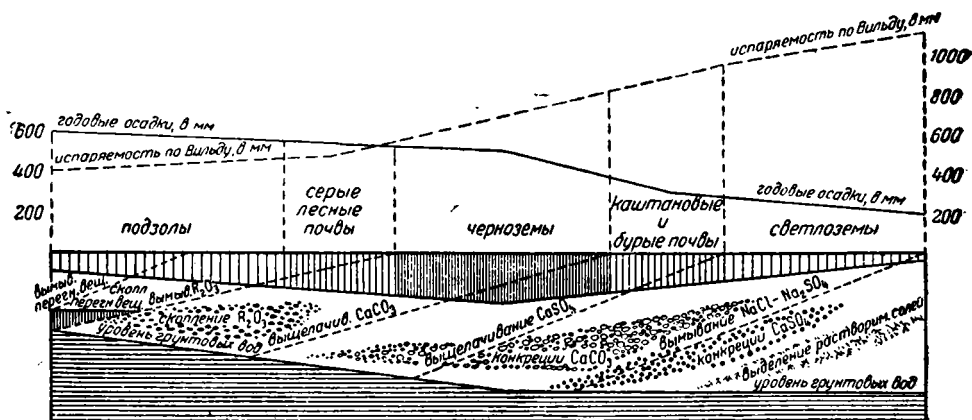


Фиг. 29. Миграции элементов в черноземном почвенном профиле.



Фиг. 30. Миграция элементов в подзолистых почвах.

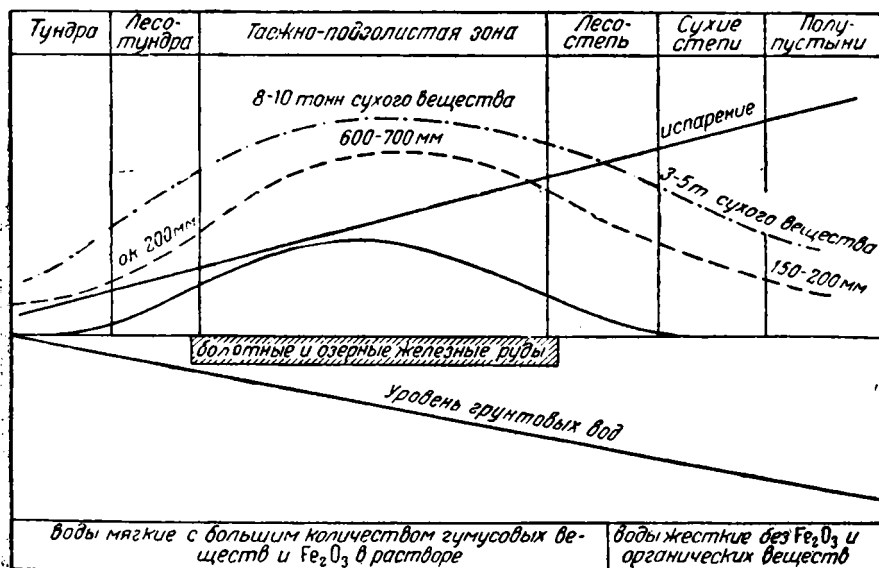
нечно, что даже в этих крайне неблагоприятных условиях миграция железа не доходит до абсолютного нуля. Но ничтожность и крайняя ограниченность со сравнительно-геохимической точки зрения всех этих полупустынных и пустынных передвижений железа и родственных ему элементов несомненна.



Фиг. 31. Изменения почвенного покрова при перемещении из таежно-подзолистой зоны в степную.

Параллельно с ослаблением подвижности железа в коре выветривания сухих степей, полупустынь и пустынь в названных областях происходят весьма любопытные изменения в режиме грунтовых вод. С уменьшением годового количества метеорных осадков грунтовые воды уходят далеко вглубь от поверхности литосферы, а самые массы их сокращают-

ся. Непосредственное высачивание грунтовых вод в озерные и болотные котловины, столь эффективное на севере в смысле образования железных руд, в сухих степях, полупустынях и пустынях прекращается. Вскрытие же грунтовых вод ручьевыми и речными долинами, также достаточно редкое, не дает должных результатов, ибо речное русло, с его необычайно колеблющимся режимом размыва и накопления, вообще мало пригодно для сколько-нибудь значительных концентраций железа. К тому же грун-



Фиг. 32. Подвижность железа и формирование железных руд в условиях северных климатов.

--- осадки; ——— подвижность органических веществ;
- . - . - ежегодный прирост органических веществ на 1 га площади (цифры продуктивности по И. В. Тюрину).

товые воды сухих областей — минерализованные, жесткие, с высоким рН, — изобилуют ионами Са, Mg, Na и представляют менее благоприятную среду для миграций железа.

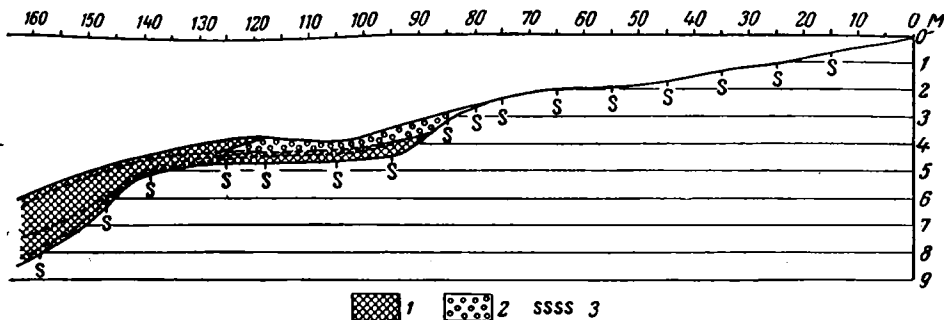
Все это в сочетании с описанными выше процессами, происходящими в почвенных горизонтах, делает понятным и неизбежным отсутствие в зоне степей, полупустынь и пустынь северного полушария каких-либо рудных накоплений железа.

Сказанное до сих пор позволяет очень просто сформулировать закономерность, которая регулирует пространственную локализацию железных руд в высоких и средних широтах северного полушария. Гипергенные железные руды возникают только в тех областях, которые характеризуются максимальной подвижностью железа в зоне гипергенеза. Как только пропадает эта подвижность, прекращается и рудное осадочное железонанакпление (фиг. 32).

В локализации железных руд таежно-подзолистой зоны есть и еще одна характерная и принципиально существенная черта, которая почему-то прошла мимо внимания исследователей.

Благодаря работам Лундквиста (1927) в настоящее время известны седиментационные профили современных шведских озер вообще и железорудных в частности (фиг. 33). Оказалось, что самые нижние горизонты

озерных илов всегда в той или иной мере обогащены углекислым кальцием, иногда до степени настоящего озерного мела. Выше содержание извести постепенно убывает и наверху делается минимальным. Одновременно с этим увеличивается содержание железа, и на самом верху профиля в железзурудных озерах помещаются железные руды, находящиеся сейчас, так сказать, *in statu nascendi*. Никаких более глубоких ископаемых (вернее, субфоссильных) горизонтов озерных руд пока неизвестно. К сожалению, озера вне Швеции изучены пока настолько несовершенно, что аналогичные седиментационные профили для них неизвестны, и это обстоятельство не дает возможности решить, является ли закономерность, подмеченная Лундквистом, особенностью шведских озер, или же она охватывает всю северную Европу, или даже всю таежно-подзолистую зону. Имеются, однако, косвенные указания на то, что последнее предположение справедливо. При вскрытии ископаемых торфяников, получившихся путем зарастания озер, под



Фиг. 33. Залегание железных руд в разрезе современных осадков северных озер (по Лундквисту).

1 — тоннодетритусовая гиття (ил); 2 — диатомовая охра с включениями окиси железа; 3 — песок.

торфом (или сапропелем), как правило, оказывается погребенным озерный мергель, очевидно аналогичный обогащенным CaCO_3 слоям профилей Лундквиста. Это наблюдается настолько часто, что озерный мергель под торфами сделался даже необходимым членом типовых схем торфяников, возникших из озер. В последнее время эта же закономерность блестяще подтверждена А. Н. Орловым, обследовавшим на вивианиты болота Белоруссии (1939). В даваемом им сводном разрезе торфяников внизу всегда идет зона карбонатов кальция (озерный мергель). Далее — сидерит и еще выше — вивианит¹.

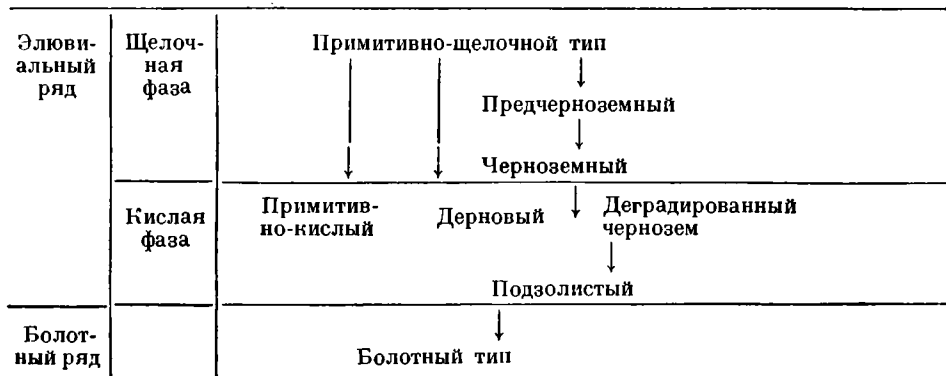
Учитывая эти факты, можно как будто принять, что смена карбонатных осадков отложениями, обогащенными железом, представляет нормальное явление для послеледниковых озерно-болотных накоплений северной умеренной таежно-болотной зоны вообще.

Раз так, мы естественно должны спросить себя, чем же обусловлена эта замечательная закономерность? Для Лундквиста причина ее осталась совершенно неясной, другие же лимнологи (не говоря уже о литологах, которым она, повидимому, осталась совсем неизвестной) ею не занимались, и таким образом интереснейший седиментационный феномен до сих пор остается по существу нерасшифрованным. Между тем объяснение его очень просто и, так сказать, напрашивается само собою, если учесть некоторые моменты в эволюции почвенного покрова и грунтовых вод.

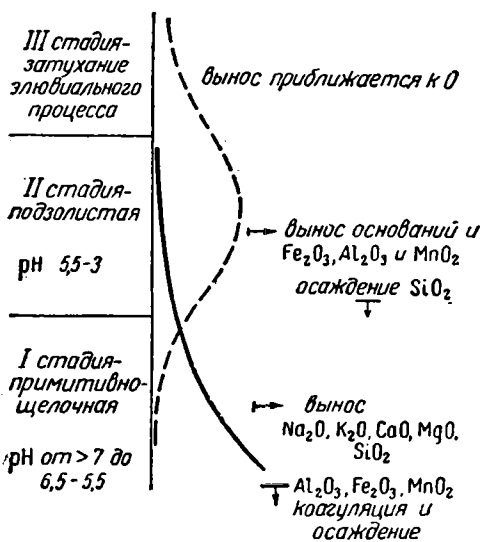
По современным представлениям почвоведов, почвообразовательный процесс вообще (и в таежно-подзолистой зоне в частности) не есть нечто

¹ Много раньше, в 1900 г., об этом же, по данным Гартнера, писал еще Ван-Бем-мелен.

от века для каждого определенного участка данное, неизменное и постоянное, но, наоборот, нечто меняющееся во времени и даже при наличии одной и той же физико-географической (и климатической) обстановки проходящее через некоторые достаточно отличающиеся одна от другой стадии. В частности, для непосредственно интересующей нас области Б. Б. Полыновым в 1932 г. дана следующая эволюционная схема:



Из этой схемы видно, что почвообразование в таежно-подзолистой зоне, как правило, начинается с щелочной фазы, когда из субстрата (т. е. его верхних частей), вымываются все легко растворимые соли — сульфаты, хлориды, карбонаты, и когда одновременно с этим идет гидролиз силикатов и алюмосиликатов и вымывание извлеченных из них оснований (фиг. 34). В эту щелочную стадию элювиального (почвенного) процесса железо (трехвалентное), поступающее в почвенный раствор из материнских пород, очевидно не может еще мигрировать. Оно тотчас коагулирует и оседает в почвенном элювии.



Фиг. 34. Схема эволюции элювиального процесса во влажных климатах.

Выносятся лишь основания, главным образом в виде карбонатов. И они-то именно, в частности легко оседающий $CaCO_3$, и накапливаются в озерных котловинах, способствуя возникновению карбонатных илов (озерного мергеля и озерного мела!), образующих в схеме Лундквиста самые нижние, базальные слои послеледниковых озерных осадков вообще. Но как только

основания и карбонаты удалены в той мере, что почвенный поглощающий комплекс становится резко обедненным Ca и Mg и реакция почвенного раствора становится кислой, сейчас же начинается пептизация полуторных окислов, и они приобретают постепенно способность к миграции. Чем дальше эволюционирует элювий в сторону ярко выраженного подзолистого типа, тем значительней мобилизация и миграция Fe_2O_3 , тем

больше возможностей для образования железных руд, которые, в конце концов, в современный момент и возникают. Таким образом, седиментационный профиль Лундквиста есть как бы зафиксированная озерно-болотными осадками и эволюция элювиального почвообразовательного процесса таежно-подзолистой зоны.

Эволюционирует, однако, не только почвенный покров, изменяются во времени и грунтовые воды. Во-первых, не сразу возникает достаточная масса их и устанавливается тот режим, который характерен для них в настоящий момент, когда имеет место отложение железных руд. Для установления этого режима с момента выхода территории из-под ледникового покрова требовался, конечно, какой-то промежуток времени. Во-вторых, при промывании грунтовыми и подземными водами постоянно дренируемых частей вмещающих пород вначале также должны выноситься преимущественно более растворимые хлориды Na и K, сульфаты и бикарбонаты Ca, Mg, а затем уже железо. Иными словами, протекающая параллельно эволюции элювия эволюция грунтовых вод должна была действовать в том же направлении, что и эволюция почв. Поэтому правильнее было бы сказать, что закономерность Лундквиста — это отражение не только почвообразовательных процессов, но и всей совокупности геохимических изменений и в почвах и в грунтовых водах, — изменений, основные черты которых развивались в одном и том же направлении.

Но если это так, то закономерность Лундквиста приобретает крупное принципиальное значение для понимания генезиса ископаемых руд вообще. Она показывает, что для их возникновения мало подходящих климатических условий. Нужна еще известная «зрелость» формирующейся коры выветривания, а также режима и состава грунтовых вод. Практически «зрелость» эта, как показывает история современных подзолистых почв на рыхлых породах, достигается иногда довольно быстро, в пределах нескольких тысячелетий, т. е. геологически почти мгновенно. Но при другом субстрате — плотных метаморфических сланцах, изверженных породах — она может возникнуть лишь очень медленно. Отсюда месторождения любой железорудной эпохи будут не вполне однородны: одни возникнут несколько раньше, другие позже, хотя все они связаны с развитием одного и того же элювиального процесса, — особенность, о которой мы уже говорили в предыдущей главе. Неодинаковые общие геологические условия (движения литосферы, размыв) могут вызвать, конечно, еще большую хронологическую дифференциацию железорудных месторождений одной и той же железорудной эпохи.

Обсуждая поведение железа в разных климатических условиях северного полушария, очень интересно сопоставить с ним поведение других элементов, обычно представленных в железных рудах, и прежде всего Al и Mn.

Давно установлено, что окислы Al и Mn энергично вымываются из почвенного подзолистого профиля и уносятся грунтовыми и поверхностными водами, почему и обнаруживаются в их составе. Судя по тому, что было сказано о железе, мы должны ожидать встретить в таежно-подзолистой зоне также и месторождения марганцевых и алюминиевых (бокситовых) руд. Для марганца это предположение полностью подтверждается. Всем известно, что озерные и болотные руды таежно-подзолистой зоны часто содержат резко повышенные (против кларка) количества Mn; Фогт еще в 1901 г. показал, что соотношения Fe и Mn в луговых и озерных рудах могут принимать любые значения, вплоть до того, что железные руды ($n \cdot 10^{-1}$ Mn) переходят в железо-марганцевые (с 10—15% Mn) и даже чисто марганцевые с небольшой примесью железа. Последние наблюдаются ино-

гда в том же озере, что и руды железные, причем занимают более глубокие участки с мягким илистым грунтом.

Значительно сложнее обстоит дело с рудами гидроокиси алюминия. Самостоятельные накопления их в виде бокситов в таежно-подзолистой зоне пока неизвестны. Это еще не доказывает, конечно, их реального отсутствия, но делает несомненным, что они достаточно немногочисленны, и если и существуют в природе, то в качестве крайне редкого необычного образования. Валовые анализы железных руд всегда дают наличие Al_2O_3 , хотя обычно и в небольших размерах. К сожалению, химическая форма, в которой находится Al_2O_3 в этих рудах, пока еще совсем не расшифрована. Едва ли можно сомневаться в том, что по крайней мере часть Al_2O_3 присутствует здесь в составе обломочных алюмосиликатных минералов. При общих незначительных количествах окиси алюминия в рудах это означает, что гидратная Al_2O_3 накапливается в них в очень ограниченном количестве (немногие проценты), а в некоторых случаях, возможно, отсутствует совсем. В озерных илах оз. Онежского И. И. Гинзбург и И. Гильзен (1930) также констатировали вероятное наличие свободной Al_2O_3 , но в незначительных массах, и еще неизвестно, принесена ли она в такой форме или осела в результате расщепления диатомеями алюмокремневого терригенного материала. Характерно, что и в орштейновых конкрециях подзолистых почв Al_2O_3 находится лишь в ничтожном количестве: В. В. Геммерлинг, например, нашел в орштейне всего лишь 1.75% гидратной Al_2O_3 , что соответствует примерно 0.175% ее на анализированную почву (Глинка, 1939). Не найдена гидратная окись алюминия и при рентгеноскопическом изучении коллоидов почв Н. П. Антиповым-Каратаевым с сотрудниками (1936), хотя комплексные алюмокремневые соединения были обнаружены.

Таким образом, мы должны, повидимому, признать, что в условиях таежно-подзолистой зоны гидратная Al_2O_3 почти не концентрируется в гипергенных образованиях и, значит, почти не мигрирует как таковая. Естественно встает вопрос: чем объясняется эта своеобразная аномалия в поведении одного из близких аналогов железа?

В качестве причины можно было бы указать на общепризнанную слабость аллитного выветривания в условиях умеренного климата. До недавнего времени это объяснение казалось исчерпывающим. В настоящий момент, однако, с развитием структурно-рентгенографических исследований открывается возможность несколько иного истолкования, предложенного недавно И. Д. Седлецким (1938). Аллитовое выветривание в умеренном климате может быть в действительности не так уж слабо, как принято считать. Но результаты его ступеньваются своеобразным встречным процессом, протекающим при кристаллизации коллоидных гелей. «Полуторные окислы, — пишет И. Д. Седлецкий, — повидимому покрывают тонкой пленкой поверхность (внешнюю и внутреннюю) кристаллических частиц, составленных коллоидными минералами группы монтмориллонита, каолинита или другими глинистыми минералами (педолитами). Гипотетически можно предполагать, что расположение свободных гидратов окиси алюминия на кристаллической поверхности мицеллы (составленной кристаллическими минералами) приобретает упорядоченный характер: атомы алюминия, кислорода и гидроокислы как бы достраивают остов решетки основного коллоидного минерала (монтмориллонита, каолинита и т. д.). Однако достроенная часть пространственной решетки будет страдать неполнотой, благодаря участию лишь атомов алюминия при отсутствии кремнезема. Наличие поверхностных сил и частые изменения почвенных условий могут привести к значительной деформации этого «поверхностного слоя». Благодаря этому поверхностный слой будет иметь упорядоченное

строение лишь в непосредственной близости к структуре основного минерала коллоидной частицы, тогда как более отдаленные части его будут образовывать периферические цепи, теряющие правильную геометрическую упорядоченность атомов. Наличие этого аморфного слоя объясняет наличие вуалирующего эффекта¹. Можно также предположить, что упорядоченный слой, лежащий непосредственно на кристаллической поверхности коллоидной частицы, может представлять собою тонкую пленку бемита, байерита или гидраргиллита, но тесно связанных с кристаллической решеткой основного коллоидного минерала коллоидной частички. На кристаллическое состояние гидроокиси алюминия и ее тесную связь с минералами остова коллоидов указывает трудность отделения полуторных окислов от коллоидных минералов. Отсутствие интерференции рентгеновских лучей от этого слоя минералов может происходить от незначительной толщины слоя или же от того, что соединения глинозема достраивают решетку каолиновой частички, располагая свои атомы на поверхности каолинита так, что слой в целом приобретает вид каолиновой структуры» (Седлецкий, 1938₄).

Таким образом, параллельно с процессами освобождения Al_2O_3 в процессах выветривания идет улавливание ее поверхностью глинистых минералов и новая фиксация около алюмосиликатов. При относительной слабости аллитного выветривания и обилии в элювии глинистых минералов, гидратная Al_2O_3 практически оседает вся, почему и не мигрирует в такой форме и не дает соответствующих (бокситовых) концентраций.

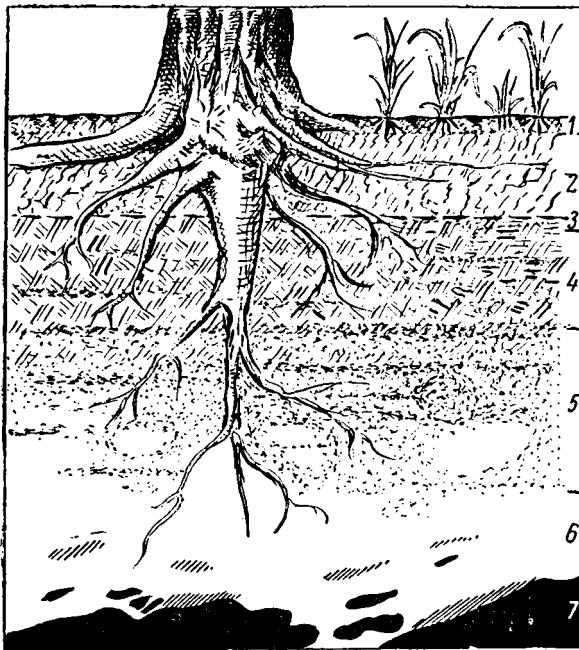
Если эти соображения И. Д. Седлецкого впоследствии подтвердятся, то будет установлена весьма интересная и тонкая деталь гипергенной истории Al_2O_3 , освещающая совсем по-новому поведение ее в умеренной климатической зоне.

2. Геохимическая обстановка возникновения плиоценово-четвертичных и современных железных руд в тропической и субтропической областях

Возможности гипергенных миграций и концентраций железа и его аналогов под тропиками (и субтропиками) определяются, как и на севере, прежде всего процессами, происходящими в коре выветривания. Поэтому характер и генезис тропического элювия должны стать в первую очередь объектом нашего анализа.

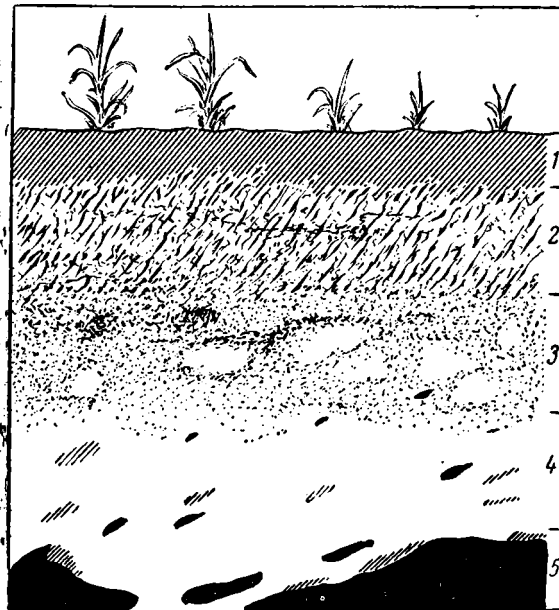
Две особенности бросаются в глаза при первом же ознакомлении с тропическим элювием. Во-первых, его большая мощность по сравнению с элювием северной умеренной зоны, измеряемая обычно (в случаях хорошей сохранности коры) десятками метров, а иногда и свыше 100—150 м; во-вторых, то, что подавляющая масса элювия, в отличие от умеренной зоны, уже вышла из-под непосредственного влияния почвообразовательных процессов и живет своею, независимую или мало зависимою от почвенных явлений жизнью. Оба указанных признака тропической коры выветривания теснейшим образом связаны друг с другом и коренятся, несомненно, в более древнем геологическом возрасте элювия под тропиками сравнительно с северно-умеренным. Под тропиками начало элювиального процесса может восходить местами еще к третичному времени, минимум к плиоцену. За этот большой промежуток времени элювиальный процесс, даже при неоднократно повторявшихся местами размывах,

¹ Под «вуалирующим эффектом» в рентгенографии понимают явление малой четкости спектральных линий на дебайеграмме, как бы задержанность их неким «флером» или вуалью.



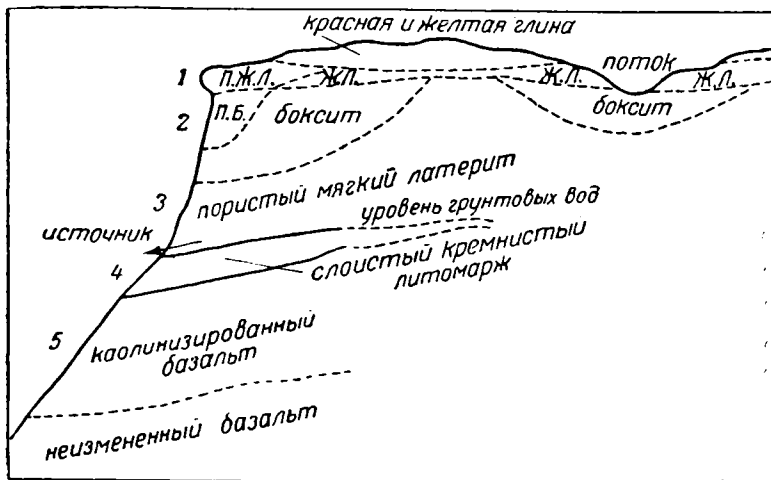
Фиг. 35. Строение тропической коры выветривания под лесом (по П. Фагелеру).

1 — горизонт с 10—15% гумуса, рН 4—6; 2 — подзолистый горизонт, рН 4—5; 3 — начало образования конкреций; 4 — красный суглинок, рН 4—6; 5 — пятнистый горизонт; 6 — горизонт разложения, рН 6—8; 7 — порода.

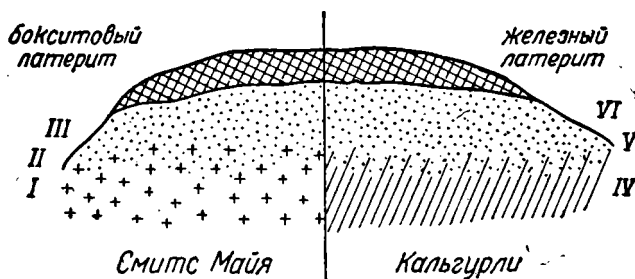


Фиг. 36. Строение тропической коры выветривания под саваннами (по П. Фагелеру).

1 — железистый панцирь, лишенный растительности; 2 — красноезем, органических веществ 0.5—1.5%, рН 5—7; 3 — пятнистый горизонт, рН 6—7; 4 — горизонт разложения, рН 7—9; 5 — порода.

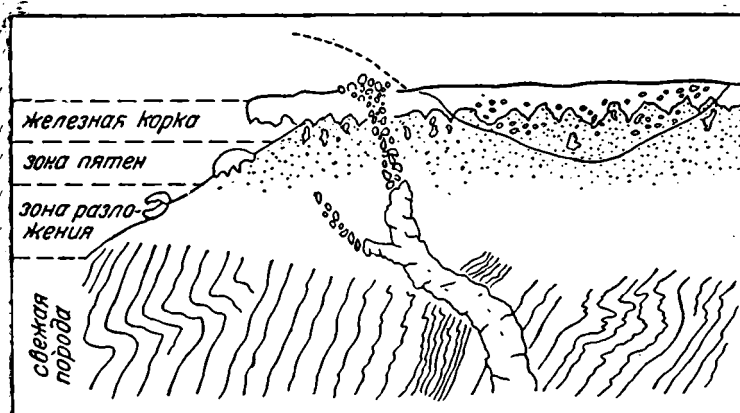


Фиг. 37. Идеальный разрез латеритов плато в Индии (по К. Фоксу). ПЖЛ — подзолистый железистый латерит; ЖЛ — железистый латерит, ПБ — подзолистый боксит. 1 — от 0.5 до 2.5 м; 2 — от 2.5 до 8.0 м; 3 — от 4.0 до 10.0 м; 4 — от 2.0 до 6.5 м; 5 — от 12.0 до 20.0 м.



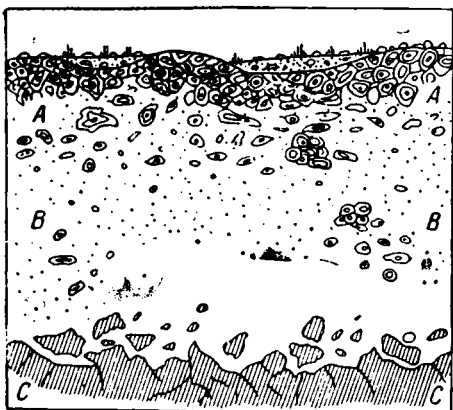
Фиг. 38. Типичные разрез латеритов Зап. Австралии (по Е. Симпсону).

I — невыветрелый гранит, II — выветрелый гранит, III — белая глина с железистыми пятнами в верхней части; IV — зеленокаменные сланцы невыветрелые; V — зеленокаменные сланцы выветрелые; VI — белая глина с железистыми пятнами в верхней части.



Фиг. 39. Идеальный профиль западно-австралийских латеритов (по Вальтеру).

естественно, ушел на достаточно большую глубину, тем более, что общая климатическая обстановка в тропической зоне, с ее высокой средней годовой температурой и избытком осадков, очень благоприятствует резкой интенсификации процессов гипергенного разложения пород.



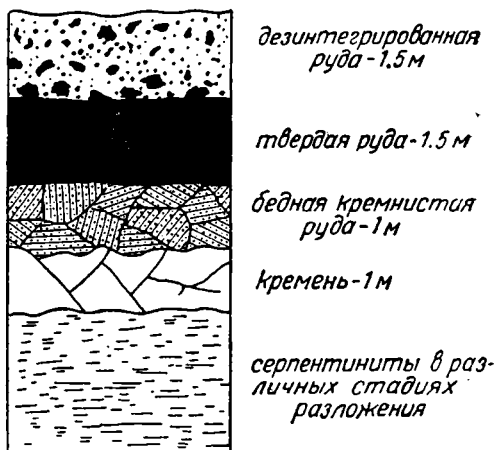
Фиг. 40. Идеализированный разрез через руды о. Кубы (по С. Уолду). А — Сцементированный поверхностный слой (железная корка от 0.3—0.6 м до 3.3 м мощностью), часто отсутствует; В — глинистые руды, желтые и бурые, от 2.5 до 15—20 м мощностью. Содержат рассеянные бобовины и конкреции бурого железняка, местами объединяющиеся в форме линз и прослоев; С — серпентиниты.

Тропическую кору выветривания называют обычно красноземами, красными суглинками, иногда латеритами. Благодаря большой мощности элювиального плаща и редкости достаточно крупных обнажений, наблюдению доступны обычно лишь отдельные элементы элювия, преимущественно в верхней и средней части его ¹.

Очень часто при этом разрезы выглядят весьма монотонно, однотипно; поэтому прежде эти элювиальные образования и характеризовались почвоведцами как лишенные сколько-нибудь заметно дифференцированного профиля. Более подробные и точные наблюдения последнего времени показали, однако, что это не так и что красноземом как в области тропических лесов, так и в зоне саванн свойственна ясная дифференциация.

Самым нижним горизонтом профиля является «зона разложения» (Zersetzungszone Н. Harrasowitz, Zone de départ А. Lacroix, Altération zone Harrison и т. д.), в которой исходная порода, изменяясь химически, сохраняет в большей или меньшей мере первичную петрографическую структуру (фиг. 35—41). Разложение идет часто неравномерно: одни участки забегают вперед, другие отстают, отчего нижняя поверхность коры выветривания выглядит неровной, как бы изъеденной.

Преобладающие тона блеклые, сероватые, темноватые, иногда розоватые (обесцвеченные). Над зоной разложения располагается пятнистая зона (Fleckenzone Н. Harrasowitz, Zone à concrétion А. Lacroix), она же зона аккумулятивная. Разложение достигает здесь такой степени, что первичная структура породы исчезает и все превращается в красную глинистую массу, в которой остаточные полуторные окислы и алюмо-



Фиг. 41. Схема строения месторождения Сан-Фелипе (центральная часть о. Куба) (по В. Кумингсу и В. Миллеру).

¹ Все известные немногочисленные сколько-нибудь полные разрезы сделаны на железнодорожных выемках.

силикатные соединения распределены чрезвычайно неравномерно, пятнисто, откуда и происходит название зоны.

Обе описанные части красноземного профиля развиты более или менее одинаково во всей тропической области, т. е. и в зоне постоянно влажных лесов и в области саванн. В самых верхних частях красноземного профиля — в его почвенной и непосредственно подпочвенной частях — замечаются значительные различия. Из целого ряда территорий постоянно влажных лесов (Ю. Америка, Африка, Индокитай, Малайский архипелаг, Австралия) указывается, что непосредственно под лесной подстилкой располагается буроватый горизонт, относительно обогащенный органическими веществами с желвачками (бобовинами) Fe_2O_3 . Ниже следует явно обесцвеченный подзолистый слой, а еще ниже — буровато-красный иллювиальный горизонт, более или менее обогащенный окислами железа (и алюминия). В некоторых случаях он едва намечен, в других обозначен настолько ясно и достигает такой мощности, что превращается в настоящую железную плиту. Ниже иллювиального горизонта на значительную глубину идет неравномерно окрашенный, пятнистый красный суглинок или краснозем (зона пятен). Нетрудно видеть отсюда, что под пологом вечно-влажного леса верхние горизонты красной коры выветривания приобретают ясные черты подзолистого профиля, захватывающего, однако, относительно незначительную по мощности часть пятнистой зоны. По периферии лесов, на переходе к областям саванн, как это вытекает из недавних сводок П. Фагелера (1936), Г. Харрасовица (1930), степень выраженности подзолистого профиля уменьшается, он становится менее уловимым и в этом отношении чрезвычайно похожим на разрез буроземов по периферии северной подзолисто-таежной зоны, в полосе лиственных лесов Зап. Европы и С. Америки, где подзолистый профиль также делается неясным и расплывчатым. Далее в глубь саванн, с возрастанием длины и выраженности засушливых периодов года, в верхних горизонтах коры выветривания начинает проступать иная структура. Вместо исчезающего глубокого иллювиального слоя появляется аналогичный ему горизонт обогащения полуторными окислами в с а м ы х в е р х н и х ч а с т я х р а з р е з а, над слоем выщелачивания. Вначале он обозначается лишь редкими желвачками, бобами, конкрециями; эти конкреции затем увеличиваются в числе, сливаются вместе и образуют сплошную кору плотного или (чаще) ячеистого, дырчатого железняка, так называемого панцыря (hard pan). К сожалению, условия нахождения панцыря, его связь с геоморфологией еще недостаточно выяснены.

Параллельно с общим изменением внешнего вида различных горизонтов иллювиального профиля идет изменение в его составе. Щелочи и щелочные земли вверх резко убывают и опускаются обычно до следов и незначительных остатков; силикатная SiO_2 также резко уменьшается; наоборот, полуторные окислы, связанная H_2O и TiO_2 , резко возрастают. Минералогически в зоне разложения обычно обнаруживается смесь свежих и полуразложенных первичных минералов со вторично образованными водными алюмосиликатами (галлуазит? монтмориллонит? каолинит?) и свободными полуторными окислами (аморфные гидрогели алюминия и железа и их окристаллизованные аналоги). В зоне пятен и в почвенных горизонтах первичные силикатные минералы нацело исчезают, и элювий слагается лишь водными соединениями Al_2O_3 и SiO_2 как в форме алюмосиликатов, так и в виде гидратированных окислов; в качестве подмеси к ним присоединяется остаточный кварц, некоторые количества вторичного кварца, а также такие редкие минералы, как титанит, титаномагнетит, циркон и др. pH в нижних частях профиля характеризуется довольно высокими значениями (7.7—7.5—7.2), т. е. среда имеет явно щелочной характер.

В пятнистой зоне цифры снижаются, и щелочная реакция сменяется на кислую, господствующую в верхних горизонтах коры. В почвенных горизонтах лесных почв $pH=3.5-5.5$. Одновременно в почвенных и непосредственно подпочвенных горизонтах лесных почв появляется органическое вещество.

«Во всех без исключения случаях, — пишет П. Фагелер, — даже цветные почвы оказываются богатыми и весьма богатыми органическим веществом вплоть до глубины в несколько метров. Содержание до 10% и более в поверхностных частях почв отнюдь не представляет редкости. В условиях умеренного климата это придало бы почве глубокую темную (гумусовую) окраску. Но большая часть тропических «гумусовых веществ» бесцветна или окрашена весьма слабо, хотя, будучи выставлена на воздух, часто значительно темнеет. Они должны, поэтому, состоять главным обра-



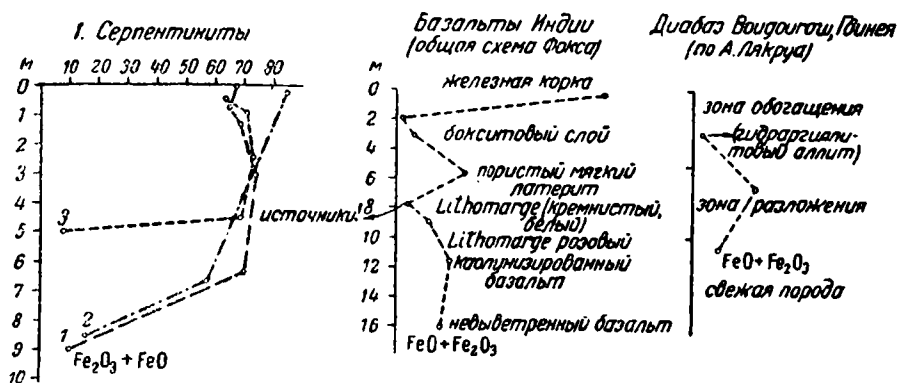
Фиг. 42. Распространение важнейших тропических почвенных типов (по Г. Гаррасовичу).
А — свежая порода, В — зона разложения, С — зона аккумуляции.

зом из неразложившихся растворимых в воде составных частей растений, которые быстро просачиваются с водой вниз, прежде чем разложение успеет их разрушить» (Фагелер, 1936). По направлению к саваннам pH в верхних частях элювия повышается, а содержание органических веществ — падает (фиг. 42).

Таково общее строение тропической коры выветривания. Конкретные профили элювия от него, конечно, отличаются, причем оказываются весьма изменчивыми. Наряду с многочисленными разрезами, где присутствуют все описанные горизонты, встречаются и другие, в которых, например, при наличии зоны разложения и зоны пятен отсутствуют (очевидно в силу последующего смыва) ясно выраженные почвенные слои. При более глубоком эрозионном срезе остается лишь зона разложения (или даже только нижние части ее — «корни коры выветривания» (Мадагаскар). Значительно варьирует характер самой зоны разложения. В одних профилях она выделяется отчетливо и «растягивается» на многие метры (5—15 м в Зап. Австралии, 4,5—15 м в Индии), давая ясно выраженные «ступени» разложения; в других — укладывается буквально в миллиметры или немногие (2—3—5) сантиметры, в пределах которых совершенно свежая порода сменяется совершенно разложившейся. Такие разрезы (в количестве 5) были превосходно описаны Гаррисоном (1932) для Британской Гвианы, К. Бауэром для Мадагаскара (1907) и Сейшельских островов (1898). Это имеет место не только для основных, но и для более устойчивых кислых пород. Варьируют и самый состав и распределение вторичных продуктов разложения. Наблюдались случаи (главным образом у основных пород Британской Гвианы), когда исходная порода сразу почти нацело переходит в смесь гидратов окисей Al и Fe , лишь со слабой примесью водных алюмосиликатов не определенного ближе типа. Но наряду с ними зафиксиро-

ваны и профили (главным образом на кислых породах, гранитах и гнейсах, там же и в других местах), где предварительной стадией разложения являются водные алюмосиликаты каолинитового типа, лишь выше сменяемые массой гидратированных полуторных окислов. Новым усложняющим моментом является весьма неравномерное распределение вторичной кремнекислоты, которая то отсутствует в сколько-нибудь значительной мере (что встречается обычно), то вызывает резкое прокремнение отдельных горизонтов (например, литомарж в Индии). Все это, вместе взятое, показывает, насколько сложно обстоит дело с конкретной корой выветривания на отдельных конкретных ограниченных участках тропиков и насколько пестро выглядела бы сколько-нибудь детальная карта такого участка.

Обращаясь к непосредственно интересующему нас железу, мы, естественно, получаем чрезвычайно сложную и прихотливую картину его распределения в коре выветривания. Обычно принимается, что в зоне разложения имеет место относительное понижение количества железа, вынос

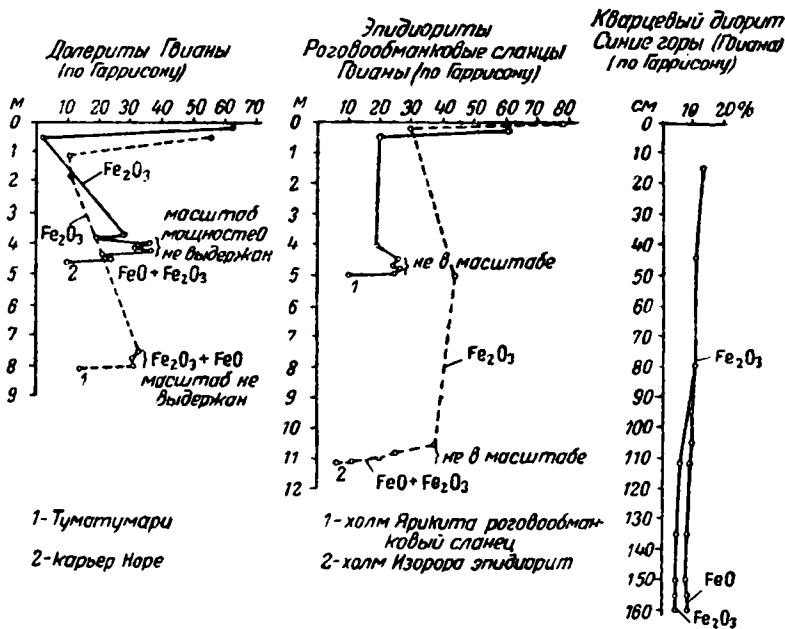


Фиг. 43. Распределение железа в пределах современной тропической коры выветривания

его из коры и только «в зоне пятен» начинается новое накопление этого элемента, быстро затем превосходящее «норму» содержания его в исходных породах. Именно такое поведение железа отражено в известных профилях у Г. Харрасовица, К. Фокса, И. Вальтера, П. Фагелера, воспроизведенных на фиг. 43—46, причем эти профили опираются на ряд точно химически изученных случаев. Но наряду с разрезами такого типа существуют и другие, в которых сразу же обозначается постепенное повышение Fe₂O₃ (Гаррисон, Харрасовиц, Лякруа). Здесь зона обесщелачивания отсутствует. В некоторых случаях содержание железа с самого начала приобретает максимальное (для данного профиля) значение и затем с небольшими и незакономерными колебаниями удерживается до верха элювиального пласта (фиг. 43₁). Известны и такие разрезы, где максимальное скопление железа наблюдается не внизу и не вверху профиля, а посередине его, иногда даже в двух горизонтах, более или менее удаленных друг от друга (фиг. 43 - 46). Характерно, что в общей массе описанных пока («точных») профилей эти примеры «аномального» распределения железа отнюдь не единичны, но составляют достаточно частый случай. Суммируя сказанное, можно принять, что в толще тропического элювия железо, как это впервые заметил Г. Харрасовиц, располагается в виде более или менее линзообразных или пластообразных скоплений, залегающих в разных

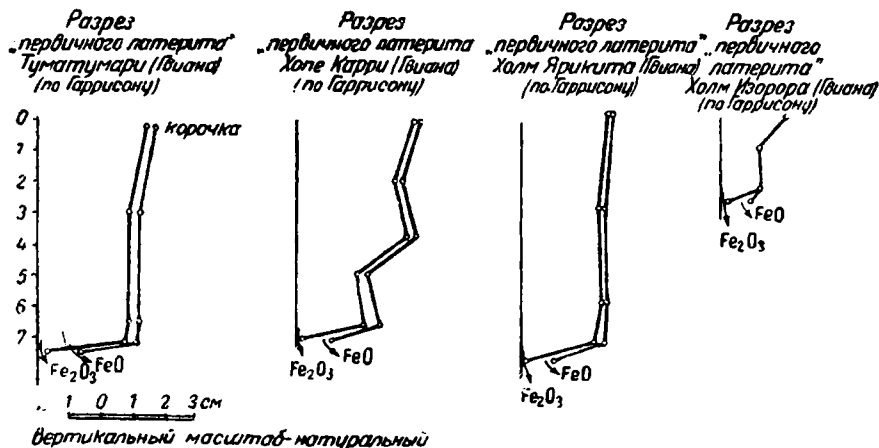
случаях на разных уровнях, а иногда дающих и несколько железистых горизонтов в пределах одного и того же элювиального профиля.

Это сложное и прихотливое залегание железа интересно для нас в двух отношениях. Совершенно ясно, что оно не имеет ничего общего с первич-



Фиг. 44. Распределение железа в пределах современной тропической коры выветривания (продолжение).

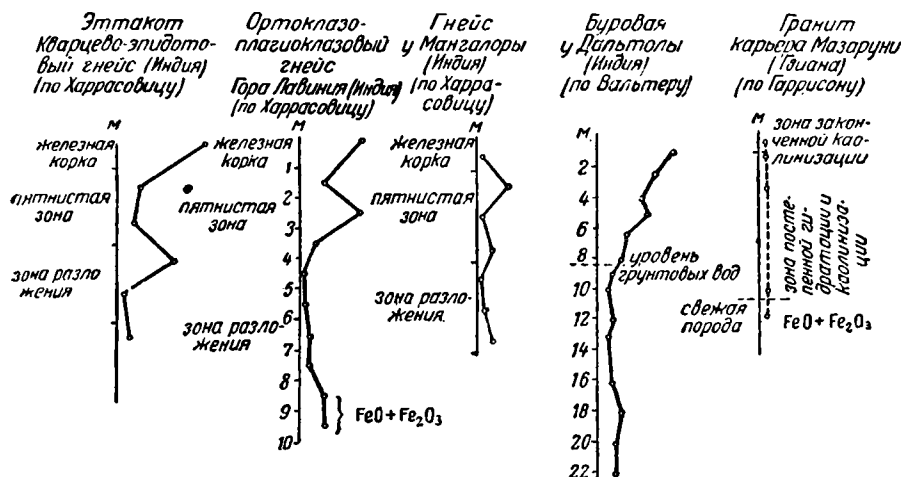
ным (равномерным) распределением Fe_2O_3 в исходных породах и целиком вторично, возникло в результате миграций этого элемента внутри элювиального плаща. Верхние концентрации окислов железа, и в частности



Фиг. 45. Детали к диаграмме 44.

панцыря (hardpan), несомненно связаны со всем ходом почвообразовательного процесса. Нижние — следует приписать главным образом действию подземных грунтовых вод, колебаниям их уровня, замедлению или ускорению

течения, изменению химизма и т. д., на что уже давно обратил внимание А. Лякруа при своих исследованиях красноземов Африки и Мадагаскара (1913, 1922). Несмотря на вторичное перераспределение Fe (и, несомненно, частичный его вынос), степень обогащенности коры выветривания железом находится в прямой зависимости от содержания последнего в исходных породах: чем больше железа в субстрате, тем больше его, при равных прочих условиях, и в коре. Впервые на эту закономерность обратил внимание, если не ошибаюсь, К. Бауэр (1907) при исследовании мадагаскарских латеритов. «Если порода, — пишет он, — состоит из минералов, лишенных железа, как, например, ... гранит, образованный только из кварца и полевых шпатов, то и возникший из нее латерит лишен железа и



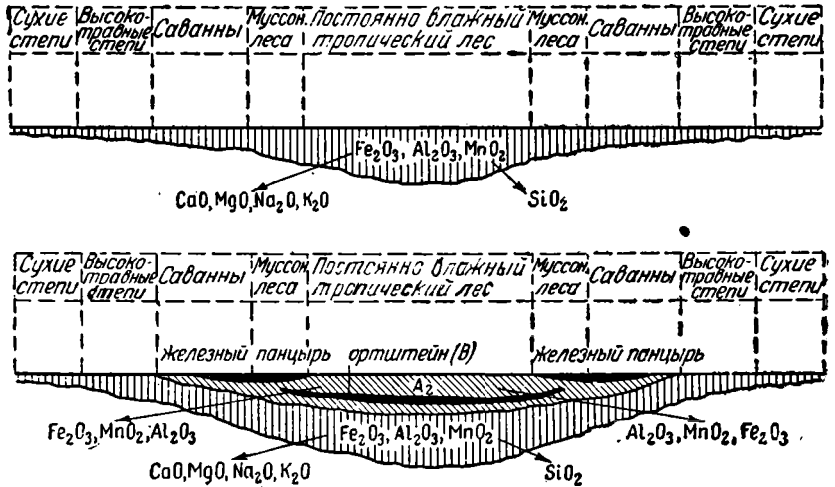
Фиг. 46. Распределение железа в современной тропической коре выветривания.

бесцветен. Наиболее сильную окраску и помутнение показывают, естественно, латериты, происходящие из железосодержащих минералов (роговых обманок, авгита и т. д.), которые этим и отличаются от происшедших из безжелезистых участков породы, ... преимущественно полевошпатовых...» Несколько лет спустя (1922) на то же самое указал Фойт по поводу суринамских латеритов. «Диабазовые латериты, — пишет он, — естественно, бедны кварцем, гранитные — богаты им; диабазы и диориты, особенно же перидотиты, образуют латериты темноокрашенные и богатые железом; богатые полевым шпатом и бедные железом граниты — более светлые; бледноокрасные или окрашенные в желтый цвет и т. д.». В настоящее время теснейшую связь между железонакоплением в коре выветривания и содержанием железа в исходной породе следует, повидимому, рассматривать как имеющую совершенно общее значение.

Итак, современное распределение железа в тропической коре выветривания есть результат его довольно сложных миграций и перераспределения. Спрашивается, когда же и при каких условиях возникли эти миграции?

Решение поставленного вопроса, естественно, предполагает исчерпывающее разъяснение общего механизма и истории формирования тропических красноземов. К сожалению, такого рода теория пока еще не создана, хотя очень многое для нее уже сделано, в особенности П. Фагелером, давшим в своих «Основах учения о тропических и о субтропических почвах» чрезвычайно интересную и широкую картину генезиса и последовательной эволюции тропического элювия. Поскольку эта схема является в на-

стоящее время наиболее полной и разработанной¹, мы остановимся на ее кратком изложении. Из сути построения П. Фагелера вытекает, что в ходе формирования коры выветривания постоянно-влажных и переменновлажных тропиков могут быть выделены две крупные стадии, последовательно сменяющие одна другую (фиг 47). В течение первой, или начальной стадии растительный покров на поверхности коры характеризуется фитоценозами открытого типа. Вначале это лишайники и мхи, затем травы, кусты и кустарники, постепенно сменяющиеся все более выраженной лесной формацией. Благодаря открытому характеру фитоценозов, общая мас-



Фиг. 47. Формирование современного элювия в тропиках и субтропиках (по П. Фагелеру).

са органических веществ, поступающих в кору, в общем весьма ограничена, особенно вначале, но явственно возрастает к концу стадии. Выветривание осуществляется помощью воды, более или менее обогащенной CO_2 ; оно «происходит при щелочной до нейтральной реакции почвенного раствора и протекает в смешанных формах, т. е. с возникновением сиаллитового и аллитового материала». «Из элювиального ... горизонта, т. е. горизонта, лежащего над самым низким уровнем грунтовых вод, удаляются главным образом основания и SiO_2 , в то время как растворенные алюминий и железо тотчас же вновь выпадают в осадок. Медленно принимают почвы все более резко выраженный аллитовый характер и, в конце концов, если условия образования их, при исключении воздействия органических веществ, остаются теми же самыми, превращаются в чистые аллиты, нацело лишенные оснований и кремнекислоты».

«В подобном профиле, рассматривая его макроскопически, краснозем верхней части без заметной границы переходит в пятнистую зону, которая также постепенно сменяется (книзу) зоной разложения, непосредственно (без переходов) приводящей к материнской породе».

По мере того, однако, как идет выщелачивание коры выветривания, а не поверхности ее — смена растительности в направлении ко все большему облесению, обстановка меняется, и рано или поздно наступает вторая стадия — кислого выветривания, раньше всего, конечно, возникающая в постоянно-влажных тропиках.

¹ Ее целиком принимает Г. Харрасовиц в работе «Почвы тропической области» (1930).

«Если человек или природные явления, — пишет Фагелер, — не вмешиваются в ход развития, то при длительном наличии крайне влажных почвенно-климатических условий девственный лес побеждает в конце концов все прочие растительные формации. В силу этого постепенно количество гумусовых веществ возрастает. Количество же оснований, служащих для нейтрализации органических кислот и H_2SO_4 становится все меньшим и меньшим». Возникает кислая среда, в условиях которой подвижными становятся не только щелочные земли, но и полуторные окислы, которые пептизируются и начинают перемещаться внутри элювиального профиля.

«Самые верхние слои минерального почвенного профиля выщелачиваются и обесцвечиваются», а несколько ниже «возникает иллювиальный горизонт», который «обогащается полуторными окислами, а иногда показывается и признаки образования ортштейна». Верхние горизонты красноватой коры выветривания приобретают, таким образом, строение, ближайшим образом напоминающее строение подзолистых почв северной таежно-подзолистой зоны, и представляют, по Фагелеру, «точную тропическо-субтропическую параллель подзолообразования». Территории с муссонным климатом также в конце концов (хотя, вероятно, и много позже) вступают в фазу кислого выветривания, и заключенные в них Al_2O_3 и Fe_2O_3 приобретают подвижность. Однако своеобразный климатический режим накладывает на происходящие при этом геохимические процессы свой отпечаток и сообщает им некоторые специфические черты. Пептизированные гидроокислы Fe и Al вместе с остатками оснований и кремнекислоты в сухие времена года поднимаются до поверхности почвы, где под влиянием жары и высыхания необратимо, т. е. без возможностей обратного растворения, коагулируют, причем капиллярные явления сильно помогают этому процессу.

«Ближайший дождь может обратно вымыть в глубокие горизонты почвы соли (и соответственно основания), но он перенесет при этом лишь исчезающе малые дозы поднявшихся прежде вверх и коагулировавших здесь полуторных окислов.

«При многократном повторении описанного процесса поверхность почвы или, вернее, поверхностные слои ее активно обогащаются полуторными окислами. Иллювиальный горизонт возникает над элювиальным.

«Благодаря постоянному приносу аллитового материала, сохраняющийся, хотя и непрерывно разлагающийся, сиаллитовый материал все больше отесняется на задний план. Поверхностные слои превращаются в аллитовый латерит, который оказывается в конце концов состоящим на 90—100% из полуторных окислов.

«При тенденции железистых окислов переходить в лимонит, поверхность таких почв покрывается, наконец, обширным и местами глубоко уходящим вниз шлакообразным железным панцирем из лимонитовых конкреций; на больших глубинах, до которых поверхностная жара в ее крайнем проявлении уже не доходит, этот панцирь имеет ячеистую структуру, причем в пустотах его находятся окислы алюминия, перешедшие в гидраргиллит, вместе с остатками и новообразованиями сиаллитового материала.

«Как правило в самых верхних слоях почв концентрируются железистые соединения, несколько ниже — соединения алюминия».

Так возникают своеобразнейшие поверхностные накопления Fe_2O_3 и Al_2O_3 на периферии тропической области, имеющие нередко значение в качестве рудных концентраций.

Из изложенного видно, что схема Фагелера дает превосходное истолкование генезиса и всех особенностей верхней, почвенной и непосредственно подпочвенной, части профиля тропических красноземов. К сожалению, этого нельзя сказать о более глубоких горизонтах этого

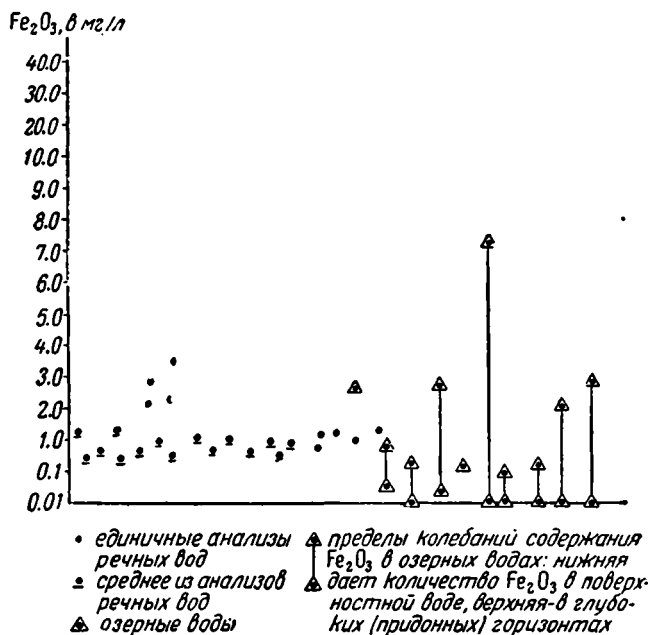
профиля, где, как мы знаем, также имеют место значительные местами концентрации железа. Описав общий ход процессов в этой части профиля в начальную эпоху его развития, Фагелер как-то забывает поинтересоваться тем, что происходит здесь во вторую стадию общей истории элювия. Впрочем, пробел этот нетрудно восполнить, продолжая мысли Фагелера в им же данном направлении. Совершенно несомненно, что параллельно со своеобразными изменениями в верхней части профиля имеет место дальнейший общий количественный рост профиля, его постоянное углубление или, иначе, утолщение коры выветривания как целого. При этом все зоны профиля, указанные выше, медленно опускаются более или менее параллельно самим себе. Кислая реакция среды медленно ползет сверху вниз, и, следовательно, возможности для мобилизации и вторичного перераспределения полуторных окислов возникают не только наверху, в почвенных и подпочвенных слоях, но и ниже. Железо, мобилизованное в верхних и в этих более глубоких слоях, перемещается и перераспределяется грунтовыми водами, и в итоге более или менее равномерное распределение этого элемента в первичной (щелочной) коре выветривания постепенно сменяется неравномерным современным распределением с пластообразными и линзообразными концентрациями на разных горизонтах элювия (иногда в несколько ярусов).

Итак, мы приходим к заключению, что крупные миграции и вторичное перераспределение железа в тропическом элювии, подобно аналогичным миграциям в таежно-подзолистой зоне, в своей главной массе связаны с относительно поздней — кислой — стадией в общей эволюции элювия¹. Положительную сторону концепции Фагелера по сравнению с ранее дававшимися толкованиями составляет то, что кислая стадия (и сопровождающие ее миграции полуторных окислов) подготавливается всей предшествующей историей элювия и составляет необходимое звено в его развитии, звено, которое возникает при постоянстве климатической обстановки, возможно даже несмотря на временно ухудшавшиеся климатические условия.

Само собой разумеется, что железо (а также Mn, Al_2O_3), приобретшее подвижность в коре выветривания, не будет уже целиком удерживаться в коре, а в большей или меньшей степени начнет покидать ее и перемещаться в поверхностных водах, вновь концентрируясь при подходящих условиях в виде болотных и озерных руд. Все это как раз и имеет место в настоящее время под тропиками (фиг. 48). Известно, что в области девственных лесов и в Африке, и в Америке, и на Малайском архипелаге широко распространены бурые и даже черные воды, несущие нередко большие количества Fe_2O_3 . Так, р. Амазонка, между Нарроу и Сантарена содержит 4.01 мг Fe_2O_3 на литр воды; в ней же, несколько выше Обидона, — 3.14 мг/л; вообще же содержание Fe_2O_3 у нее колеблется от 2 до 7 мг/л, а в воде гвианских речек даже до 17 мг/л. В воде Рио Примеро в Аргентине определено 8.19 мг/л Fe_2O_3 , Рио де-лас-Рейес 2.17 мг/л и т. д. Воды озер Суматры, Явы и Бали, обследованные Рутгером (1931), также обнаружили в ряде случаев значительно повышенные количества Fe, доходящие до 2.75 мг/л, и Mn до 15 мг/л. Но особенно замечательно обнаружение этим автором огромных количеств Mn почти во всех этих озерах, количеств, далеко превосходящих содержание Fe и достигающих 15 мг/л, что ясно указывает на обширность миграций марганца в тропических лесах. К сожалению, цифровые данные о миграциях Al_2O_3 пока отсутствуют, но сомневаться в наличии этих миграций конечно, невозможно.

¹ Хотя в некоторой степени они возможны и в первую стадию (в зоне с восстановительными условиями).

Более глубокое изучение современных осадков тропиков не замедлило обнаружить и железные руды поверхностного образования. Таковы, например, гидрогетитовые и марганцовые руды низовьев р. Амазонки, уже давно указанные Катцером, марганцовые железные руды в озерах Бразилии, описанные Фрайзе, а также сидеритовые прослои среди субфоссильных торфяников о. Суматры. На острове Новая Каледония также имеются, по Дорфу (Dorff, 1935), настоящие озерные руды. Из других мест они пока достоверно не известны, что может объясняться лишь совершенно недостаточной исследованностью тропических озер. Тропики таят в себе еще очень много сюрпризов, наглядным примером чего может служить известная история с тропическими торфяниками. Так упорно отрицавшиеся в прошлом тропические болота и торфяники в действитель-

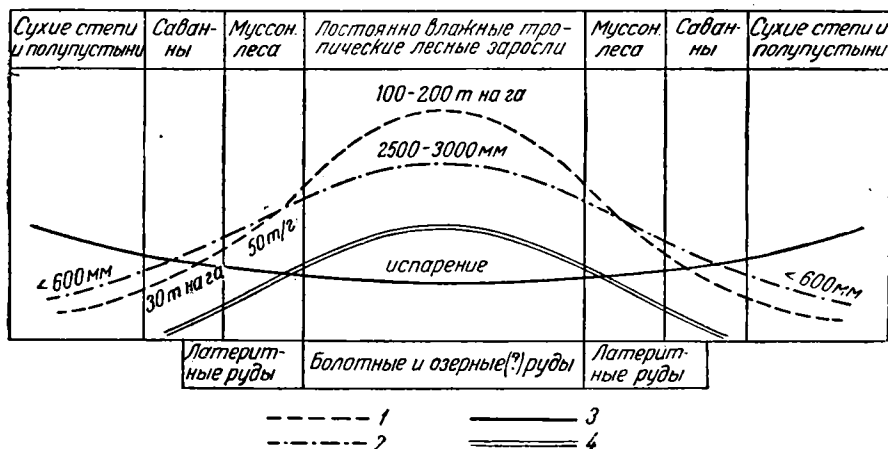


Фиг. 48. Содержание Fe₂O₃ в водах рек и озер влажных тропиков и субтропиков (по Кларку).

ности распространены повсеместно и в Африке (Кренкель, 1920), и в Ю. Америке (Гизеке, 1924), и на Малакке (Шнюпфман, 1923), и на островах Малайского архипелага. Даже типы болот оказались, как это впервые подчеркнул Е. Кренкель (1920), совершенно близкими и параллельными тем, к каким исследователи привыкли на севере, — вплоть до наличия верховых болот (Hochmoore) со Sphagnum на повышенных гористых участках и зыбунов, постепенно заволакивающих озера (Руттнер, 1921). Более чем вероятно, что аналогичное явление повторится и при ближайшем исследовании тропических озер, особенно мелких. К этому нужно прибавить, что, как уже неоднократно подчеркивалось в литературе (Архангельский, 1937; Бартон, 1917; Фермор, 1931), в составе «коры выветривания», описываемой из некоторых участков тропиков, почти наверняка скрыты чисто осадочные породы, в том числе и железные (и алюминиевые) руды. Это наверняка относится к части неогеновых месторождений о. Кубы, в частности к рудам плато Кубитас, где бедные железные руды располагаются на размытой поверхности триасовых известня-

ков, имея в основании конгломерат из валунов и щебенки серпентинитов (Лизс и Мид). Почти несомненно озерное происхождение руд Дондербау в Суринаме, судя по описанию Фойта (1932), в сущности исключаящему иное толкование. О возможном озерном образовании некоторых достаточно богатых железом латеритов Индии (например, области Сеони) писали Маллет, Фермор и Бартон. Правда, все это — отложения достаточно древние, вероятно еще неогеновые. Но ведь и красноцветная кора под тропиками, по всеобщему признанию, есть очень древнее образование, отдельные площади которого начали формироваться еще в третичное время. Нет ничего удивительного в том, что на этих древних площадях кислая стадия выветривания была достигнута также очень давно, указанные же выше древние озерные руды представляют сопряженное с ней явление.

Таким образом, внимательный анализ истории тропических красноземов открывает на известной стадии их развития как будто все те миграции и концентрации железа, какие свойственны северной таежно-под-



Фиг. 49. Подвижность железа и формирование железных руд в условиях тропиков и субтропиков.

1 — годовая продукция растительности на га в тоннах (цифры годовой продукции растительности даны по П. Фогелеру); 2 — осадки за год в мм; 3 — испарение (орпентировочно); 4 — подвижность железа в коре выветривания.

золистой области. Только эти миграции и концентрации совершаются на гораздо более «мощной» основе и приобретают, сообразно иной общей климатической обстановке, новые своеобразные черты.

Перемещаясь за пределы постоянно-влажных тропических лесов и переменено-влажных саванн, мы попадаем вначале в зону полусухих и сухих степей, а затем в полосу полупустынь и пустынь. Красноземы с более или менее оподзоленным верхним горизонтом или гомогенного строения сменяются красноземами с черноземовидными, каштановыми почвами, а затем песками и пылью пустынь. Интенсивность формирования коллоидов падает. В элювии накапливаются карбонаты кальция и магния, а потом сульфаты и хлориды натрия. Реакция растворов в коре выветривания становится на всем протяжении профиля ясно щелочной. Железо теряет свою мобильность, и вместе с тем прекращаются следы сколько-нибудь заметных концентраций его (руд).

Пробегая мысленно эту картину, невольно поражаешься ее сходством с той, какую мы видели выше в северной таежно-подзолистой зоне. И там, и здесь обширные миграции железа внутри лесной зоны и, соответственно, накопление его в концентрациях и массах, дающих промыш-

ленные руды. И там, и здесь постепенное затухание подвижности железа по направлению к сухим степям, полупустыням и пустыням и одновременно полное исчезновение его рудных месторождений. Диаграмма (фиг. 49) выражает эти существеннейшие сходные моменты достаточно отчетливо.

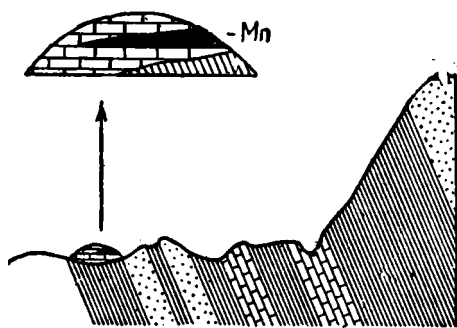
3. О некоторых аномалиях в пространственной локализации марганцевых и бокситовых руд неогеново-четвертичной рудной эпохи

Итак, приуроченность континентальных железных руд неогеново-четвертичной эпохи только к зонам влажных климатов отнюдь не случайна, но строго закономерна и, так сказать, внутренне неизбежна. Только во влажных климатах кора выветривания, пройдя щелочную стадию, переходит в кислую, и для железа появляются возможности обширных миграций и концентраций его атомов в элювии и поверхностных водах. В климатах сухих и полярных железо в коре выветривания практически иммобильно, и самые предпосылки рудного железнанакопления отсутствуют.

Так как поведение Al и Mn в зоне гипергенеза аналогично поведению Fe, следовало бы ожидать, что климатическая локализация их руд будет полностью отвечать локализации руд железных. Подавляющее большинство месторождений марганцевых и бокситовых накоплений действительно ограничивается зонами влажных климатов. Но в то же время имеется некоторое число случаев, которые на первый взгляд от этой нормы уклоняются. Так, например, на севере Индии бокситовые месторождения располагаются не в зоне постоянно влажных лесов и даже не в саваннах, а за периферией их, в областях развития черноземовидных почв. То же относится к некоторым месторождениям Южной Австралии. В Северной Америке озерное марганцевое месторождение Гольконда находится к западу от оз. Соленого, внутри настоящей полупустыни. Спрашивается, чем объясняются эти аномалии и не подрывают ли они справедливости и общей значимости основного правила? Изучение аномальных случаев показывает, что они легко расчлняются на две естественные группы.

Первую образует пока одно только марганцевое месторождение Гольконда (фиг. 50), хорошо описанное в свое время Пенрозом (1893). Причина аномальной локализации кроется в данном случае в своеобразном генезисе месторождения, правильно отмеченном упомянутым исследователем.

Месторождение Гольконда расположено в верхней (восточной) части узкого длинного залива древнего (плейстоценового) озера Лагонтан, протягивавшегося примерно на 24 км вдоль современной р. Гумбольдт. Озерная толща представлена «известковыми туфами», которые ниже рудного пласта имеют характер туфа, а выше руды — плотного кристаллического известняка. В туфах включены обломки глинистых сланцев, известняков и кварцитов, которые имеют в диаметре от двух до нескольких сантиметров. Обломки то единичны, то скучиваются: их источник — горы, окружающие месторождение с востока.



Фиг. 50. Условия залегания марганцевого месторождения Гольконда (по Пенрозу).

«Руда залегаёт в виде пласта, расположенного согласно с вмещающими ее туфами. На востоке мощность ее до $3\frac{1}{2}$ футов, к западному краю руда выклинивается полностью, превращаясь в тонкий пластик породы, только запачканный окислами Mn; выклинивание происходит также на север и на юг. В общем это ясно выраженная линза длиной до 400 футов по восточному обрыву» (фиг. 50). Руда массивна и состоит только из окислов марганца твердостью от 3 до 4. Она более или менее пористой структуры, часто содержит полости, выполненные сосцевидными или сталактитовидными (натечными) образованиями, а иногда показывает признаки слоистости. Местами она мягкая, землистая, рассыпающаяся в порошок и содержит обломки песчаников, сланцев и известняков таких же размеров, что и во вмещающих породах. Иногда запачкана пятнами бурой окиси железа. Химический анализ дал следующий состав руды: MnO_2 65.66%, MnO 10.31%, Fe_2O_3 3.32%, Al_2O_3 0.34%, CoO — более чем следы, CaO 3.44%, BaO 5.65%, MgO 1.26%, K_2O 0.35%, Na_2O нет, P_2O_5 нет, WO_3 2.78%, SiO_2 1.70%, Mn 50.85%, Fe 2.32%, W 2.20%.

Породы, вмещающие руду, возникли, по Пенрозу, в результате усыхания ледникового озера в условиях жаркого климата. «Условия залегания, так же как природа осадка, — пишет Пенроз, — одинаково доказывают, что пласт был отложен вначале как мелководный осадок и впоследствии перекрыт туфами того же типа, что и подстилающие его». «Возможно, что образование рудного осадка было вызвано местной аккумуляцией марганца, осажденного из вод подводного источника. В подтверждение этого предположения можно указать, что у г. Гольконды еще и в настоящее время имеется серия горячих источников, отлагающих туфы с высоким содержанием марганца. Источником этого марганца в родниковой воде могут быть изверженные породы, широко развитые в описываемом районе и дающие сильную реакцию на Mn. Другим возможным поставщиком могут быть осадочные породы, слагающие массу восточных гор..., ибо как кварциты, так и известняки содержат небольшие количества марганца. Изверженные породы, однако, содержат гораздо больший процент этого металла, чем другие породы». Вынос марганца горячими источниками представляет, по Пенрозу, обычное явление. «Горячий источник Арканзаса отлагает известковый туф, часто весьма значительно импрегнированный марганцем. Горячий источник у мыса Доброй Надежды с температурой в $110^\circ F$ отлагает окись марганца в выводном канале. Минеральный источник у Карлсбада с температурой $68^\circ F$ тоже образует марганцовый осадок. Источник у Люксикюля, так же как и воды других рудников у Фрейберга, осаждает марганцовистый осадок. Эти осадки, однако, все очень незначительны и упомянуты только для того, чтобы показать частоту случаев отложения марганца источниками» (Пенроз, 1893). Из изложенного видно, что месторождение Гольконда, в отличие от разбиравшихся нами в предыдущем, не является типично гипергенным, но сложно и достаточно своеобразно по своему генезису. Основным моментом в его возникновении является высачивание в озерный бассейн гидротермальных марганецсодержащих вод, связанных с новейшей вулканической деятельностью Кордильер, в пользу чего, помимо соображений Пенроза, говорит и чрезвычайно высокое содержание в рудах BaO и особенно WO_3 . Соединения марганца, попавшие в озерные воды вулканогенным путем, далее мигрировали в этих водах и осаждались из них по законам, которым подчиняется их поведение в зоне гипергенеза. В истории формирования руд Гольконды перекрещиваются, таким образом, влияния вулканогенных и гипергенных процессов. Это — представитель характерной для марганца и, как увидим ниже, довольно распространенной группы осадочно-эффузивных место-

рожденных. И поскольку ведущим звеном в генезисе всей этой группы является эндогенный, вулканогенный процесс, естественно, что пространственная локализация отдельных членов группы в отдельные железорудные эпохи не укладывается в схему, выведенную для типичных гипергенных месторождений.

Совершенно иначе объясняется аномальная локализация месторождений бокситов и железных руд северной Индии и Австралии. Все это типично гипергенные руды, и если все же их пространственное размещение не укладывается в рамки общей закономерности, то причиной является, надо думать, древность руд и климатические изменения в самой тропической области. Мы отмечали уже, что формирование тропических красноземов и их руд началось еще в третичное время и продолжалось в четвертичную эпоху. За этот промежуток времени имелись периоды, когда климатические условия заведомо отличались от современных в сторону большей влажности и, значит, большего развития постоянно-влажных лесов и окружающих их саванн. Такими избыточно-влажными периодами были те «плювиальные» эпохи, которые представляли собой тропический эквивалент ледниковых эпох северных широт. Тропические леса тогда выходили более или менее далеко за пределы современной их границы, а саванны отесняли перед собой сухие степи. В такие эпохи, очевидно, и в северной Индии, и в Африке, и в Австралии имелись благоприятные условия для формирования красноземной латеритной коры выветривания там, где ныне она уже не образуется. С этими эпохами климатической ситуации, отличной от современной, очевидно, и следует связывать генезис месторождений северной Индии и южной Австралии, не укладывающихся в рамки теперешних климатов.

О том, что климатические условия сравнительно недавнего прошлого под тропиками были иными, чем сейчас, пишут почти все путешественники, геологи и частью биологи. Ланг (1914) допускает их для Индии и Малайского полуострова, И. Вальтер для Австралии (1915, 1916), Пассарге, Кольбе для Африки. У последнего исследователя помимо общих сопоставлений имеется чрезвычайно интересное наблюдение над фауной жуков области саванн, которая, по его мнению, представляет реликт лесной фауны. В прошлом даже тропическая Африка была богаче влагой и прохладнее, чем теперь, и в этом периоде рассеянные лесные островки восточной Африки составляли одно целое.

Итак, анализ аномальных случаев локализации марганцевых и бокситовых руд показывает, что они отнюдь не отвергают общей закономерности, выведенной из размещения железных руд, а, наоборот, подтверждают ее. Вместе с тем, эти аномальные случаи показывают, насколько индивидуально надо подходить к разбору и оценке отдельных месторождений для того, чтобы выяснить норму и реальные отклонения от нее.

4. Климатическое размещение палеогеновых континентальных железных руд

Закономерность климатического размещения современных континентальных железных руд и их аналогов такова, что заставляет предполагать наличие ее и в прошлые геологические периоды. С целью проверить эту гипотезу автор попробовал, пользуясь палеофлористическими и палеофаунистическими данными, относящимися непосредственно к железорудным свитам и замещающим их пространственно породам, реконструировать климатическую обстановку, в которой эти свиты отложились. Табл. 2 дает относящиеся сюда материалы.

Климатическое размещение континентальных железных руд и их аналогов

Эпохи	Тундровая полярная зона	Лесная зона умеренного климата	Сухие степи, полупустыни и пустыни	Влажные тропики и субтропики (лесные)	Месторождения
Q+ соврем.		1		2	1. Озерно-болотные руды США и Европы. 2. Латериты Африки, Индии, Китая, Австралии, болотные руды Амазонки
Ng				1 2	1. Мелкие месторождения Fe и Mn в Испании. 2. То же в Ю. Австралии
Pg		2			1. Железо-марганцевые руды Аппалачей. 2. Приаралье (Fe). 3. Доолигоценовые руды Германии (Fe и Mn) 4. То же в Ирландии. 5. Бокситы юга США
Cr		1		1 3 5 4	1. Сидериты угленосных толщ северо-востока СССР
J				8	1. Железо-алюминиевые руды Енисейского кряжа. 2. То же Казахстана. 3. То же Ю. и Средн. Урала. 4. Липецкий бассейн. 5. Сидериты Горьковского края, Урала, Зап. Сибири. 6. Халиловские руды. 7. Сидериты J ₁₊₂ в Средиземноморской области. 8. Сидериты угленосной толщи Китая
T				3 4 5 6 7	
P		1, 2, 3		4	1. Сидериты Ю. Африки 2. » Индии 3. » Австралии 4. » Китая

Разберем вначале взаимоотношения между климатом и континентальными рудами для каждой отдельной железорудной эпохи из перечисленных в таблице.

Опускаясь по геологической шкале, после нескольких совершенно незначительных месторождений (в Германии, Австралии и ДВК), разбирать которые едва ли стоит, мы встречаемся с крупным континентальным железнакоплением палеогеновой железорудной эпохи. Железные руды этого времени локализируются в трех обособленных ареалах: на территории Аппалачей в США, в области западноевропейских герцинид и в Приаралье (в СССР) (фиг. 10). Палеогеновые руды Германии (Рейнские сланцевые горы, Гарц, Тюрингия), составляющие главную массу палеогеновых руд Европы вообще, теснейшим образом связаны с доолигоценовой поверхностью выветривания и образуют «доолигоценовую южнонемецкую железо-марганцевую провинцию» (Бейшлаг, 1915). Хронология их несколько расплывчата, так как руды эти обычно не содержат палеонтологических остатков и допускают лишь косвенное определение возраста. В качестве возможных пределов принимаются конец верхнего мела — начало олигоцена, т. е. в основном палеоцен — эоцен. Совершенно к тому же промежутку относятся и железные руды Швейцарии (бобоворудная формация — Bohnerzformation). Руды же Ирландии точно датируются как верхний эоцен, ибо залегают в коре выветривания базальтовых прослоев, подчиненных верхнеэоценовой толще. Весьма возможно, что

аналогичные образования имеются и на территории Испании и Франции. Железные и бокситовые руды Аппалачей, в основном, также при- ходятся на эоцен. Руды Приаралья относятся к среднему олигоцену(?).

Благодаря обилию растительных остатков, найденных в разных ча- стях очерченной территории, общая климатическая обстановка отдельных моментов палеогеновой эпохи может в настоящее время считаться доста- точно выясненной.

Характерную черту палеогена составляет то, что уже с самого начала его, с палеоцена, обнаруживаются отчетливые следы климатической диф- ференцировки на две зоны с различными климатическими показателями. Первая из них — северная, охватывает полосу от Южной Гренландии до Северного Урала, протягиваясь, вероятно, и еще восточнее. Материа- ми, позволяющими составить себе представление о климатических усло- виях этой зоны, являются так называемая добазальтовая флора Грен- ландии и близкие к ней по составу растительные остатки с р. Лозьвы на северном Урале¹. «Поразительное сходство ископаемой флоры р. Лозьвы с (добазальтовой) гренландской, — пишет А. Н. Криштофович (1933), — дает основание видеть в них элементы одной и той же ботанико-географи- ческой провинции..., характеризующейся присутствием макклинтокий, арктических тополой и сравнительно малой ролью таких форм, как каш- тан, ольха и граб». «В отношении биологического облика лозьвинской флоры существенное значение имеет тот факт, что... лозьвинские растения, может быть за исключением таких форм, как *Ilex* и *Macklintockia*, имеют по преимуществу опадающую листву, но обладающую широкими пластин- ками листьев (*Magnolia*, *Populus*, *Corylus*). При этом следует отметить, что именно *Ilex*, как и целый ряд других растений (например, вересковых) не сбрасывает на зиму листьев и в суровом климате (например, *Ilex rugosa* Сахалина)». Отсюда следует, что «эту флору мы ни в коем случае не должны рассматривать как субтропическую», конечно, судя по тому комплексу, который нам известен. «Возможно, что просто умеренный, но без резких колебаний, морской климат, вроде огнеземельского, со средней годовой температурой около +2° С, или как на о. Хоккайдо с его в среднем +6.0° С годовых, но без его усиленных минимумов, дал бы возможность существо- вания на севере Урала тому комплексу, который мы находим по р. Лозь- ве». «Возможно, но необязательно, на Лозье были даже кратковременные морозы до —8 или —10° С».

Существенно иначе обстояло дело в более южной зоне, охватывающей Аппалачи, затем Зап. Европу (Бельгия, Франция), Поволжье и Муго- джары.

«Самая древняя третичная, или палеоценовая флора Европы, извест- ная от западных берегов Европы до Камышина на Волге, а в последнее время открытая и в Мугоджарах, — пишет А. Н. Криштофович (1934), — представляет субтропическую флору с пальмами *Sabal* и вечнозелеными растениями с крепкими кожистыми листьями, то узкими и зубчатыми, как у *Dryophyllum*, то дланевидно разделенными с ланцетовидными долями, как у *Dewalquea gelindenensis*, или даже округлыми, как у *Viburnum*». Характерной чертой этой флоры, как она представлена в Поволжье, являлось, по И. В. Палибину (1936), то, что она была лесной флорой. Преобладающие элементы ее составляли различные буковые растения (*Fagus*), наряду с которыми встречался ряд видов дуба (*Quercus dipledon*

¹ Возраст лозьвинской флоры окончательно не установлен и колеблется между началом палеогена, куда А. Н. Криштофович отнес ее вначале, и самым концом мела, куда он относит ее теперь. Если даже принять последнее решение, то наша характеристика все же удерживает силу по причине большой хронологической бли- зости конца мела и палеоцена.

и др.), каштано-дуба (*Dryophyllum*), лавровых деревьев, магнолий и еще некоторых тропических типов. «Вся эта разнообразная флора, — заключает цитируемый автор, — была представлена ксероморфными элементами» и, следовательно, указывает на то, что субтропической зоне, по крайней мере в восточной приволжской части ее, были свойственны в палеоцене более или менее выраженные засушливые периоды, как это, например, свойственно субтропической области современного Средиземноморья. В эоцене обе палеоценовых климатических зоны сохраняются, но характеристика их несколько меняется. «Со Свальбарда (Шпицберген) из двух горизонтов было описано 168 видов: 4 папоротника, 27 хвойных, 27 односемянных и 80 двусемянных, а также древесина с годичными кольцами. Преобладают роды *Salix*, *Populus*, *Corylus*, *Quercus* и некоторые хвойные; несомненно присутствуют также *Taxodium*, *Platanus*, *Juglans*, *Magnolia*, *Nympha*, *Nyssa*, но нет ни одного рода не только тропического, но даже просто субтропического или теплоумеренного.»

В Гренландии количество видов, входящих в состав эоценовой «базальтовой» флоры, свыше 200. «Среди отпечатков здесь преобладают листья ив, тополей, лещины; несомненно также присутствие родов *Sequoja*, *Ginkgo*, *Alnus*, *Fagus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Myrica*, *Comptonia*, *Liquidambar*, *Platanus*, *Liriodendron*, *Magnolia*, *Sassafras*, *Corylus*, *Acer*, *Fraxinus*; кроме того, определены: *Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Bezoïn*, *Laurus*, *Myrsine*, *Apeibopsis*, *Pterospermites*, *Zizyphus*, *Colutea* и некоторые другие... Указание О. Геером, пальм... не подтвердилось». Среднюю годовую температуру Гренландии для этого периода О. Геер определил в 12°, имея в виду более термофильный характер флоры, чем принимается теперь. Но если даже и понизить эту среднюю температуру против указываемой О. Геером, все же область Гренландии в эоцене была, надо думать, более теплой, чем область Шпицбергена, и, может быть, даже более теплой, чем в палеоцене.

К югу от полосы умеренного (или вернее теплоумеренного) климата после некоторого промежутка мы попадаем в эоцене в зону настоящего жаркого тропического климата, обнимавшего южные Аппалачи в С. Америке, Зап. Европу, Украину, Кавказ, Ю. Урал и уходившего к востоку в область Казахских степей. Это с полной достоверностью указывается дошедшими до нас американскими и европейскими флорами.

«В эоцене США, — пишет А. Н. Криштофович (1934), — и в так называемой Прибрежной равнине последовательно развиваются флоры Уилкокс, Клейборн и Джексон, имеющие в своем составе еще многочисленные пальмы, саговые и ряд тропических и субтропических родов как Старого, так и Нового Света. Так, флора Уилкокс с ее более чем 400 видами из наиболее южных растений имеет: *Ligodium*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Zamia*, *Nipa*, *Sabal* и другие пальмы, *Engelgardtia*, *Dryophyllum*, *Artocarpus*, 16 видов *Ficus*, *Cinnamomum*, *Persea*, *Anona*, *Asimina*, *Sapindus*, *Celastus* и др. Клейборнская флора имела уже другой состав, но сохранила пальмы (*Sabal*, *Geonomites*). Не менее тропической по составу была и флора Джексона с ее 150 известными видами, в том числе папоротником *Acrostichium*, рядом пальм и пр.»

То же самое и в Европе. «Эоценовая флора Европы, включая Волынь, юго-запад Украины и (отдельные формы)... до Волги, распространенная в архипелаге Средиземного эоценового моря, — наиболее типичная тропическая флора из существовавших в Европе. В ней представлена, вплоть до Киева, растительность Мангрове в виде остатков папоротника *Cryso-dium lanceanum* и пальмы *Nipa Burtini*, весьма вероятных остатков *Rhizophora*, а затем рядом вечно зеленых *Cinnamomum*, *Onodaphne*, *Sterculia*, *Leptospermum* и других миртовых, гладколистных дубов из секций

Cryobalanus, а также ряда несомненных протейных из родов *Banksia*, *Dryandra*, появление которых наблюдалось еще в мелу (в Закавказье, на Балканах и пр.), *Hackea*, *Lomatia* и др. Из хвойных обширное распространение имели *Sequoja Couttsiae*, *S. Sternbergii*, *Dammara Armaschewskii*, *Taxodium distichum* и *Glyptostrobus europaeus*; последние два, впрочем, не играли еще большой роли... Относительно эоценовой флоры Европы, — добавляет А. Н. Криштофович, — нужно сказать, что она по составу довольно сильно напоминает флору тропической Азии, индомалайскую... В недавнее время остатки аналогичной флоры были найдены на Ю. Урале (Таналык) и еще восточнее в Казахских степях (оз. Селеты). Из состава растительных остатков этой флоры вытекает, что в области Западной и Южной Европы в эоценовое время существовали настоящие гилеи, сходные с современными постоянно-влажными тропическими лесами. На юго-востоке Европы, начиная от Волыни, к Уралу и Каспию, климат был несколько иной и, как в палеоцене, отличался, вероятно, наличием засушливых периодов. Указанием на это являются «некоторые признаки ксероморфизации во флорах юго-востока Европы, особенно на Ю. Урале». В составе уральской флоры «имелись хвойные *Sequoja Couttsiae*, пальма *Sabal* sp. возможно та же *S. haeringiana*, что и на Украине». «Остальные отпечатки представляют узкие кожистые листья, среди которых, кроме немногих *Cinnamomum* и еще некоторых других форм, встречающихся спорадически, в массе развиты узколанцетные листья *Andromeda protogea* Ung., *Quercus* (?) *bifurca* Wat., возможно *Dryandra* и др.»... «Эти биологические признаки флоры, — пишет А. Н. Криштофович (1930), — заставляют меня поддерживать мысль о том, что климат области, которая питала флору *Sabal-Sequoja Couttsiae-Andromeda protogea*, если и был при своей жаркости влажным, то, во всяком случае, имел резко выраженный сухой сезон, приравливаясь к чему растения выработали защитные приспособления, менее выраженные во флоре палеоцена и более поздней — миоцена». С таким толкованием климатических условий юго-востока согласуются и условия захоронения растительных остатков в полосе от Волыни до Ю. Урала включительно. На всем этом протяжении эоценовая флора приурочена к характерным, чрезвычайно чистым, белым кварцевым песчаникам. «Нигде почти не видно нормальной слоистости, лишь кое-где более значительные массы погребенных остатков вызвали железистое окрашивание и некоторое расслоение породы. Каких-либо глинистых, углистых, более или менее крупнозернистых прослоек, которые указывали бы на периодичность отложения, незаметно»... «Занос песком растительных реликтов происходил, повидимому, необыкновенно быстро, так как различные остатки в виде веточек, ветвей, черешков, листьев пронизывают породу решительно во всех направлениях; у некоторых листьев, благодаря изгибу, положение пластинки из горизонтального переходит в вертикальное... Все остатки растений, именно мясистые, телесные, вполне сохраняют форму давших их частей растений: стебли, веточки, толстые черешки остаются совершенно несплюснутыми и представляют часто цилиндрические зияющие полости»... «Мне кажется, — заключает А. Н. Криштофович, — что способ сохранения наших остатков, полное отсутствие органического вещества на месте кусков древесины, все это отнюдь не противоречит допущению их заноса дюнным песком — в мелких водоемах, куда они сносились водою и ветром, или даже, может быть, прямо на суше, после чего наступило их фиксирование просачивающейся водой и превращение песков в песчаники, — иногда совершенно сливные; кое-где действие воды вызвало даже стяжения кремня». «Пышность растительности, оставившей нам свои остатки, не допускает ее произрастания в пустыне, но вполне возможно предположить ее присутствие на окраине дюнных

песков, ранее, может быть, уже многократно переотложившихся, под действием ветра, на окраине отступающего моря и, наконец, засыпавших наши остатки».

Характерной особенностью климата олигоцена сравнительно с эоценовым является то, что в обоих палеогеновых зонах начинают отчетливо проступать признаки некоторого понижения температуры, похолодания, заметные на самых разнообразных флорах. Так, во флоре Исландии, погребенной в вулканических пеплах, преобладают различные хвойные, береза, орешник, ива, ольха (*Alnus*), клен, к которым присоединяются еще платан, гинкго, грецкий орех (*Juglans*), *Fraxinus*, *Hicoria*, *Liriodendron*, но нет уже ни магнолий, ни *Liquidambar*, ни *Comptonia*, ни лавров, обитавших в эоцене Гренландии на той же широте и даже севернее. В Зап. Европе, при решительном преобладании вечнозеленых растений, появляются и некоторые формы из умеренной зоны, как *Fagus*, *Populus*, *Acer*, «начинающие сообщать флоре Европы восточно-американский и китайско-японский оттенок» (Криштофович, 1934), т. е. оттенок флоры субтропического, а не тропического типа. То же и в С. Америке. Одновременно появляются признаки некоторой ксероморфизации.

Но наиболее резко сказываются изменения на востоке, в Приаралье и на Ю. Урале, где в конце олигоцена вечнозеленая растительность сменяется типично-листопадной флорой Тургайского типа с *Sequoja Langsdorffii*, *Populus mutabilis*, *Juglans acuminata*, *Caprinus grandis*, *Corylus insignis*, *Fagus Antipovi*, *Liquidambar europeanum* и др., которую А. Н. Криштофович рассматривает как типичную флору умеренных широт. Здесь это будет, конечно, лишь самая южная окраина умеренного климатического пояса.

Обращаясь к размещению палеогеновых железных руд внутри описанных климатических зон, легко убедиться, что за исключением Приаральского месторождения все они приходится на области, которые в течение всего палеогена (и, вероятно, еще в конце мела?) пользовались климатом достаточно теплым и влажным, сходным с современным тропическим (в эоцене и олигоцене) или субтропическим (в палеоцене, в конце олигоцена). Одновременно это были области развития ясно выраженной лесной вечнозеленой формации. Приаральские руды следует, по видимому, считать относящимися уже к зоне умеренного климата, однако не в типичном его развитии, а в фазе, непосредственно примыкающей к климату субтропическому, что прямо вытекает из географического положения месторождений, а частью и из заключенных в них растительных остатков.

По минералогическому составу руды субтропической и тропической областей достаточно разнообразны. В большинстве случаев это гидрогетиты разной степени обводнения, причем наблюдаются, с одной стороны, случаи значительного обогащения их Mn (Эйфельские руды Германии, Аппалачские руды), вплоть до перехода их в чисто марганцовые, с другой — явственное обогащение свободными Al_2O_3 (руды бобоворудной формации Швейцарии и Германии). Интересно в связи с этим, что как в Аппалачской области и прилежащих к ней штатах, так и в Зап. Европе (Венгрия) в непосредственном соседстве с железными рудами находят железозалюминиевые руды и даже бокситы. Здесь же, в Богемии, на Азовско-Подольском массиве и других местах, многочисленны остатки первичной и переотложженной каолиновой коры выветривания, а в некоторых случаях и элювий с аллитовым профилем [Арканзас, если верно его толкование, данное Мидом (1915), и кое-где в Богемии, по Г. Харрасовицу (1926)]. Повсеместно, по периферии Аппалачей, в Германии, на Азовско-Подольском массиве, крупные и мелкие флещы лигнитов и бурых углей, то в непосредственной близости к месторождениям руд Fe, Mn, Al, то на некотором расстоянии

от них. Из других минералогических типов железных руд в субтропиках и тропиках известны еще сидериты (крупные месторождения в Эйфеле и частью на юге Аппалачей). Лептохлорито-гидрогетитовые месторождения пока не установлены, что, впрочем, отнюдь не означает их действительного отсутствия, особенно учитывая все еще невысокую стадию исследования этих руд. В Приаральском месторождении главную массу руд составляют гидрогетиты и лептохлориты; имеются и (вторичные?) желваки сидерита, так что это руды сложного состава.

Итак, в палеогеновое время пространственная локализация континентальных железорудных накоплений следует той же закономерности, что и для неогеново-четвертичных руд: рудные концентрации возникают только во влажных климатах с лесной растительностью. Отличие от неогеново-четвертичной рудной географии состоит лишь в том, что в палеогене руды явно тяготеют к тропическому и субтропическому поясу, а из области типично умеренной зоны пока неизвестны (Приаральские, как было указано, не являются типичными для умеренного климата). Это своеобразное обстоятельство, однако, может быть вызвано только неполнотой наших знаний, почему и нельзя придавать ему пока решающего значения.

5. Климатическое размещение юрских континентальных железных руд

Как уже указывалось в главе I, для юрского времени можно различить по крайней мере четыре пространственно (отчасти и хронологически) различных железорудных комплекса или четыре континентальных железорудных провинции. Первая из них, наиболее богатая и изученная, располагается на территории Советского Союза и охватывает частью Русскую платформу (липецкие руды, горьковские и кировские руды), частью же площадь урало-сибирских герцинид (руды Урала, Казахстана, Средней Азии, Салаира, северной части Минусинской котловины) и западную треть Сибирской платформы (Енисейский криж, Ачинский бассейн). Хронологически руды не вполне одновозрастны и принадлежат, по имеющимся пока данным, промежутку времени от верхнего триаса до верхней юры включительно, хотя главная масса руд относится, вероятно, к эпохе лейаса — доггера. Это — раннемезозойская (или юрская) североевразийская континентальная железорудная провинция. Отделяясь некоторым «пустым» промежутком, параллельно ей тянется вторая — Средиземноморская железорудная провинция, географически совпадающая с поясом развития нижне- и среднеюрской фашии Грестен окраинных частей средиземноморского орогена. Экономическое значение ее руд ничтожно, если имеется вообще, но для общей характеристики географии юрского рудонакопления они тем не менее очень интересны. Третий железорудный комплекс распространен на площади, главным образом, Южного (частью и Северного) Китая и совпадает по площади с южнокитайскими угленосными толщами конца триаса и юры. Хотя железные руды известны здесь пока в ограниченном количестве, однако сомневаться в их широком развитии едва ли возможно, почему мы и выделяем их в самостоятельную юго-восточную евразийскую континентальную железорудную провинцию. Последний комплекс (или северовосточная евразийская континентальная железорудная провинция) охватывает территорию ленско-вилюйской мульды (Ботомакское месторождение) и площадь верхоянско-анадырской геосинклинальной зоны (Зырянский бассейн). Относящиеся к ним руды также изучены очень слабо и подчинены угленосным толщам. Возраст — несколько неопределенный, датируется обычно как верхнеюрский — нижнемеловой.

Обращаясь к реконструкции палеоклиматических условий возникновения перечисленных железорудных комплексов, нельзя не отметить предельно двух характерных и весьма существенных особенностей юрского климатического режима вообще. Первая — это значительная нивелированность, сглаженность климатических условий разных участков коры, малая выпуклость различий отдельных климатических зон. Вторая — общий мягкий морской характер юрских климатов. Нивелированность климатических условий отчетливо выражается в значительном однообразии юрской флоры, происходящей из самых разнообразных участков земной коры, — обстоятельство, уже давно подмеченное палеофитологами. По сравнению с флорами предшествующих периодов, «нас поражает — пишет Сьюорд, — большое однообразие в ассоциациях растений, обитавших в таких удаленных одна от другой провинциях, как Северная Европа и окраина Антарктического континента, Калифорния и Индия... Несомненно, тогда уже были региональные особенности среди этих широко разбросанных флор, более глубокие и большие, чем это можно заключить по тем фрагментарным данным, какие имеются в нашем распоряжении; все же этот материал приводит нас к заключению, что юрская растительность была менее разнообразна, в ней менее отразилось ее географическое положение, чем в растительности какого-либо другого периода геологической истории Земли» (Сьюорд, 1937).

Что касается общей мягкости, морского характера климата большей части поверхности литосферы, то они доказываются почти повсеместным довольно однообразнолесным характером юрской растительности, а также очень слабым развитием таких фаций, как соли, гипсы, и отсутствием таких, как морены. В сущности, обе отмеченные особенности юрского климатического режима вполне естественны, ибо юрский период (особенно лейяс-доггер и самое начало мальма) был периодом крупнейших морских трансгрессий и резкого прироста мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов. Появление же таких морей, как это давно было доказано теоретически И. Д. Лукашевичем, должно было всегда сопровождаться общим смягчением климата и нивелировкой климатических поясов. Границы поясов должны были становиться более расплывчатыми, а переход из одного пояса в другой — более незаметным и постепенным.

Как бы, однако, ни подчеркивать нивелированность юрского климата, все же это был климат соляренный — стало быть, климат с подразделениями на климатические пояса, хотя бы и слабее выраженные. Вопрос об этой дифференцировке нас сейчас и интересует прежде всего и больше всего. Существуют ли хотя бы некоторые указания на наличие юрских климатических поясов? И если существуют, то как эти пояса располагались на поверхности коры вообще и в Евразии в особенности?

Анализ флористических и фаунистических материалов показывает, что признаки климатических различий в юре все же имеются. Бросается в глаза, что для флоры Зап. Европы (южная Швеция, Англия, Франция, Германия и др.), а также Кавказа, Персии, южной и юго-восточной Азии (Китай, Индия, Приморье, ДВК) очень характерно обширное развитие цикадовых — *Taeniopteris*, *Pterophyllum*, *Nillsonia*, *Otozamites*, *Podozamites*, *Dictyozamites*, *Williamsonia*, *Ptylophyllum* (Индия) и др. Вместе с цикадофитами здесь ассоциируются весьма многочисленные папоротники: *Clathropteris*, *Dictyophyllum*, *Cladophlebis*, *Coniopteris*, *Marattiopsis*, *Todites*; наоборот, гинкговые и особенно хвойные отступают на второй план. Очень наглядно выступают такие соотношения, например, на Ю. Кавказе, в Ткварчельском районе, где, по определениям В. Н. Принады (1933), имеется: хвоцевых 1 вид, папоротников 12, цикадофитов 12, гинкговых 2, хвойных 1, растений неопределенного родства 3. Близкий групповой со-

став наблюдается и в гораздо более богатой ниже- и среднеюрской флоре Афганистана и Зеравшана, заключающей:

	Афгани- стан	Зерав- шан
Хвощевых	6	1
Папоротниковых	11	11
Плаунов	—	1
Цикадовых	6	9
Гинкговых	4	9
Хвойных	3	3
Растений неопределенного родства .	8	7

Так как современные цикадовые распространены, главным образом, в тропической области, то обилие их на западе и юге Европы, в Персии, Индии и на Дальнем Востоке справедливо толковать, как указание на условия достаточно теплого климата. Любопытно, что в цикадофитном поясе отмечается не просто обилие цикадовых, но и более мощное развитие их и всех других, их сопровождающих форм, — признак, также живо напоминающий современные тропики. В тех случаях, когда участки цикадофитной зоны затоплены морем, часто (в Зап. Европе, Крыму, на Кавказе) в изобилии встречаются колониальные шестилучевые кораллы (сем. *Astreidae*), как известно, приуроченные также к теплым тропическим водам. Здесь же крупные толстостворчатые *Diceratidae* и *Nerineae*, своеобразные, не встречающиеся севернее аммониты (*Lithocerathidae*, *Phyllocerathidae*). Весь этот комплекс данных согласно свидетельствует, что цикадофитный пояс обладал в юрский период наиболее благоприятными температурными условиями и играл тогда роль такую же, как ныне тропический пояс. Это была, по всей видимости, окраинная, северная часть юрского тропического пояса, главная полоса которого проходила несколько южнее (по Центр. Африке и т. д.). Такому толкованию не противоречат и наблюдения над строением древесных юрских хвойных, уже давно опубликованные В. Готаном (1912). По исследованиям этого палеофитолога гимноспермные из Восточной немецкой Африки (Момбасса) не обнаружили и следов наличия годовых колец, но дали картину совершенно равномерного строения древесины. Здесь, вероятно, пролегал центр юрских тропиков. У гимносперм Зап. Европы годовые кольца уже обозначаются, но выражены они слабо, несравненно слабее, чем у гимносперм более северных районов. «Если мы представим себе в наших широтах, — пишет Готан, — климат, при котором в холодные времена года температура падает до $+4^{\circ}\text{C}$, то это для многих растений тропического характера отнюдь не послужит причиной переселения в более теплые районы, но, с другой стороны, интенсивность роста (в холодные периоды) будет настолько понижена, что появление годовых колец роста станет совершенно понятным». Такого рода условия ближе всего отвечают окраине тропической зоны, к каковой мы и можем отнести полосу Зап. Европы, Крыма, Кавказа и так далее — до Дальнего Востока.

Заметный контраст с цикадофитным поясом составляли условия, господствовавшие на современном далеком севере, на о-ве Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа. К сожалению, открытые здесь юрские флоры представлены поздними их членами: портландским и частью даже неокомским (?) комплексами. Однако по общим соображениям едва ли можно ожидать здесь значительных изменений по сравнению с тем, что было ранее, в лейяс-доггере. Шпицбергенская флора включает 23 представителя хвойных, 4 гинкговых, 4 цикадофита, 11 папоротников, 1 хвощ и 1 плаун. Таким образом, в основном это была растительность хвойно-таежного типа.

Весьма интересно при этом, что в составе хвойных как здесь, так и на Земле короля Карла чрезвычайно распространены представители семейства *Abietinae* еловых, дающие бесчисленные отпечатки хвои, шишек, побегов и т. д.; в тропической зоне, наоборот, члены этого семейства представляют исключительную редкость. Роды *Ginkgo* и *Bajera* среди гинкговых, а также немногие цикадовые представлены крохотными карликовыми формами, явно говорящими о неблагоприятных для них условиях прорастания. В древесине хвойных годовичные кольца, по Готану, выражены необычайно отчетливо. Все это, по единогласному мнению палеоботаников, свидетельствует, что юрская флора Шпицбергена и соседних мест произрастала в условиях типично умеренного и даже прохладного климата с резко выраженным зимним охлаждением. С этим заключением вполне согласуются и фаунистические данные, говорящие о полном отсутствии в северных морях колониальных (и всяких вообще) кораллов, *Diceras* и др. и о развитии здесь специфических форм пеллеципод (*Aucella*) и аммонитов (*Craspedites*), расселявшихся затем в более южно расположенные моря Зап. Европы (Англии) и Европейской части СССР. Эти факты еще в 80-х годах XIX в. послужили для Неймайра основанием для выделения особой бореальной зоогеографической провинции, удержавшейся и в современной палеофаунистике.

Сопоставляя эту климатическую зону с современными поясами, мы вправе, вероятно, отнести ее к северной или средней части теперешнего умеренного пояса. Собственно полярная или тундровая зона должна была, очевидно, располагаться еще севернее. Промежуток же между шпицбергенской и тропической зонами должен был приходиться частью на субтропики, частью на южную половину (или треть) пояса умеренного климата.

Этоображение находит полное подтверждение во флористических остатках. Советские палеоботаники уже давно обратили внимание на своеобразный состав флоры промежуточной территории, почему и выделили ее в особую «Сибирскую» провинцию (В. Принада). «Характерными элементами этой флоры, — пишет названный исследователь, — являются: папоротники, гинкговые, полное отсутствие или лишь незначительное количество видов цикадовых; хвойные представлены средние, причем из них особенным распространением пользуются представители *Pityophyllum*, а также кипарисовых и араукариевых». Особенно поучительно поведение цикадовых. «В Афганистане, — пишет В. Н. Принада (1931), — они часто представлены многими видами, несколько меньше их в Зеравшане, из Ферганы известно только одно *Pterophyllum cf. inconstans*, из Сыр-Дарьинской области неизвестно ни одного вида (Галкино не принимается во внимание). Отсутствуют они в Киргизской степи и Китайской Джунгарии, в Марийской тайге известны два вида: *Dioonites inflexus* и *Anomozamites Lindleyanus*, и два вида из б. Иркутской губернии. Во всех этих местонахождениях, несмотря на небольшие изменения, состав флоры в своей основе остается постоянным». Поскольку цикадофиты, как мы знаем, особенно чувствительны к температуре, охарактеризованное поведение их в промежуточной зоне говорит о явно переходном типе климата этой зоны. Где-то внутри промежуточной полосы должны были располагаться пятна и площади с жарким (или теплым) и сухим климатом (пустынного типа). Как известно, П. Л. Безруков и А. Л. Яншин (1934) допускают наличие пустынных условий для крупной полосы от восточных Мугоджар к Балхашу и далее в Китай. Может быть, это и не было типичной пустыней в современном ее виде, но наличие засушливых условий где-то поблизости в этом районе, по крайней мере для мальма, хорошо согласуется с наличием гипсоносных отложений в титоне Дагестана и соленосных в титоне (?) Таджикской депрессии.

Наметив общие контуры юрских климатических зон Евразии, уже нетрудно определить климатическую ситуацию указанных выше континентальных железорудных провинций. Как видно из карты (фиг. 8), средиземноморская и юго-восточная евразийская провинции отчетливо совпадают с тропическим циклофонитным поясом в его северной части. Северо-евразийская попадает в зону юрских субтропиков. Северо-восточная же провинция принадлежит, вероятно, в большей части к умеренному поясу. На «субтропическое» положение северо-евразийской провинции указывает, однако, не только наша карта, но и некоторые литологические особенности ее осадков. «Весьма показательной для суждения о климате, — пишут П. Л. Безруков и А. Л. Яншин, — является расцветка юрских отложений. Они окрашены либо в серые, зеленоватые и сероватые тона, обусловленные присутствием органического вещества и закиси железа, либо в тона оранжевые, розовые и красные, связанные с маловодными окислами железа группы гидрогематита. Желтые и бурые тона в юрской толще довольно редки и в некоторых случаях бывают приурочены только к зоне современного выветривания, сменяясь в более свежих разрезах цветами красными. Слабая гидратация окислов железа, — справедливо заключают цитируемые авторы, — свидетельствует о жарком климате».

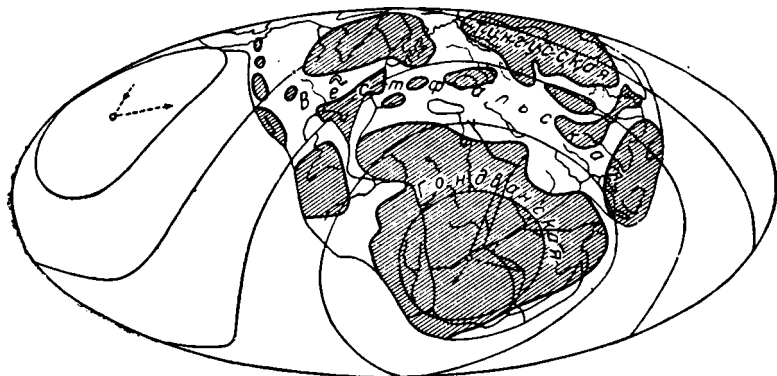
О жарком и влажном субтропическом климате говорят также найденные в недавнее время Б. М. Федоровым на Среднем Урале (1937) и Е. Н. Щукиной (1936) в южной части Енисейского кряжа несомненные, хотя и слабо выраженные, признаки аллитового выветривания, заключающиеся в наличии в коре выветривания порфиритов небольшого количества свободных гидратов окиси алюминия. Как было указано выше, выветривание полевошпатовых пород в климате умеренном практически не дает гидратной Al_2O_3 , что, наоборот, чрезвычайно типично для климатов с повышенной температурой (тропических и субтропических). Оба только что отмеченных литологических признака делают субтропическое положение северо-евразийской провинции несомненным. В высшей степени важно при этом, что и красная окраска пород и руд и латеритное выветривание доказаны для самых северных пунктов в области нашей провинции и, значит, отодвигают «зону умеренного климата», по крайней мере в его типичном развитии, дальше к северу. Для Ю. Урала П. Л. Безруков и А. Л. Яншин указывают на возможность того, что климат лейаса и доггера был здесь не только жарким и влажным, но и муссонным, т. е. с периодической сменой сухих и влажных времен года. Указание на это они видят в том, что: 1) древесина имеет годовые кольца нарастания; 2) в составе юрских галечников здесь имеются «железистые корки» «пустынного загара» (?). Не отрицая возможности этого для юго-западной (приуральной) части провинции, все же кажется мало вероятным (по общим географическим соображениям) распространение такой концепции на всю провинцию. Наоборот, лесной пейзаж — необъятная гинкгово-хвойная тайга, — устанавливаемый по характеру флоры и по наличию углей и обильных растительных остатков в осадках северо-евразийской провинции, является для главной части ее территории совершенно несомненным.

Итак, подобно современным, юрские континентальные железорудные накопления отчетливо приурочиваются к влажным зонам: частью к умеренному поясу, частью же к субтропическому и тропическому, причем во всех случаях ассоциируются более или менее тесно с лесной растительной формацией. Отличие от современных условий заключается в том, что в юрскими железорудными областями являются зоны тропическая и субтропическая, умеренный же пояс резко отступает на задний план. Несравненно разнообразнее также и минералогические типы руд. Наибольшим распространением среди них пользуются сидериты и гидрогетиты. Первые

являются характерным типом всех угленосных толщ, но вместе с тем иногда встречаются и независимо от углей, как, например, в горьковских и кировских рудах и в рудах алапаевского типа. Для гидрогетитовых руд, известных пока почти исключительно из североевразийской провинции, характерно, что они не только образуют типичные «чистые» разности (например, Липецкий бассейн), но и все переходы к чистым алюминиевым рудам — бокситам. «Железистые бокситы», у которых превалирует то Al_2O_3 , то Fe_2O_3 , широко распространены на Южном и Среднем Урале, в Казахстане, Средней Азии, на Салаире и Енисейском кряже. Среди элювиальных руд североевразийской провинции и, в частности, на Урале встречаются также нередкие случаи, когда гидрогетитовые руды значительно обогащаются Mn и переходят даже в настоящие марганцовые («марганцовые шляпы» на кремнистых сланцах и яшмах Ю. Урала). Наконец, очень характерным членом юрских континентальных руд являются своеобразные оолитовые гидрогетит-лептохлорито-сидеритовые руды халиловского типа, нечастые по количеству месторождений, но огромные по запасам. Надо, впрочем, думать, что истинное распространение этих руд далеко не исчерпывается известными их местонахождениями.

6. Климатическое размещение пермских континентальных железных руд

Отделяясь от юрского значительным промежутком времени, когда рудонакопление на поверхности континентов практически прекращается, следует наиболее раннее достоверно известное нам в истории Земли верхне-



Фиг. 51. Ботанико-географические провинции верхнего палеозоя — на основе тектонической реконструкции А. Вегенера (по А. Н. Криштофовичу).

палеозойское континентальное рудное железнакопление. Относящиеся к нему руды группируются в две значительно отличающиеся друг от друга области: на юге Африки, в Индии и Австралии, с одной стороны, и в С. Китае, с другой. Климатические условия их возникновения в настоящее время полностью выяснены и могут рассматриваться как совершенно достоверные.

Согласно концепции, развитой недавно А. Н. Криштофовичем (1937), в середине каменноугольного периода на земле существовали три основных фитогеографических пояса или области: 1) северная область тунгусской флоры, обнимавшая Северную Европу и Азию; 2) тропическая об-

ласть — юг Европы и Азия; 3) южная область гондванской флоры — Ю. Африка, Ю. Америка, Австралия (фиг. 51 и 52).

«Наилучше изученная тропическая область распространена в Северной Америке, Южной и Средней Европе, переходя через Китай на Суматру и теряясь далее в Тихом океане». Характерными формами этой флоры являются многочисленные крупные каламиты, сигиллярии, лепидодендроны, бесчисленные птеридоспермы (*Neuropteris*, *Alethopteris* и др.), древовидные папоротники, частично кордаиты и т. д. Целый ряд биологических особенностей этой флоры заставляет рассматривать ее как флору теплого (тропического) и, во всяком случае, безморозного климатического режима. Как и в современной тропической флоре, в составе европейской карбоновой растительности древесные растения (по Потонье) бесконечно преобладали над травянистыми. Растения отличались высоким ростом, крупными листьями, резкой волосистостью, крупными клетками тканей, значительным развитием сердцевины и коры и слабым — древесины, крупными размерами системы межклеточников и, наоборот, малыми — секреторных каналов и склеренхимной ткани.

Годичные кольца, указывающие на периодичность роста, в древесине деревьев отсутствовали, но зато широко распространена была каулифлория, т. е. развитие плодущих органов непосредственно из ствола или толстых сучьев, а не на тонких ветвях, — явление типичное для современных тропиков. Близкое сходство настоящих папоротников каменноугольной эпохи с современными *Marattiaceae*, обитающими в тропиках, обилие лязящих лианоподобных форм, резко развитые пневматофоры у древесных форм — довершают сходство верхнепалеозойских лесов южноевропейско-азиатской зоны с современными тропическими зарослями низинных болотистых пространств.

К северу и югу от тропической области располагались растительные комплексы существенно иного состава. Эта была флора, «так же отличающаяся от каламитов, сигиллярий, лепидодендронов и птеридоспермов тропической флоры, как современные ель, сосна, береза и ольха отличаются от диптерокарповых лесов, мангровых зарослей, кокосовых пальм и бананов тропиков» (Криштофович А. Н. 1937).

На обширном континенте Азии формирование флоры происходило под влиянием «теплоумеренного и, может быть, даже прохладного климата», вследствие чего у кордаитов появились годичные кольца, птеридоспермы и лепидофиты потеряли свое господствующее положение, а древние крупные каламиты выродились в сравнительно мелкие *Paracalamites*, *Phyllothesa*, *Lobatannularia*, и т. п. «Немногочисленные лепидодендроны... уступили место кордаитовой тайге, являвшейся основной лесной форма-



Фиг. 52. Ботанико-географические провинции верхнего палеозоя на современной географической основе.

цией северной провинции. В составе ее, кроме упомянутых хвощевых, кордаитов (*Noeggerathiopsis*) и очень немногих дегенерирующих лепидофитов, были своеобразные гинкговые — *Psygmophyllum*, *Ginkgophyllum*, *Nefropsis*, папоротниковидные и частью настоящие папоротники: *Angaropteridium*, *Gondwanidium*, *Pecopteris*, *Gangamopteris*, *Sphenopteris* и остатки *Neuropteris* и других форм, являвшихся выходцами из более южной зоны».

«В то же самое время далеко на юге, в южном полушарии (Ю. Африка, Ю. Америка, Австралия)... из тех же самых нижнекаменноугольных предков стала вырабатываться характерная гондванская или глоссоптериевая флора». «Непосредственно после лепидодендронов и сигиллярий нижнего карбона здесь появляются *Phyllothea*, *Schizoneura*, возможно уже ранее зарождавшиеся высоко в горах; развиваются *Glossopteris* и *Gangamopteris*, как-будто имитирующие нашу вахту (*Menyanthes*) (или сабельник *Comarum*), и только местами в более благоприятных условиях сохраняются последние лепидофиты». Характерную черту гондванской флоры составляет ее низкорослость, и только широко развитая местами кордаитовая тайга из *Noeggerathiopsis* нарушала угнетенный облик флоры. Перечисленные особенности глоссоптериевой растительности заставляют палеоботаников трактовать ее как флору умеренного, может быть даже холодно-умеренного пояса и самое возникновение ее ставить в связь с предшествующим оледенением южных континентов.

Сказанного достаточно для диагноза климатических условий формирования сидеритовых руд в угленосных толщах Ю. Африки, Индии, Австралии и Китая. Африканские, индийские и австралийские руды теснейшим образом ассоциируются с гондванской флорой умеренного или холодно-климатического облика. К тому же стратиграфически заключающие их свиты располагаются на ледниковых осадках и связаны с последними постепенными переходами. Стало быть, африкано-индийско-австралийские руды возникли в условиях достаточно прохладного климата, аналогичного, вероятно, климату северной или средней части современной таежно-подзолистой зоны. Это — руды пермской кордаитово-таежной подзолистой области.

Сидеритовые руды Китая сформировались в совершенно иной обстановке. Флористически их территория относится к той области, где (по Криштофовичу) имел место стык и взаимопереход флоры тропической, южноевропейского типа, — и северной тунгусской. Поэтому район отложения северо-китайских руд должен был отличаться, во всяком случае, довольно теплым и влажным климатом, аналогичным, вероятно, современному субтропическому, почему мы и отнесли китайские руды в рубрику именно таких зон.

Опять мы обнаруживаем картину, достаточно известную по предыдущим случаям. Руды формируются в условиях прохладной и влажной полосы и где-то во влажной подтропической области. В обоих случаях, судя по теснейшей ассоциации с углями, это были одновременно типично выраженные лесные области.

7. Основные закономерности климатического размещения континентальных железных руд

Итак, изучение всех известных до сих пор эпох континентального железорудного накопления показывает, что основная закономерность климатического размещения железных руд, установленная на рудах современных, целиком сохраняет свое значение и для геологического прошлого — до верхнего палеозоя включительно по крайней мере. К о н т и н е н-

тальные железные руды и в прошлом возникали исключительно в областях влажных климатов с умеренной или повышенной температурой и решительно избегали как высоких широт с очень низкой температурой, так и зон засушливых, с высокой температурой и малыми осадками.

Внешним выражением такого климатического размещения континентальных железных руд является их характерный «фациальный парагенез». Нет ни одного разреза, где континентальные руды комбинировались бы с гипсоносными и соленосными осадками, переслаивались бы с ними или же непосредственно замещались ими по простирацию. Точно так же неизвестны пока случаи, чтобы железорудные месторождения включались непосредственно в толщи ледниковых осадков. Современные руды таежно-подзолистой зоны и пермские руды Африки, Индии, Австралии располагаются над ледниковыми отложениями и находятся стратиграфически на некотором расстоянии от них, стало быть, они пространственно отделены от области собственно арктического климата. Фациальные связи континентальных железных руд совершенно иные. Не только в современности, но и в геологическом прошлом континентальные железные руды обнаруживают тяготение к районам с более или менее обширно развитой лесной растительностью, почему сами руды эти можно определить, с верхнего палеозоя, по крайней мере, — прямо-таки как лесную континентальную фацию. Теснейшая ассоциация слесами выражается либо в том, что пласты железных руд входят как необходимый член в разрез угленосных толщ, либо в том, что угли и руды представляют фации, пространственно замещающие друг друга (Урал). Нередко руды замещаются породами, хотя и не содержащими углей, но заключающими массу растительного мусора в виде обрывков листьев, обломков углефицированных стволов, ветвей, сучьев (Ю. Урал).

Для непосредственно вмещающих рудные пласты пород типично при этом весьма малое содержание карбонатов или даже отсутствие их, что указывает на большую выщелоченность коры выветривания, давшей исходный материал для переотложения в железонакопляющих бассейнах. Особенно ярко проявляется эта черта рудовмещающих пород в том случае, когда мы имеем дело с месторождениями элювиального типа, подчиненными коре выветривания собственно.

Помимо подтверждения выводов, полученных из анализа современного континентального железонакопления, экскурс в геологическое прошлое позволяет наметить еще некоторые другие, новые и весьма существенные обстоятельства. Бросается в глаза, что главная масса дошедших до нас континентальных руд — и по числу месторождений и по запасам — возникла в прошлом в условиях тропического и субтропического климатов, а не умеренного, как это часто думают. Тропики и субтропики — вот наиболее благоприятная область для континентального рудного железонакопления в истории Земли. При этом климат влиял не только на количество, но и на химический и минералогический облик железорудных накоплений.

Руды умеренной полосы представлены всего лишь двумя минералогическими типами: сидеритами и богатыми водой гидротетитами (лимонитами), к которым только в виде незначительных примесей присоединяются иногда вивианит и FeS_2 . Силикатные руды типа лептохлоритов установлены лишь для Приаралья, т. е. для самых южных частей умеренного пояса, на переходе к субтропикам. Севернее они либо отсутствуют совсем (что мало вероятно), либо развиты слабо (что вероятнее всего). В химическом состав-

ве окисных северных руд содержание Mn варьирует в любых пределах, и чисто железные руды незаметно переходят в чисто марганцовые. Количество же гидрата Al_2O_3 , как правило, близко к 0 и никогда не подымается выше немногих процентов. В связи с этим месторождения железных руд зоны умеренного климата часто ассоциируются пространственно с месторождениями руд марганцовых, но никогда не встречаются вместе с железно-алюминиевыми или просто алюминиевыми (бокситовыми) и не переходят в них. Минерало-геохимические особенности железных руд тропиков и субтропиков существенно иные. Здесь — не только сидериты и гидрогетиты (причем малой водности), но и гематиты и своеобразные гематито-лептохлорито-сидеритовые руды (халиловского типа) и еще более оригинальные железно-алюминиевые руды, постепенно переходящие в бокситы и пространственно ассоциирующие с ними. Здесь, таким образом, в составе руд не только все возможные комбинации между Fe и Mn, но и между Fe_2O_3 и гидратной Al_2O_3 .

Причины отмеченных отличий рудонакопления северных и тропических широт ясны.

Средняя годовая температура в современной тропической области достигает $25-26^{\circ}C$, тогда как в северной умеренной зоне колеблется примерно от $+4$ до $-10^{\circ}C$. Повышение же температуры, как известно, содействует ускорению всех реакций в $2-2\frac{1}{2}$ раза на каждые $10^{\circ}C$, в том числе, конечно и реакций выветривания и освобождения Fe, Mn и Al из их соединений в материнских породах. Массы воды, ежегодно промывающей кору выветривания под тропиками, в несколько раз больше, чем в северной таежно-подзолистой зоне, ибо средние годовые суммы осадков в тропических лесах колеблются от 1200—1500 до 2500—3000 мм вместо 300—700 мм на севере¹. При этом особенно важно, что под тропиками нет отрицательных температур, и, значит, вода круглый год химически активна.

Ежегодный прирост органической массы в тропических и субтропических лесах намного (в 4—5 раз) превышает аналогичный прирост в лесах умеренных, и соответственно кора выветривания получает сильно увеличенную порцию гуминовых веществ, играющих в мобилизации железа особо важную роль. Таким образом, все факторы, имеющие значение в миграции Fe, Mn, Al, проявляются в тропиках и субтропиках особенно интенсивно. Естественно, что массы железа, выпадающие в рудных концентрациях, выражаются здесь максимальными цифрами. Конечно, мы не можем механически переносить приведенные выше данные в геологическое прошлое. Но из самой природы соляного климата вытекает, что тропические и субтропические области всегда должны были быть и более влажными и более теплыми по сравнению с зонами северно-умеренного климата. А это и является для нас сейчас основным.

Что касается качественных минерало-геохимических отличий северного и тропического рудотложений, то они коренятся, в конце концов, в различном поведении гидратной Al_2O_3 . В северных областях, как мы видели, напряженность аллитового выветривания мала, возникающие же частицы $Al(OH)_3$ захватываются глинистыми минералами, достраивают

¹ По Фагелеру средняя годовая температура на разных широтах в тропической области такова:

0	градусов северной и южной широты	$+26.2^{\circ}$
10	»	$+26.5$
20	»	$+25.0$
30	»	$+19.4$

Таким образом, даже на 30° широты постоянная температура в глубине почвы еще на 14° , а на экваторе даже на 21° выше, чем средняя годовая температура Средней Европы, что означает ускорение всех химических процессов в тропиках и субтропиках в 3—4 раза. Глубина же слоя постоянной температуры начинается обычно с 1.5 м.

их решетку с поверхности и таким путем исчезают из гипергенного круговорота. Отсюда отсутствие бокситовых руд, малое количество гидратной Al_2O_3 в железных рудах и слабое развитие силикатных руд, для генезиса которых гидратная Al_2O_3 является, как известно, необходимой предпосылкой. Под тропиками и субтропиками аллитовое выветривание резко интенсифицируется; иными словами, количество гидратной Al_2O_3 , появляющейся в растворе, резко возрастает. Этим возросшим массам глинозема противостоит гораздо меньшее количество глинистых минералов, и, значит, процесс «маскирования» уже не может захватить всех наличных молекул Al_2O_3 . Остающийся избыток, очевидно, и дает железо-алюминиевые и чисто алюминийевые скопления — бокситы. Он же является причиной обильного развития в теплых климатах лептохлоритов. Таким образом, индивидуальные отличия железорудного процесса в разных климатических поясах суть прямое следствие химических свойств Fe, Mn, Al и особенностей геохимической обстановки в коре выветривания этих поясов.

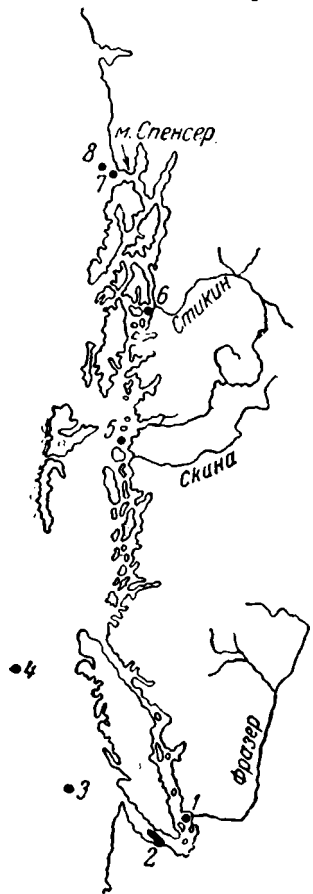
Обсуждая закономерности климатического размещения гипергенных железных руд, не следует упускать из виду, что все они базируются исключительно на «молодом» геологическом материале, происходящем из верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Сохраняют ли силу эти закономерности для более древних геологических периодов, особенно таких, как докембрий? Ответ на этот вопрос может быть, повидимому, только положительный. Находки несомненных моренных отложений на различных горизонтах альгонка, начиная от самых древних, показывают, что, как бы далеко мы ни опускались «вглубь исторических времен», мы неизменно встречаем признаки климата солярного, т. е. зависящего, в конечном счете, от солнечной радиации, а не от интрателлурического тепла. Соляренный же климат есть режим климатической дифференцировки и контрастов. Из самого механизма его возникновения вытекает, что ему всегда должны быть присущи все основные климатические пояса современности, т. е. зона полярная, область умеренного (по температуре и влажности) климата, пояс сухих степей, полупустынь и пустынь, наконец зона климата субтропического и тропического. Географическое размещение этих поясов на поверхности континентов, равно как и степень выраженности климатических различий могли меняться и действительно менялись в ходе истории коры, в зависимости от обстоятельств ее тектонической эволюции. Но самый факт климатической дифференцировки этими изменениями в существе своем не затрагивается, и основные типы климатических зон, как мы их знаем теперь, представляют (в своих главнейших чертах?) несомненно одно из древнейших явлений в истории Земли. Тем самым создаются необходимые предпосылки для действительности выведенных выше закономерностей в течение громадных промежутков времени, предшествующих верхнему палеозою, с которого эти закономерности улавливаются уже чисто фактически.

8. Железо и его аналоги в современных морских бассейнах

До сих пор мы рассматривали соотношения климата и рудного железонакопления применительно только к континентальным условиям. Но наряду с континентальными рудами существует и громадная масса морских; и потому представляется в высшей степени интересным проверить, насколько выражена климатическая зональность в этой основной группе гипергенных руд вообще.

К сожалению, возможности климатического анализа морских руд значительно меньше, чем для руд континентальных. В настоящее время морские

железные руды не образуются совсем, климатическая же интерпретация морских осадков прошлого вообще значительно труднее соответствующей интерпретации осадков континентальных. Все же, комбинируя гидрохимические данные по распространению железа в современных морях с географическим размещением ископаемых железных руд, удастся составить себе довольно ясное представление о значении климатических условий и для морских руд.



Фиг. 53. Местоположение станций на которых производилось определение Fe (по Г. Томпсону и Р. Бремнеру).

Точное определение железа в морских водах стало производиться лишь в последние годы, после того, как выяснилось его несомненное стимулирующее воздействие на развитие ряда планктонных водорослей и, значит, на продуктивность бассейна вообще. Количество исследований, посвященных железу, еще весьма ограничено (Бруевич, 1931; Книпович, 1938; Томпсон и Бремнер — Thompson a. Bremner, 1936; Томпсон и Робинсон — Thompson a. Robinson, 1932; Ваттенберг — Wattenberg, 1927) и охватывают они немногие участки морей: северо-западное побережье С. Америки, побережья Фенноскандии, Баренцево море. Исчерпывающее разъяснение поведения Fe в морских водах, конечно, еще впереди, но основные моменты, касающиеся количества и распределения этого элемента в морских водах, в первом приближении могут считаться выясненными.

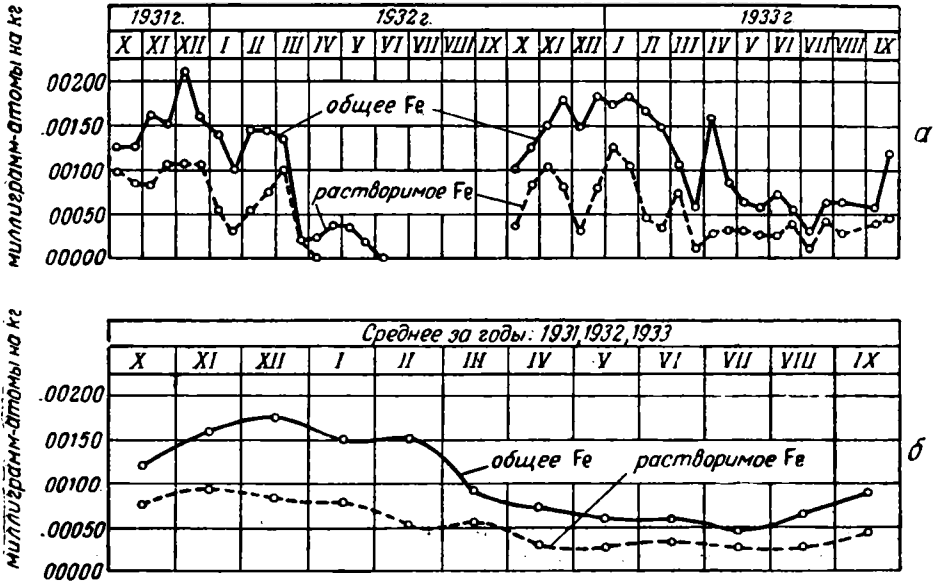
Начиная с 1931 г., в течение двух лет (за исключением трех месяцев 1932 г.) на морской станции, расположенной в проливе Сан-Жуан у Фридэй Харбор (штат Вашингтон) систематически отбирались пробы поверхностной воды 7 раз в месяц, в момент наиболее высокой приливной волны. Каждый раз брались две 100-мл пробы фильтрованной и нефилтрованной воды, подкислялись 6 мл лишенной железа серной кислоты, помещались в эрленмейеровские колбы и затем анализировались. В нефилтрованных пробах определялось общее железо, в фильтрованных — только находившееся в растворе. Разность между общим и растворимым железом представляет, очевидно, железо обломочное в форме тончайшей мути, находя-

щейся в воде и вынесенной в море реками и течениями самого морского бассейна.

Сопоставление полученных многочисленных данных позволило Томпсону и Бремнеру (1936) установить три основных факта, касающихся нахождения железа в морских бассейнах (фиг. 53, 54 а, б). Оказалось, что содержание железа как общего, так и растворенного испытывает резко выраженные колебания в течение года: в весенне-летние месяцы (со второй половины марта по 15 сентября) оно спускается до глубокого минимума, в осенне-зимние месяцы (сентябрь — март) резко возрастает. Эти колебания прекрасно видны на фиг. 54 б, где даны двухлетние средние для каждого месяца. Еще резче выступают они при сопоставлении средних для осенне-зимних и весенне-летних половин обоих годов.

	Весна—лето	Осень—зима
	мг (ат)/кг	мг (ат)/кг
Общее железо	0.00053	0.00147
Растворимое	0.00026	0.00075

В общем, в весенне-летнее время морская вода содержит в среднем в три раза меньше железа (всех видов), чем в осенне-зимнее. Объяснение этому легко находится в климатических условиях района наблюдений и в режиме стока в море поверхностных вод. В течение осенне-зимнего периода во всей области пролива Пьюджет идут сильные дожди, и реки, берущие начало в Береговых хребтах и Каскадных горах, несут огромные массы взвешенного, частью и растворенного, материала. Весною дожди резко со-



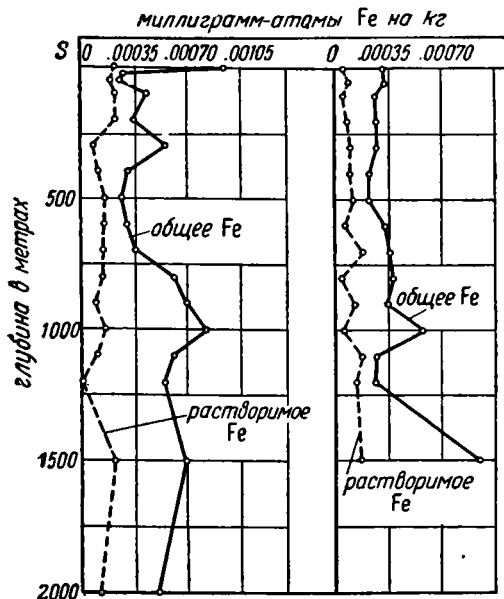
Фиг. 54а. Двухнедельные средние содержания Fe в морской воде у Фридей Харбор, Вашингтон (по Г. Томпсону и Р. Бремнеру).
 Фиг. 54б. Среднемесячные содержания Fe в морской воде во всех образцах, анализированных в лаборатории Фридей Харбор, Вашингтон.

кращаются, а в течение июля и августа стоит настоящая засуха, и дожди не выпадают совсем. Естественно, что речной принос в море с Каскадных и Береговых хребтов падает; питание моря осуществляется, главным образом, крупными реками, берущими начало позади Береговых и Каскадных гор, в областях крупных снежников. Но этот вынос крупных рек, очевидно, не в состоянии покрыть дефицит от более мелких потоков, почему в общем морская вода пролива Пьюджет и содержит летом минимальное количество железа.

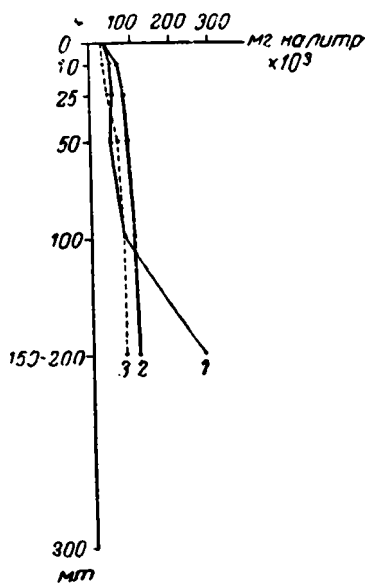
Весьма любопытными оказались соотношения между количествами общего и растворенного железа. В частных пробах соотношения эти очень колеблются: общее железо то приближается к растворенному, то превосходит его во много (5—10—15) раз. Но в ходе средних значений по месяцам колебания эти сглаживаются, а в средних по полугодиям соотношения приобретают большое постоянство: растворенное железо составляет в общем половину всей массы его, находящейся в морской воде. Иными словами, количество растворенного железа при-

мерно равно количеству его, заключенному в мельчайшей, суспендированной в воде терригенной мути.

Третьим основным результатом исследований океанической лаборатории является установление наиболее вероятной формы, в которой находится растворенное железо в морской воде. Решающее указание на это дает уже сама методика определения железа. «Обычная методика определения железа, — пишут Томпсон и Робинсон (1932), — всегда дает отрицательные результаты, когда применяется непосредственно к пробам



Фиг. 55. Изменения содержания железа в морской воде с возрастанием глубины (по Г. Томпсону и Р. Бремнеру).



Фиг. 56. Распределение Fe (общего) в океанической воде по вертикали (по Г. Томпсону и Р. Бремнеру).

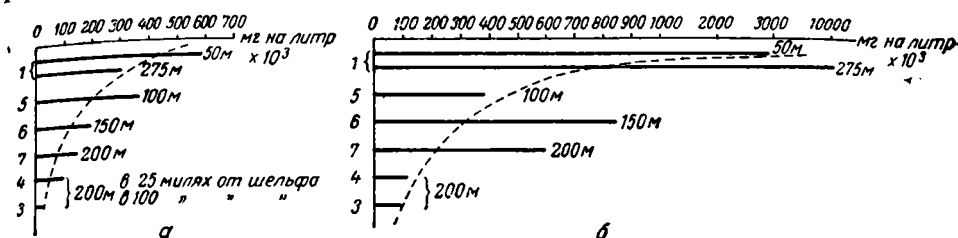
1 — пролив Сан-Хуан де-Фуна; 2 — пролив Хавр; 3 — архипелаг Сан-Хуан.

морской воды. Однако после обработки их реагентами, вызывающими окисление органических веществ, испытания на железо становятся положительными».

«Во всяком случае там, где метод открытия этого элемента описан, образец воды в начале всегда подвергался той или иной форме окисления с целью разрушения органических веществ». Отсюда авторы совершенно правильно заключают, что «морская вода, повидимому, не включает в себе ни ферро, ни феррионов» и что «железо находится в ней в виде растворимых органических соединений». Учитывая щелочной характер морской воды, это обстоятельство совершенно естественно и понятно. Но оно очень важно в том отношении, что устраняет многие прежние представления и, прежде всего, гипотезу Г. Берга (Berg, 1924) о том, что железо в морской воде особенно в прибрежных частях, существует в виде растворимых силикатов. Тем самым расчищается и правильная дорога к пониманию генезиса некоторых очень распространенных морских руд.

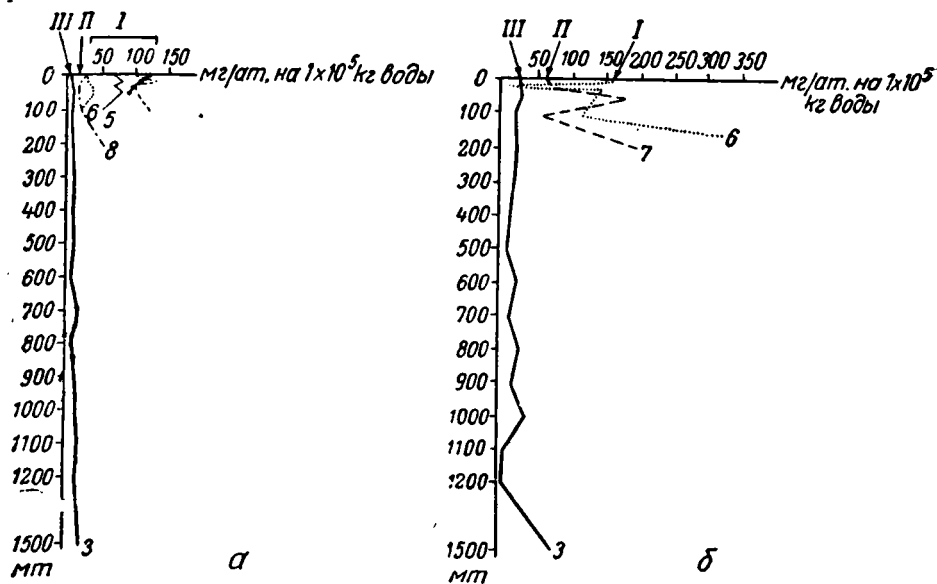
Наряду с длительными стационарными наблюдениями в одном пункте, океанической лабораторией в Friday Harbor были предприняты некоторые шаги по изучению распределения железа в воде разных частей бассейна и на разной глубине. Местонахождение станций показано на фиг. 53.

Из них две сделаны в немногих милях от устья р. Фразера: одна — в тридцати пяти милях от устья р. Скина и другая — в тридцати милях от устья р. Стикин; две станции — в области шельфа и две — за пределами послед-



Фиг. 57. Суммарное содержание растворенного (а) и обломочного (б) Fe в столбе воды от 0 до 300 м глубины (по Г. Томпсону и Р. Бремнеру). 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 — номера станций (см. фиг. 53).

него. Полученные данные изображены на фиг. 55—58. Изучая их, нетрудно установить, что наибольшие массы железа, как обломочного, так и растворенного в воде, находятся вблизи побережий вообще и у устьев рек в частности. Уже в области второй половины шельфа содержание Fe



Фиг. 58. Содержание растворенного (а) и обломочного (б) Fe в водах Тихого океана на различных глубинах (по Томпсону и Р. Бремнеру).

1, 2, 3 — номера станций на карте (фиг. 53). I — станции у устьев рек; II — станции на шельфе; III — станции за пределами шельфа.

резко падает, а в открытом море за пределами шельфа — сходит к чрезвычайному минимуму. Это означает, что главные, решающие массы Fe, доставляемые с континента, не успевают сколько-нибудь далеко продвинуться внутрь моря, но оседают вблизи береговой линии, во всяком случае в пределах верхней половины шельфа. Прибрежные участки моря являются поэтому главными концентраторами железа. Вместе с тем верхние горизонты воды обычно (хотя и не всегда) обеднены железом, нижние же обогащены им, особенно в придонной части (фиг. 55). Это объяс-

няется, с одной стороны, поглощением железа сверху планктоном, с другой — вторичным растворением соединений Fe в илах и обратной диффузией их отсюда вверх, в воду; влияет также взмучивание поверхностной иловой пленки различными движениями воды. Как видно из диаграмм (фиг. 55, 56) обогащение более глубоких горизонтов морской воды железом в одних случаях идет достаточно плавно, в других скачками: слой с пониженным содержанием Fe сменяется слоями с высокой концентрацией его, и так происходит иногда не один раз. Характерно при этом, что слой с повышенным содержанием железа являются одновременно слоями с пониженной концентрацией O_2 . По Томпсону эти обстоятельства доказывают, что слой, обогащенные Fe и обедненные O_2 , получились в результате поднятия вверх придонных вод.

Изложенные работы океанологической лаборатории в Фридэй Харбор являются пока единственными, в которых вопрос о железе в морской воде разобран достаточно подробно и всесторонне, хотя и на небольшом сравнительно материале. Другие определения железа отличаются случайностью, сильно расходящимися результатами и менее совершенной методикой. Так, по данным Ваттенберга (1927), «приблизительное среднее» содержание Fe в водах Атлантического океана составляет 60 мг на m^3 . Но цифра эта сейчас же сопровождается характерной оговоркой: «При этом истинная величина должна быть еще ниже, чем полученная». Того же мнения С. В. Бруевич (1934). «Можно предположить, — пишет он по поводу ваттенберговских 60 мг Fe на m^3 , — что эти данные несколько преувеличены. Вообще говоря, высокие величины содержания железа в воде являются подозрительными вследствие того, что методические ошибки всегда могут дать повышенные количества железа». «Наши данные, — продолжает тот же исследователь, — указывали на несколько меньшее содержание железа. Общее содержание железа окисного и закисного по нашим данным (для Баренцова моря. — Н. С.) было 10—20 мг на 1 m^3 , в отдельных случаях больше. На некоторых станциях мы находили до 50 мг на 1 m^3 ». В других определениях содержание железа еще ниже. Клем в работе с Брорудом констатировал в воде у берегов Норвегии содержание железа от 4 до 21 мг на 1 m^3 , причем оно было больше в поверхностных слоях, чем в глубоких, и больше поблизости от берегов, чем в открытом море. Харвей определяет содержание железа всего в 3—6 мг на 1 m^3 .

Что касается содержания и распределения в морской воде MnO_2 и гидратной Al_2O_3 , то сведения о них еще более отрывочны и единичны. Судя, однако, по отдельным моментам сходства с железом, едва ли можно сомневаться в том, что все правильности, свойственные последнему, будут применимы и к аналогам его.

Несмотря на ограниченность современных знаний о железе в морских водах, они представляют чрезвычайную ценность в том отношении, что ясно указывают как на фациальные зоны моря, в ископаемых осадках которых следует ожидать и искать железорудных накоплений, так и на климатические области, к которым руды должны быть приурочены. В качестве зоны, наиболее благоприятной для образования морских руд, следует указать, конечно, в первую очередь на зону п р и б р е ж н у ю, область прибрежных болот (маршей), лагун, заливов, бухт, где континентальные воды, нагруженные соединениями Fe, впервые соприкасаются с соленой и щелочной водой и в силу коагуляции лишаются более или менее крупной части своего груза. Но как показывают приведенные выше данные, полной разгрузки вод от железа в прибрежной зоне все же не происходит. Значительные количества его увлекаются течениями далее в море и оседают лишь в пределах шельфа, в ископаемых осадках которого, как и в прибрежных, собственно, поэтому и надо искать ископаемых железоруд-

ных накоплений. За пределами шельфа, в открытом море, над зоной континентального склона, а особенно над абиссальными частями океанических впадин, содержание Fe в воде становится настолько незначительным, что ожидать в осадках этой зоны рудных концентраций едва ли возможно. Как увидим ниже, анализ ископаемых железорудных морских фаций, по крайней мере для всего постордовичского времени, целиком подтверждает этот прогноз.

Кроме сказанного, мы вправе сделать и второй вывод — относительно климатической зональности для тех же постордовичских морских руд. Чрезвычайно ограниченные миграционные возможности, которые имеет Fe в щелочной и соленой морской воде, должны, естественно, приводить к тому, что морские железные руды будут возникать практически в той же климатической зоне, где состоялась мобилизация железа в коре выветривания и перенос его континентальными водами, т. е. внутри климатов влажных и теплых. Исключения из этого правила возможны лишь в тех случаях, когда, например, водоток, дренирующий область влажных и теплых климатов, затем протекает через засушливую зону и еще в пределах ее впадает в море (как, например, современный Нил) или же когда водоток, питаемый водами, собираемыми в более или менее гористой местности с лесной растительностью, пробегает далее по степи (или полупустыне), в пределах которой и впадает в море (как, например, Кубань). В этих случаях, конечно, возможно некоторое смещение рудонакопления в иную климатическую зону по сравнению с той, где происходит «питание» месторождения железом. Но такого рода случаи едва ли будут многочисленны. Насколько верны изложенные соображения, может, конечно, показать лишь специальный анализ месторождений, к которому мы теперь и обратимся.

9. Закономерности климатического размещения морских железорудных месторождений

Табл. 3 представляет попытку климатически разместить известные до сих пор морские железорудные накопления для промежутка времени, начиная от силура вверх. Эти месторождения, конечно, не исчерпывают всего списка членов морской группы, но, как кажется, их достаточно для решения поставленной нами проблемы, тем более, что только для руд, вошедших в таблицу, мы располагаем достаточно обоснованными климатическими определениями.

Посмотрим вначале климатическую ситуацию для отдельных морских железорудных эпох.

Первым по времени (идя по хронологической шкале вниз) является известное Керченско-Таманское железорудное месторождение. К сожалению, до сих пор непосредственно из области самого месторождения остатков флоры не известно, и потому для определения климатических условий приходится привлекать флору из соседних районов и из несколько более юного акчагыльского века, данные о которой (флоре) были недавно сведены И. В. Палибиным (1936).

В составе акчагыльской флоры, как оказалось, отчетливо различаются два ареала с существенно различным характером.

Первый обнимает территорию Главного Кавказа, Закавказья и Закаспия. Флора этой области заключала в себе многочисленные остатки кавказского дуба, дзелквы, клена, ивы, груши, магалоба, острii, липины, лавровишни, секвойи и других форм. По мнению И. В. Палибина, эта лесная флора существовала «в условиях достаточно влажного климата, имевшего умеренно-холодные зимы, позволявшие сохраняться таким вечно

Климатическое размещение морских железных руд и их аналогов

Название систем	Полярная тундровая зона	Северная и южная зоны умеренного климата	Зоны пустынь и полупустынь	Зоны тропиков и субтропиков	Месторождения
Q+совр.					
Неоген Ng				1	1. Керченско-Таманские руды
Палеоген Pg		1		2 3 4 5	1. Североуральские месторождения Mn. 2. Чиатурское месторождение Mn. 3. Никопольское месторождение Mn. 4. Североафриканское месторождение Fe. 5. Техасское месторождение Fe в США.
Мел Cr		5? 3?		1 2 3 n 4	1. Хоперское месторождение Fe. 2. Мелкие месторождения Альп (Fe). 3. Мугайское месторождение Fe Урала п. Месторождения бокситов в средиземноморской области Франции, Италии, Югославии, Балкан. 4. Fe Зальцгиттер в Германии. 5. Сидериты паралических бассейнов северо-востока СССР.
Юра J				1 2 3 5 4 6	1. Синтульское месторождение Fe. 2. Северокавказские (J ₁ —J ₂) мелкие месторождения Fe. 3. Минетты Германии и другие мелкие месторождения ее же. 4. Кливленд и другие месторождения Англии. 5. Кавказские месторождения (мальм) Fe. 6. Сидериты в морских леасовых отложениях Кавказа.
Триас T					?
Пермь P					?
Карбон C				1 3 4 2	1. Месторождения Fe в паралических бассейнах Европы. 4. То же в США. 3. Бокситы Средней Азии. 2. Мелкие месторождения сидеритов Урала.
Девон D				1 2 3	1. Месторождения Fe на западном склоне Урала. 2. Бокситы на западном склоне Урала. 3. Бокситы на восточном склоне Северного Урала.
Силур S				1 2	1. Клинтонское месторождение США. 2. Бретань, Тюрингия, Богемия,

зеленым типам, как секвойя и лавровишня». Одновременно на севере, в бассейне Сызрани и окрестностях г. Воронежа, развивалась «растительность таежного типа», как можно судить по находкам здесь остатков пихты, обычной северной сосны, кедра, ели и лиственницы.

При интерпретации климатических условий формирования керченских руд необходимо отдельно разобрать местоположение области питания бассейна железистыми растворами и территории накопления рудного материала собственно. В качестве зоны питания следует принять, с одной стороны, территорию Южного — горного Крыма, с другой, область Главного Кавказского хребта и, в частности, юрские, меловые и палеогеновые свиты. В таком случае, учитывая географическое положение названных толщ, нужно допустить, что область питания Керченского железорудного бассейна лежала еще целиком в зоне влажного и теплого климата. Находки теплолюбивой лесной флоры с лавровишней в М. Кабардинском хребте целиком подтверждают такую интерпретацию. Иное представляла, по видимому, территория, где вынесенные с Кавказа и горного Крыма железистые соединения и их спутники оседали в киммерийском бассейне, давая руды. В отложениях киммерийского яруса в ряде пунктов степного Крыма (у Сиваша и в других местах) и, в частности, в районе развития самих руд найдены переотложенные (но все же синхроничные) остатки гиппарионовой фауны, что, по мнению В. В. Меннера, должно указывать на степной характер территории, непосредственно прилегающей к району месторождения. Остатки той же гиппарионовой фауны, по его устному сообщению, обнаружены и в куяльницких слоях на Тамани. Если все эти соображения верны, то мы получаем на примере Керченского бассейна интереснейший случай морских руд, когда район непосредственного отложения их несколько сдвинут в смысле ландшафта и климата в другую зону, сравнительно с областью питания бассейна железистыми растворами.

Климатические условия палеогеновых морских руд Зап. Европы (Кресенберг), С. Африки и Техаса достаточно отчетливо видны из карты, уже ранее разобранной (фиг. 10). Все эти месторождения принадлежат палеогеновой тропической области. В этой же зоне, судя по их географическому местоположению, располагались и оба наши крупнейшие марганцоворудные бассейна — Чиатурский и Никопольский, вместе с серией сопровождающих их мелких месторождений. Наоборот, североуральские карбонатные марганцовые месторождения (Марсяты, Полуночное и др.) относятся к умеренно-климатической зоне, ибо целиком лежат в области широт аркто-третичной флористической провинции.

Рудное морское железонанакпление меловой эпохи протекало в двух значительно удаленных друг от друга районах: в Ю. Англии и области Зальцгиттер, с одной стороны, и на Русской платформе и Урале, с другой (фиг. 9). В близком соседстве с первым из этих районов, в средиземноморской зоне, в разные эпохи мела возникают многочисленные месторождения бокситов.

Климатические условия Англии и Зальцгиттер достаточно определяются богатыми флорами вельда Англии, Бельгии и Германии. Групповой состав этих флор близко напоминает состав юрской растительности и подобно ей отличается обильным развитием цикадовых и папоротников при резко подчиненном значении гинкговых и хвойных. Годичные кольца в древесинах хвойных хотя и имеются, но, по Готану, выражены слабо. Все указывает, что климатические условия нижнего мела в данном районе должны быть близки к условиям юрского периода. В начале нижнего мела Зап. Европа продолжала еще находиться в условиях климата влажного и теплого субтропического (или даже тропического) типа.

В еще большей степени это относится к зоне Средиземноморья, где в меловой период шло отложение бокситов. Дошедшие до нас меловые фауны этой территории характеризуются развитием громадного числа ежей, аммонитов, крупных двустворчатых (устриц, рудистов, тригоний и т. д.), крупных простейших (*Orbitoides*, *Orbitolina*) и единогласно рассматриваются палеонтологами как фауны теплых тропических областей.

К области теплых же (субтропических?) климатов должен быть отнесен и район накопления хоперских руд. Это достаточно доказывается тем, что датские хоперские руды являются ближайшим «стратиграфическим соседом» палеоценовой флоры Поволжья, в субтропическом характере которой у палеоботаников сомнений нет. (По П. Л. Безрукову датский ярус вообще должен быть отнесен к палеоцену.) Что касается лозьвинских, мугайских и аятских месторождений, то для определения их климатической ситуации данных еще очень мало. Учитывая, что в районе Лозьвы найдена упомянутая выше флора с макклинтокиями, возраст которой «от эоцена до верхнего мела» и которая, по Криштофовичу, должна быть отнесена к флорам умеренного типа, но в южной их вариации, следует и лозьвинские руды рассматривать как умеренноклиматические. Климатическая же ситуация Аята и Мугайского месторождения пока совершенно не определена, почему мы и помещаем их со знаком вопроса в обе рубрики.

Следующей крупнейшей эпохой морского рудного железнорождения является юрский период, особенно лейас — доггер, от которых сохранились такие колоссы, как минеттовый бассейн в Лотарингии, Кливленд в Англии и ряд более мелких. Климатические условия их прямо вытекают из их географического положения и отчетливо видны на карте (фиг. 8). Тропический и субтропический характер климата для них вне сомнений.

Спускаясь еще дальше вглубь времен, после весьма длительного перерыва мы встречаем крупнейшие прибрежно-морские железнородные накопления в составе огромных паралических каменноугольных бассейнов Аппалачей, Англии, Бельгии, Германии (Вестфалия, Силезия и др.). По счастливому стечению обстоятельств их климатическая ситуация также вне сомнений: все они целиком попадают в тропическую лесную область, подробная характеристика которой уже дана была выше. В той же обстановке, вероятно, происходило формирование и многочисленных мелких сидеритовых месторождений C_1 западного склона Урала.

Карбоновый период является последним, для истолкования климатических условий которого мы располагаем флористическими данными. Ниже по стратиграфической колонке следы наземной флоры быстро исчезают, а вместе с ней теряется постепенно и уверенность в правильности климатической интерпретации тех или иных осадков. Для девона и силура некоторую помощь еще могут оказать такие типично теплолюбивые формы, как колониальные кораллы, но далее и они исчезают, и идентификация климатических зон, за некоторыми исключительными случаями находок ледниковых морен, становится уже делом совершенно неопределенным. Учитывая это обстоятельство, мы решили ограничиться в нашей таблице лишь этими двумя периодами, оставив без рассмотрения все, более древние. Для девонских Уральских железных и бокситовых руд весьма показательно то, что горизонты их (например, в районе Ю. Урала) налегают на настоящие коралловые и строматопоровые известняки, образование которых, по распространенным сейчас взглядам, должно было иметь место только в условиях теплых южных морей. Тот же самый фациальный парагенез наблюдается и для силурийских руд, особенно клинтонских, которые по простиранию замещаются (на платформе) известняками с богатейшей брахиоподово-коралловой фауной. По всем этим признакам железные руды девона и силура отнесены нами в группу теплых климатов.

Изложенным достаточно определяются соотношения климатов и морских железорудных накоплений. Как и следовало ожидать, морские руды, подобно континентальным, связаны с климатами влажными с умеренной или повышенной температурой. Чтобы еще резче подчеркнуть это обстоятельство, следует указать, что, несмотря на очень большое количество известных уже морских железорудных месторождений, до сих пор не встречено случаев, когда морские железные руды ассоциировались бы в разрезе с гипсоносными и соленосными фациями — типичными отложениями засушливых климатов. Соленосные и железорудные фации как бы исключают друг друга, — точная копия того, что мы наблюдаем в континентальных условиях. Бросается в глаза также то, что подавляющая масса морских руд приурочивается к климатам тропическим и субтропическим. Можно сказать еще резче: мы почти не знаем пока умеренно-климатических железорудных накоплений и должны специально отыскивать их, тогда как руды тропические и субтропические, так сказать, сами «лезут в глаза». Едва ли такие соотношения между климатически различными рудами полностью отражают то, что имеется в природе. Искажающим образом влияет то своеобразное обстоятельство, что северные широты, где следует ожидать ископаемых железных руд умеренного климатического типа, в подавляющей своей части ныне покрыты морем; районы же, где древние породы выходят на поверхность, изучены еще крайне слабо. Однако приписать все целиком только этому своеобразному искажению геологической перспективы, конечно, никак нельзя. Мы указывали уже, что тропики и субтропики мобилизуют, а значит, и выбрасывают в море, во много раз больше Fe, Mn и Al (особенно Al), чем таежно-подзолистая умеренноклиматическая зона. Естественно, что в итоге мы получаем резкое превалирование среди морских железных руд именно тропических и субтропических, а не умеренноклиматических.

В высшей степени характерен минералогический состав железорудных комплексов, возникших в условиях влажных и теплых климатов. Господствующее значение среди них имеют сложные гематит-шамозито-сидеритовые руды, т. е. такие, в составе которых находится Al_2O_3 , вынесенная в море несомненно в форме свободного гидрозольа и лишь вторично вступившая в соединения с Fe_2O_3 и SiO_2 . Эти гематит-шамозито-сидеритовые руды иногда настолько обогащаются Al_2O_3 , что переходят в диаспоршамозитовые железистые руды (D_3 Урала, C_2 Тянь-Шаня), в других же случаях как бы замещаются последними (бокситы $Cr_1—Cr_2$ Средиземноморья). В некоторых районах бокситы ассоциируются и с чисто гидрогетитовыми накоплениями (хоперские руды). Все это в точности воспроизводит соотношения, какие наблюдаются в тропических и субтропических континентальных железных рудах, где также типична комбинация Fe_2O_3 со свободной Al_2O_3 , частью в виде механической смеси гелей, частью в виде гематит-хлоритовых руд, и где, помимо того, накапливается Al_2O_3 в виде бокситов. Такие совпадения отнюдь не случайны. В море отлагается то, что падается с континентов в соответствующих климатических зонах. И если субтропики и тропики на континентах характеризуются максимальной мобилизацией (и концентрацией) Fe, Mn, Al, то и в морской седиментации это должно найти и находит в действительности прямое и полное отражение.

10. Об аклиматических эффузивно-осадочных железных рудах и их аналогах

Итак, анализ климатических условий накопления гипергенных железных руд и их аналогов показывает с полной очевидностью, что условия эти играли в пространственной локализации названных руд в прошлом огром-

ную роль. Частью непосредственно (температура, осадки, испарение), частью через посредство живого вещества климат создавал на разных участках поверхности литосферы совершенно различную геохимическую и гидрологическую обстановку, и эта обстановка в одних случаях «разрешала» миграцию и концентрацию полуторных окислов, в других «запрещала» ее. Тем самым сами собою создавались зоны безрудные и зоны с потенциальными возможными рудообразования, которые в железорудные эпохи и становились действительно рудонакопительными.

Возникновение и локализация подавляющей массы гипергенных железорудных месторождений могут быть, повидимому, без труда поняты с точки зрения изложенных соображений. Все же имеется некоторое число железорудных тел, к которым они принципиально неприменимы и которые требуют существенно иного подхода. Это месторождения, теснейшим образом ассоциирующиеся с эффузивными толщами. Классическим примером их являются гематиты Средней Германии (мульды Диль и Лан в Рейнских сланцевых горах), стратиграфически и территориально связанные с диабазовыми и шальштейновыми толщами конца D_2 . Сюда же должны быть отнесены, вероятно, пиритовые скопления Рио-Тинто в Испании, месторождения Раммельсберг и Мегген в Германии и пиритовые руды Трондхемской мульды в грашпианских каледонидах Норвегии. Рудные тела этой своеобразной группы располагаются либо внутри эффузивных формаций, либо на периферии их (у верхней границы горизонтального окончания и т. д.), либо даже за пределами собственно эффузивных комплексов, но в ближайшем с ними соседстве. Так, гематитовые руды среднего девона Германии неизменно привязаны к верхней границе шальштейново-диабазовой формации. Пиритовые руды лексдальского типа Норвегии обычно лежат внутри эффузивных комплексов. Для пиритовых же руд провинции Гуэльва характерно залегание вне собственно эффузивных свит, но вблизи последних. Морфологически рудные тела представляют серии линз, исчисляющихся иногда десятками и согласно пластуемых с вмещающими породами. Продольные размеры линз измеряются сотнями, иногда тысячами метров; мощность — десятками метров, иногда свыше 100 м, отчего линзы оказываются сильно раздутыми, утолщенными в средних частях. Внутри линз явственно заметны признаки слоистости в виде пропластков вмещающих пород или же в виде прослоев, слабо обогащенных рудным веществом. В случае окисных руд (гематиты Германии) они по составу приближаются к типичным гематит-шамозито-сидеритовым рудам (см. гл. III), от которых отличаются резким преобладанием гематита и отсутствием оолитовой структуры. Для сульфидных руд характерен сложный состав, в котором, кроме FeS_2 , крупную роль играют барит и сульфиды Cu , Zn , Pb и более редкие As и др. Цинка, свинца и меди временами так много (до 20%), что они приобретают промышленное значение и придают рудам отчетливый гидротермальный облик. Структура сульфидных руд в одних случаях более или менее типичная оолитовая (Мегген), в других представляет колломорфное состояние тончайших субмикроскопических зерен сульфидов, указывающее на их одновременное выделение в виде гелей (Раммельсберг). Гематитовые руды по простиранию часто переходят в сульфидные (Германия). С генетической точки зрения существенно, что и в окисных и в сульфидных рудах (особенно в первых) находились ископаемые: кораллы, гониатиты, брахиоподы.

Разъяснение генезиса очерченных месторождений представляет большие трудности, ибо в них слиты и причудливо переплетены признаки

типично-осадочного и гидротермального происхождения. Естественно, что мнения исследователей уже давно разделились и, разойдясь, не сошлись окончательно и доныне. Все же получается впечатление, что большинство авторов придерживается сингенетической осадочно-эффузивной точки зрения, а для некоторых месторождений, как германские гематиты Диль и Лан, это сейчас общепризнано. Своеобразие данного фациального типа состоит в том, что рудообразование связано с подводной эффузивной деятельностью и происходит за счет железистых растворов, выделяемых из вулканических очагов в послевулканическую их стадию. Каков состав этих растворов (карбонаты?, хлориды?, сульфиды?), остается спорным, но самый факт поступления таких растворов должен, повидимому, считаться установленным прочно. Совершенно аналогичные образования имеются и среди марганцовых месторождений, причем распространены среди них даже шире, чем среди железорудных. Таковы, вероятно, Мазульское месторождение, многочисленные линзовидные месторождения среди яшмовых толщ нижнего и среднего девона Урала, карбонатные же накопления — в С₁ Германии и Испании, в юрских радиоляритовых толщах США и т. д., вплоть до незначительного, но теоретически чрезвычайно интересного четвертичного месторождения Гольконда в США, нами выше рассмотренного. Теоретически говоря, такого рода эффузивно-осадочные образования мыслимы и среди бокситов, но с достоверностью пока не установлены.

Поскольку генезис осадочно-эффузивных железных и марганцовых руд резко отличен от генезиса обычных гипергенных месторождений, основные факторы их пространственной локализации также должны быть иными.

Совершенно очевидно, что климатическая зональность и вообще климатическая обстановка в возникновении этих руд не имеют никакого значения. Поскольку основу рудного процесса составляет в данном случае поступление ювенильных растворов снизу, из вулканического очага, решающими факторами локализации эффузивно-осадочных рудных накоплений будут, очевидно, тектоника и состав магмы. Эти тектонически обусловленные гипергенные руды, как увидим ниже, представляют характернейшее образование геосинклинальных областей в эпоху их интенсивных прогибаний, когда в этих участках коры преобладают растягивающие усилия и по открывающимся трещинам происходит мобилизация магмы.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ВНУТРИ КЛИМАТИЧЕСКИ БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ НИХ ЗОН

Выяснив влияние климатических условий на размещение гипергенных железных руд, естественно поставить вопрос о факторах, которые определяли пространственную локализацию месторождений уже внутри климатически благоприятных для рудоотложения зон. К этой стороне дела мы теперь и перейдем.

Анализ проблемы удобно вести применительно к основным фаціальным (генетическим) типам гипергенных железных руд. В качестве таких уже с давних пор в железорудной литературе выделяются: 1) руды коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод; 2) озерно-болотные руды; 3) руды морские; 4) докембрийские джеспиллитовые руды, условия генезиса которых пока не вполне ясны. Ниже, в главе VI, будут изложены некоторые соображения относительно условий отложения джеспиллитов, сейчас же мы ограничимся анализом вопросов, связанных только с первыми тремя фаціальными типами железных руд.

В работах, посвященных описанию отдельных месторождений или групп их, нередко помимо характеристики руд и выяснения их генезиса встречаются, то беглые, то более или менее развернутые и подробные соображения, касающиеся влияния на состав и локализацию железорудных тел геоморфологических особенностей территории, ее литологического состава и тектонической структуры. Особенно интересовали эти вопросы за последние 10—15 лет советских геологов, в работах которых имеются весьма интересные и важные попытки не только анализа указанных проблем на том или ином частном примере, но и на ряде месторождений, группах их. Из числа таких исследований особенно должны быть отмечены работы А. Д. Архангельского о бокситах (1937) и о химическом составе железных руд (1935), А. Л. Яншина (1937), П. Л. Безрукова (1934), Б. М. Федорова (1937) о юрских бокситах, Б. П. Кротова о рудах алапаевского и халиловского типа (1938, обе работы), Л. В. Пустовалова о липецких и тульских рудах (1933), Н. Е. Ефремова о рудах Керчи (1938). Из иностранных работ существенны старые статьи Спенсера (1912), Лякруа (1913), Вульнауфа (1918, 1928), Халлимонда (1925), Берга (1924), Фокса (1932) и др. Наша задача состоит в тщательном сведении, систематизации и обобщении этих частных наблюдений и выводов и в подчеркивании тех из них, которые имеют, на наш взгляд, наибольшее значение и являются наиболее доказанными. При этом, как увидим, получается и ряд новых выводов.

Так как в курсах рудных месторождений Бейшлага, Круша и Фогта, Линдгрена, Обручева, Свительского имеются уже подробные обобщенные характеристики основных фаціальных типов железных руд, а также описание важнейших представителей каждого типа, то в дальнейшем мы будем касаться минералогического состава и петрографии руд лишь постольку, поскольку они необходимы для выяснения закономерностей пространственной локализации каждого типа и факторов, определяющих эту локализацию.

1. Факторы локализации железных руд коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод

Железные руды коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод представляют сложный комплекс. Сюда относятся, прежде всего, руды, залегающие в коре выветривания собственно и представляющие результат перераспределения Fe внутри коры подземными водами, как, например, латеритные руды. В курсах рудных месторождений эти рудные скопления называются рудами остаточными, термином, на мой взгляд, совершенно неудачным, ибо он вызывает ложные представления о действительном механизме возникновения этих рудных концентраций; на самом деле, как было показано в предыдущей главе, мы имеем здесь дело вовсе не с простым «механическим» остатком железа в коре выветривания, а с результатом сложных перемещений и концентраций его внутри этой коры. К рассматриваемой группе относятся также и все руды, возникшие

при деятельности подземных вод вне коры выветривания, но генетически с ней связанные. В курсах рудных месторождений они носят обычно название руд инфильтрационных и секреторных. Не так давно эти гипергенные руды подробно были расклассифицированы Б. П. Кротовым (1937).

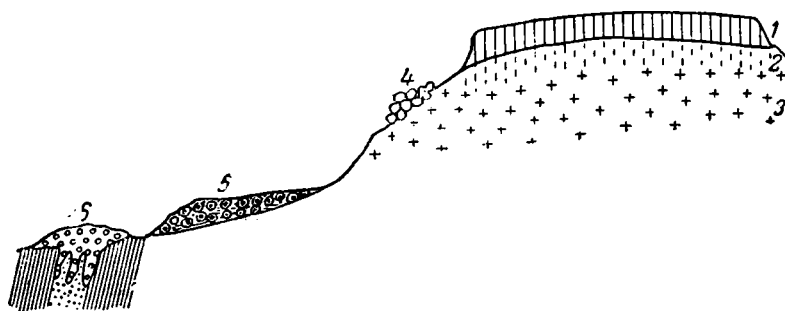
При обширности очерченной группы континентальных руд и разнообразности входящих в ее состав руд, факторы, определяющие пространственную локализацию разных подгрупп этой группы (остаточных, инфильтрационных, секреторных), могут, конечно, значительно меняться. Исчерпывающий анализ их сейчас едва ли возможен, особенно применительно к рудам вне коры выветривания — инфильтрационным и секреторным, очень капризным и недостаточно еще изученным. Поэтому в дальнейшем мы будем оперировать почти исключительно рудами коры выветривания (остаточными), касаясь остальных подгрупп лишь частично и эпизодически.

Наблюдения над современными латеритными рудами Гвианы, о-ва Кубы, Индии, Африки, Австралии показывают совершенно согласно, что повсеместно руды, как и латериты вообще, связаны с более или менее ясно выраженным древним пенепленом, который в одних случаях еще уцелел полностью, в других же подвергся частичному разрушению. «Путешествующий по Гвиане, — пишет Дюбуа (1903), — не находит в этой латеритной области никаких крупных горных кряжей, но только многочисленные изолированные холмы (сопки), выстраивающиеся друг за другом по некоторым направлениям». Этот однообразно-холмистый рельеф с незначительными колебаниями высотных отметок обязан своим генезисом, по мнению Дюбуа, тому, что «превращенные в латерит породы эродирующей деятельностью воды были легко пересечены оврагами» и расчленились на отдельные останцы, еще сохраняющие на себе латеритный покров. До этого расчленения, в момент формирования латеритной коры, рельеф Гвианы, очевидно, отвечал тому, что может быть названо пенепленом или близкой к нему поверхностью. На о-ве Куба¹ во всех его рудных участках (за исключением Моа) территория представляет мягковолнистое плато с размахом рельефа не свыше 100—150 м. При этом, как правило, руда приурочена к верхним частям обширных плосковершинных холмов, которые она покрывает плащеобразно, отсутствуя на склонах и в разделяющих холмы широких речных долинах. Холмы меньшей высоты также лишены руды или заключают в себе самые нижние горизонты рудного слоя, — явный признак его последующего размыва. В некоторых случаях, как, например, в округе Майяри, обращенная к морю часть общего плато имеет меньшую высоту (около 560 м), и от нее идет медленный подъем на запад (до высоты 700—750 м); в других случаях подобного рода уклона в одну какую-либо сторону не наблюдается. Обособленное положение занимает участок Моа, расположенный непосредственно на побережье. «Рудный пласт, — пишет С. Уэлд (1910), — начинающийся на уровне приливной волны и простирающийся отсюда внутрь острова на расстояние от 3 до 5 миль, располагается на наклонной поверхности, почти лишенной резко выраженного рельефа, с наклоном в сторону моря около 250 футов на милю. Окончательное исчезновение рудного плаща по направлению внутрь страны объясняется обычными

¹ Рассматривая кубинские руды как элювиальные, автор следует традиции, установившейся в литературе после исследований Спенсера, Уэлда, Лийс и Мида, Мильнера и др. сделанных еще около 30 лет тому назад. К сожалению, новой литературы с той поры не появлялось, хотя вопрос о фациальной природе этих руд, несомненно, заслуживал бы переисследования. Не исключено, что часть руд здесь, аналогично халиловским, — озерного генезиса и элювиальными являются лишь порошковатые железные руды нижней толщи.

процессами поверхностной денудации. Подлежащие серпентиниты появляются впервые на дне потоков, в то время как на промежутках между потоками руда еще сохраняется. Таким образом, верхняя граница рудного тела представляет серию пальцеобразных выступов, которые удерживаются некоторое расстояние вверх на междуручьевых водоразделах, пока, в конце концов, не исчезают на них так же, как на дне потоков». Из этой характеристики современных геоморфологических условий местонахождения кубинских руд ясно, что первичное формирование их было связано с поверхностью более или менее выраженного пенеплена, который в последующее время претерпел значительные изменения вплоть до резкого одностороннего уклона и погружения под уровень моря. С этими изменениями связано разрушение прежде гораздо более обширного рудного плаща.

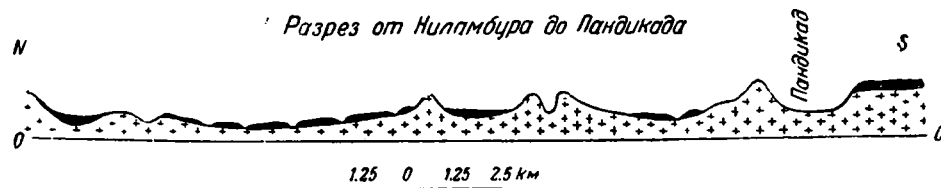
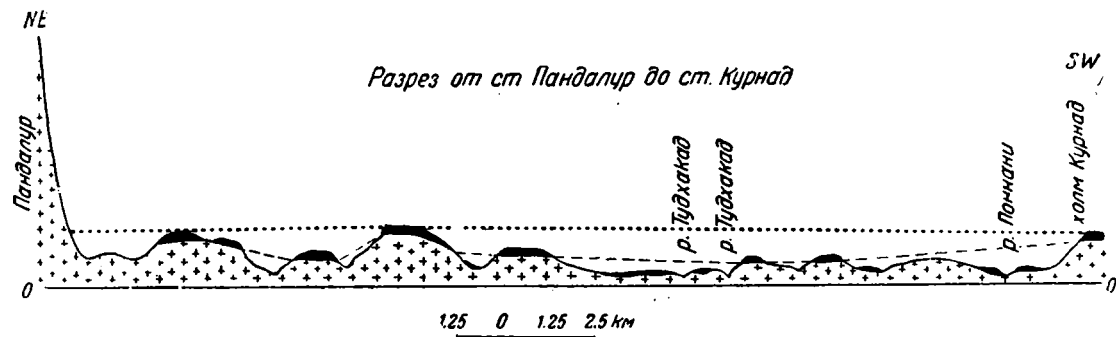
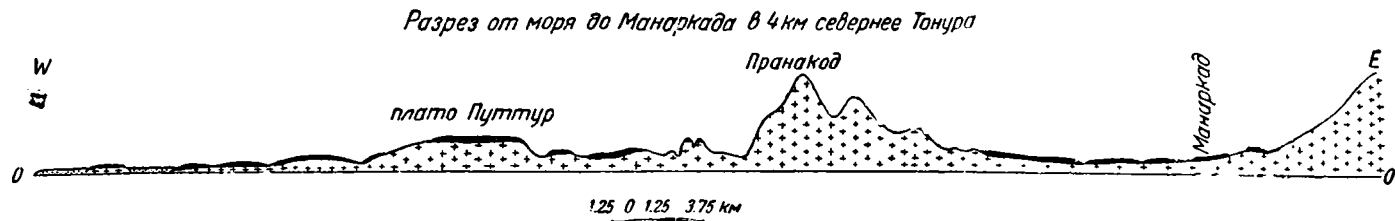
О сходных условиях говорит и известная схема залегания латеритов Индии, данная С. Фоксом в 1923 г. (фиг. 59). «Первичные латериты, — пишет он, — ... находятся как покров или плащ на горных породах многих



Фиг. 59. Условия залегания латеритов в Индии (по К. Фоксу).

1 — первичные (high-level) латериты на базальтовых плато; 2 — каолинизированные базальты; 3 — плато-базальты; 4 — осыпь из глыб первичного латерита; 5 — вторичные (low-level) латериты на террасах речных долин; 6 — метасоматические латериты.

плато и плосковершинных холмов; они встречаются также на водоразделах, не подвергшихся усиленной денудации, и на некоторых повышенных участках, лежащих выше общего уровня дренажа окружающих территорий, где действие континентальной эрозии чрезвычайно слабо. Первичные латериты не встречаются выше 1.650 м (6.000 футов) в западной Индии и несколько ниже в восточных Гатах. Между этим максимумом и уровнем моря они могут находиться на любых уровнях: у Малколм Петс — на высоте 4.710 футов, Панхала Форт — 3.177 ф., Каланандигад — 3.333 ф, у холмов Матеран — 2.700 ф, Харнай — 700 ф, Виджадири — 60 ф (пров. Бомбейская). Сходный порядок высот найден в центральной Индии, в провинциях Бихар и Орисса». Характерно при этом, что плосковершинные холмы, прикрытые латеритными плащами, в отдельных регионах ясно сливаются в единую плоскую, слегка волнистую поверхность древнего, частично уже разрушенного пенеплена, как это отчетливо видно на профилях Лэка (1890) через Малабарское побережье (фиг. 60). Что этот пенеплен действительно древний, доказывается не только его современным денудационным разрушением, но и наличием тектонических деформаций его. «Во многих местах, — пишет К. Фокс (1923), — как в Бераре, после образования латеритов имело место сильное раздробление территории сбросами; из нахождения же латеритов у Сурата и холмов Раджамал ясно, что они подверглись опусканиям (прогибаниям — subsidence) новейшего времени».

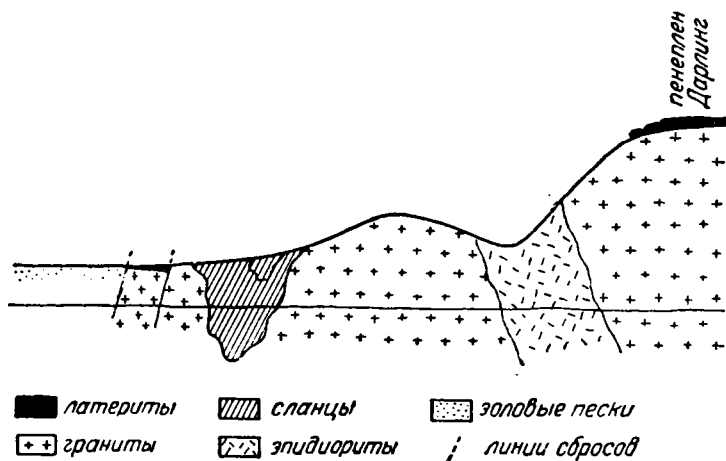


Фиг. 60. Условия залегания латеритов на Малабарском побережье (Индия) (по Ляну).

1 — гнейсы, 2 — латериты, 3 — морские осадки, 4 — поверхность пенеплена, 5 — древние речные долины.



Отчетливые следы пенеппенизации территории в момент формирования латеритной коры наблюдаются также в Австралии (Симпсон, 1912; Вульнауф, 1918), Северо-западной Африке (Лякруа, 1913) и в других местах. «Кажется, — пишет Е. Симпсон о западно-австралийских латеритах, — что аккумуляция латеритов представляет очень медленный процесс и не имеет места там, где эрозия умеренно-быстрая. Они обнаруживают тенденцию развиваться на ясно обозначенных пенеппенах, таких, как 300-метровый пенеппен хр. Харлинг, и на верхних частях очень мягких склонов долин, где денудация медленна... В Западной Австралии первичные латериты найдены, главным образом, между 160 и 500 м над уровнем моря. Более значительные (чем 500 м) высоты внутри внутритропических частей этого штата редки. Обычно они лишены латеритов». Еще раз подчеркивает связь латеритной коры Зап. Австралии с пенеппеном



Фиг. 61. Геоморфологические условия залегания латеритов в Зап. Австралии (по В. Вульнауфу).

Вульнауф (1918). По его мнению, наиболее благоприятен не просто пенеппен, а пенеппен низкий, едва возвышающийся над уровнем моря. «Латеризация, — пишет он, — встречается только в областях, где дренаж отсутствует (is almost at a stillstand). Это обычно предполагает существование пенеппена почти на уровне моря». Наличие латеритов на больших высотах является критерием поднятия страны (фиг. 61). В Западной Африке (Гвинея) наиболее развита латеритная кора, часто являющаяся настоящей железной рудой, встречается, по А. Лякруа (1913), на так называемой bowals — слабо волнистой степной высокой (ок. 500 м над уровнем моря) равнине, обладающей всеми признаками пенеппена, находящегося сейчас в стадии разрушения. На Мадагаскаре, по данным того же автора, немногие сохранившиеся полные разрезы латеритов приурочены к тампокетса (tampoketsa) — аналогам боваль (bowals) (Лякруа, 1922).

Геологические условия формирования элювиальных руд геологического прошлого сейчас, конечно, непосредственно не доступны изучению. Показательно, однако, что независимо от каких-либо теоретических представлений о механизме формирования коры выветривания, исходя лишь из стратиграфических условий нахождения ее остатков и общей геологической ситуации, исследователи неизменно помещают формирование элювиальных плащей на конец длительных континентальных периодов, перед началом нового эрозионного цикла, т. е. как раз на тот

отрезок времени, для которого в высокой степени вероятно наличие пене-плена или близких к нему условий. Именно так датируется возраст ранне-мезозойской коры выветривания Урала, Казахстана и других смежных районов (Архангельский, 1937), доолигоценовых элювиальных руд Германии (Харрасовиц, 1926), верхнемеловых (и палеогеновых) руд Аппалачей (Адамс, 1928, 1929). Таким образом, мы можем, повидимому, считать твердо установленным, что элювиальные руды всех типов возникали в прошлом исключительно в условиях рельефа, постепенно пенепленизирующего и доходящего, в конечном счете, до пенеплена или близкой к нему поверхности.

В. Вульнауф (1928), например, так и пишет, что «существенным признаком высокой степени пенепленизации является наличие очень глубокого и очень полного химического изменения пород под действием атмосферных осадков». И это понятно. Для образования мощной коры выветривания, а значит, и заключенных в ней руд, необходимо, чтобы возникающие продукты элювиального процесса не смывались бы тотчас по их образованию, а оставались на месте. Только тогда выветривание из первоначальной щелочной стадии может перейти в кислую, и полуторные окислы, получив известную подвижность, в состоянии перераспределиться в коре выветривания и сконцентрироваться местами до высоких (в том числе и рудных) значений. Такого рода спокойная обстановка для медленно текущих геохимических реакций возможна лишь в условиях рельефа, постепенно пенепленизирующегося, с затухающей денудацией, почему элювиальные железные руды и льнут так к пенепленизированным районам.

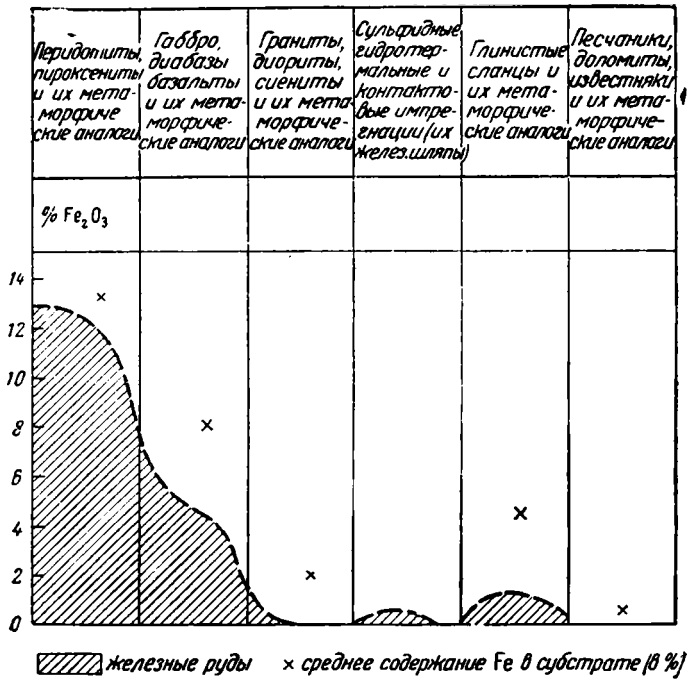
Применимо ли это общее заключение к рудам, образовавшимся вне коры выветривания при деятельности подземных вод (т. е. к инфильтрационным и секреторным), или же они возникали и в других условиях рельефа, — остается неизвестным.

Для расшифровки связей руд коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод с литологическим (точнее — химическим) составом пород, на которых они возникли, показателна диаграмма (фиг. 62), на которой автором сделана попытка разместить элювиальные (остаточные) руды по их субстрату.

Наибольшая масса железных руд сосредотачивается в коре выветривания ультраосновных и основных пород, серпентинитов, габбро, диабазов, базальтов. Сюда относятся такие колоссы, как кубинские месторождения (Сан-Фелип, Моа, Майяри и т. д.), руды у оз. Бангвеоло в Африке, на Филиппинах и Борнео, а также ряд более мелких — в Индии, Австралии, Елизаветинское (?) ¹ и другие на Урале, Никольско-Уссурийское (?) на Амуре, Фогельсберг в Германии. В общей массе своей они образуют, вероятно, около 85—90% всех известных элювиальных руд вообще. Остальные 10—15% ассоциируются почти исключительно с метаморфическими парасланцами или нормальными осадочными породами. Таковы, например, многочисленные месторождения в свитах P_z и M на Урале, где они связаны с серицито-хлоритовыми и слюдяно-гранатовыми сланцами. Сюда же относятся «горные руды» (Mountain-ores) Аппалачей, развивающиеся, главным образом, на железосодержащих кварцитах St_1 и перекрывающих их слабометаморфизованных сланцах. В Германии это руды гунсрюкского типа Рейнских сланцевых гор на серицито-хлоритовых сланцах D_1 и т. д. Характерную черту «метаморфических» элювиальных руд составляет то, что месторождения их весьма много-

¹ По новым данным Б. П. Кротова, это месторождение не элювиального, а озерного (халиловского) типа.

численны, но зато незначительны, часто просто микроскопически малы и едва подходят к грани промышленно-интересных. Процесс концентрации Fe в них как бы распылен на громадном пространстве, идет вокруг множества «зародышевых центров», но нигде не может дойти до сколь угодно крупных, а иногда и просто заметных размеров. Весьма типично также, что у подавляющего большинства членов «метаморфической»



Фиг. 62. Распределение элювиальных железных руд по породам субстрата (схема).

группы наряду с чисто элювиальными признаками отчетливо выступают признаки метасоматического происхождения, — за счет замещения окислами еще не успевших разложиться частей породы, почему и всю эту группу правильно было бы назвать элювиально-метасоматической.

Третью, совершенно ничтожную количественно, но принципиально интересную, группу элювиальных железных руд составляют «железные шляпы» большинства колчеданных месторождений, развитые, например, на Урале, в осевой части Аппалачей и других местах.

Причины описанных соотношений элювиальных руд с породами субстрата вскрываются достаточно определенно. Среди всех пород литосферы перидотиты, габбро-диабазы и их метаморфизованные аналоги ярко выделяются своим богатством Fe₂O₃, составляющим у перидотитов 10—13.51%, у габбро — 10.20%, у диабазов — 10.12%, у базальтов — 8.71% против 5.0% у сиенитов, 2.43% у гранитов, 1.40% у гранитоидных гнейсов, 4.7% у глинистых сланцев, 0.98% у песчаников и 0.37% у известняков (Ферман, 1924; Фокс, 1923). Повышенное содержание Fe₂O₃ в исходной породе, конечно, тотчас же отражается на элювии, и это есть основная, наиболее существенная причина возникновения железных руд именно на ультраосновных и основных породах. К этому присоединяется еще то, что магма основная и ультраосновная особенно богата CaO и MgO, коагулирующая

сила которых много выше, чем у Na и K; поэтому вынос железа в щелочную стадию выветривания основных пород должен быть особенно мал даже по сравнению с выносом его (в виде FeO) у пород средних и кислых. Возникновение рудных концентраций Fe в элювии парасланцев также надобно, повидимому, связывать с повышенным содержанием железа в исходных породах. Так, например, анализируя генезис элювиальных руд Кузинской, Златоустовской и Полетаевской дач на Урале, Л. М. Миропольский (1936) пришел к заключению, что руды эти образуются там, где вмещающие их породы несут ясные признаки гидротермальных воздействий и некоторого вторичного обогащения рассеянными сульфидами железа¹. Элювиальный процесс только усиливает это убогое гидротермальное оруденение. Судя по ряду данных и, прежде всего, по аналогичной геологической ситуации, указанный Миропольским механизм возникновения элювиальных руд имеет для свит Pz и M Урала не частное, а общее значение и может оказаться справедливым и в длинном ряде других случаев. В Аппалачах концентрацию Fe в элювии нижнекембрийских кварцитов и покрывающих их сланцев (горные руды) Линдгрена ставит в связь с тем, что кварциты эти часто содержат в себе большое количество железистых минералов, местами лептохлоритового типа (Линдгрена, 1934; Хардер, 1909). К этим кварцитам в штатах Георгия, Алабама, Вирджиния приурочиваются даже первично-осадочные (коренные) сидерито-шамозитовые руды. Аналогично этому, причина возникновения элювиальных руд Гунерюка (Германия) кроется, по Фершиллиngu (Verschilling, 1910), в первичном содержании железа в хлоритовых минералах материнских пород. Таким образом, локализация железорудных накоплений в элювии тех, а не других пород, повидимому непосредственно определяется первичным содержанием в них железа.

Само собой разумеется, что влияние химического состава субстрата этим не ограничивается, но сказывается также на характере «примесей», заключенных в руде. Весьма показательно с этой точки зрения богатство никелем, хромом и кобальтом руд, развившихся на серпентинитах, и отсутствие этих элементов (или ничтожные следы их) в рудах на всех остальных типах исходных пород. В элювии яшм и кремнистых сланцев, обычно содержащих повышенные количества марганца, железные руды настолько обогащаются этим элементом, что переходят в железо-марганцовые и даже чисто марганцовые. В обоих примерах «примеси» в рудах прямо отражают особенности химического состава субстрата. Выяснение подобного рода связей в полном объеме, к сожалению, тормозится отсутствием необходимого аналитического материала.

Заметное влияние на локализацию элювиальных руд оказывает тектоническая структура субстрата, хотя на эту сторону дела обращалось до сих пор слишком мало внимания, почему и связи элювиального рудоотложения и тектоники установлены пока на очень немногих примерах. В известном Елизаветинском месторождении на серпентинитах (10—12 км к югу от г. Свердловска) «рудные залежи, — по словам В. А. Карманова (1937), — вытянуты параллельно основным направлениям трещин отдельности, сосредотачиваясь в зонах наиболее интенсивной трещиноватости. Связь оруденения с зонами трещиноватости подтверждается обнаружением порошковых руд буровой скважиной на глубине 70 м под слоем дунитов». В элювии сланцев M и Pz Среднего Урала железные руды, по наблюдениям Л. М. Миропольского (1936), «приурочены к зонам нарушения и в громадном большинстве случаев генетически связаны либо

¹ Много раньше (1909 г.) Е. Н. Барбот-де-Марни указал и другую возможную причину рулонакопления в сланцах Среднего Урала: их богатство железосодержащим гранатом.

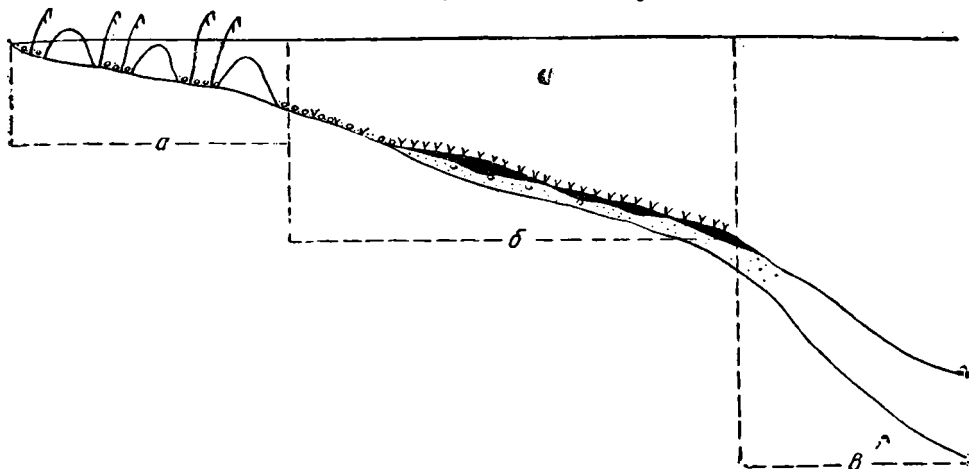
с брекчией и боковыми породами брекчий, либо реже с теми же породами, но которые являются в своем залегании сильно нарушенными». Подобного рода связи представляют, надо думать, широко распространенное и нормальное явление. Неслучайно, конечно, что за исключением элювиальных руд, связанных с магматическими породами, все остальные руды коры выветривания встречаются только в областях, тектонически сильно нарушенных, складчатых (Урал, Германия, Аппалачи, Англия и др.). На горизонтально залегающих плащах осадочных пород достоверных элювиальных железорудных накоплений пока неизвестно вовсе. Дело здесь, видимо, заключается в том, что дислоцированным осадочным и метаморфическим породам свойственна многообразная и глубоко идущая трещиноватость, способствующая захвату и выветриванию циркулирующими грунтовыми водами сразу больших масс пород, а следовательно, и концентрации в элювии железа из большого объема исходного материала. «Всевозможные тектонические подвижки, — справедливо пишет И. И. Гинзбург (1938), — зоны смятия, нарушения, сбросы, контакты, в особенности контакты изверженных пород с осадочными и, в частности, с карбонатными породами, также сульфидные месторождения являются крайне благоприятными факторами для продвижения гравитационной воды и для развития процессов векового выветривания» в элювиального рудоотложения.

Итак, геологические влияния на процесс формирования элювиальных железных, марганцовых и бокситовых руд и их пространственную локализацию совершенно очевидны и бесспорны. Руды эти возникали в прошлом только в тех районах влажных климатов, которые в продолжение достаточно длинных промежутков времени развивались в сторону пепеленизации и, в конце концов, становились пенеппенами или близкими к ним геоморфологически ландшафтами и которые, вместе с тем, имели в составе своем коренные породы с повышенным содержанием железа в форме силикатных или сульфидных и карбонатных минералов. Тектоническая раздробленность, трещиноватость субстрата также имела известное значение и определяла ряд деталей в пространственной локализации руд внутри районов, очерченных предыдущими факторами. Особенное значение она имела, конечно, для руд зоны подземной циркуляции вод. Так как подходящее сочетание перечисленных условий встречалось далеко не везде, а скорее в виде исключения, понятно, что и области развития элювиальных руд в каждую железорудную эпоху были весьма немногочисленны и очень ограничены по размерам.

2. Условия возникновения и факторы локализации озерно-болотных железорудных накоплений

Значительно иначе выглядят связи с геологической обстановкой у озерно-болотных железных руд. Современные накопления этого типа развиты, как известно, главным образом, в северной таежно-подзолистой зоне, причем приурочиваются здесь к структурно и литологически очень разнообразным территориям. В одних случаях это области развития магматических пород и кристаллических сланцев, интенсивно дислоцированных, со сложной складчатой структурой (Швеция, Финляндия, Карелия, Урал), в других — районы распространения нормальных осадочных образований с совершенно горизонтальным залеганием слоев, выдерживающимся на огромном расстоянии (Дания, северная Германия, Ленинградская обл. и др.). При всем различии структурных и литологических признаков районов рудоотложения, их геоморфологические условия

отличаются замечательной однотипностью. Повсеместно это области слабохолмистого ландшафта, где более или менее крупные западины чередуются с мягкими, невысокими выпуклостями рельефа. Котловины, депрессии, речные долины и т. д. являются местами формирования озерно-болотных железорудных накоплений; разделяющие их возвышения — источниками, питающими котловины железистыми растворами и обломочным материалом. При этом, благодаря общей мягкости рельефа и небольшому размаху его, в депрессиях накапливается лишь весьма ограниченное количество обломочных частиц, к тому же достаточно тонких, глинистых или мелкопесчаных, в силу чего выносимое грунтовыми водами растворенное железо, оседаая, не теряется в общей массе осадка, а является крупной частью его, почему и образует рудные концентрации.

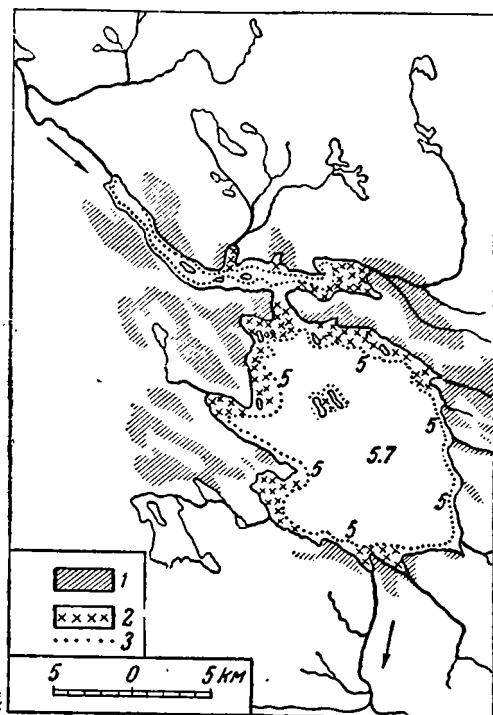


Фиг. 63. Условия залегания современных озерных руд (по Е. Науману).

а — верхняя часть сублиторали (0—3 м), б — нижняя часть сублиторали (3—5 м), в — профундаль (глубина больше 5 м).

Внутри котловин и впадин, где идет накопление современных болотных и озерных руд, последние также не разбросаны случайно, но обнаруживают в расположении ясные, хотя еще далеко не полностью вскрытые закономерности (фиг. 63—75). Наиболее отчетливы они для озерных руд, которые, как известно, накаплиются в относительно узкой (100—300 м) прибрежной полосе, на глубинах от 1 до 3—5, редко до 10 м. Внутрь, по направлению к более глубоким частям озера, руды выклиниваются, хотя некоторая обогащенность железом осадка еще наблюдается. Это прекрасно видно, например, в детально обследованном Крейцем фон-Шееле (Kreutz v. Scheele, 1922) финляндском озере Енисьярви, где из 296 рудных проб для 89% глубина оказалась меньше 5 м, для 7½% от 5 до 7 м и для 3.5% — более 7 м; на глубине свыше 11 м пробы не брались, так как опыт показал, что на таких глубинах нет заметных отложений руды. То же самое выступает на профилях и картах других железорудных финляндских и шведских озер, воспроизведенных на фиг. 65—72. Выклинивание руд происходит, как правило, и в непосредственном соседстве с берегом, по направлению к которому руды удерживаются лишь в исключительных случаях. Таким образом, в топографии озерного дна железные руды занимают узкую и строго определенную полосу — элиторальную зону, по терминологии Е. Науманна (1932) (фиг. 63). Исключение составляют лишь очень маленькие озера, вся площадь которых уместается в пределах элиторальной области.

Внутри элиторали накопление руды происходит также не повсеместно, а лишь в ограниченном числе мест, образуя пятна разнообразных очертаний и размеров: округлые, эллипсоидальные, широкие ленты, узкие нитевидные полосы и т. д. Длина пятен колеблется от десятков метров до



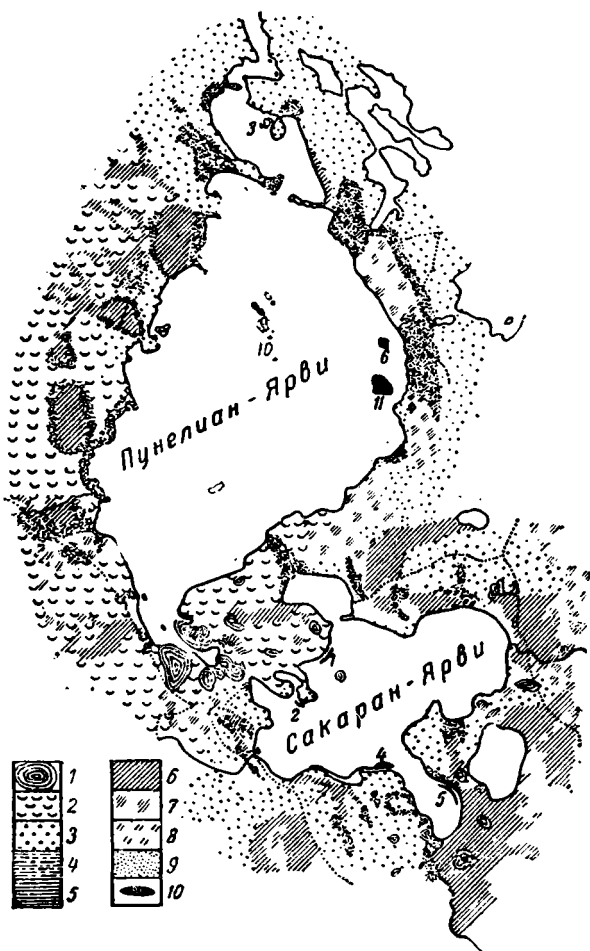
Фиг. 64. Карта распространения железных руд в оз. Енись-Ярви (по Крейц-фон-Шееле). 1 — торфяное болото; 2 — озерная руда; 3 — изобара 5 м.

нескольких километров; ширина измеряется обычно десятками метров и до 100—200 м. Неоднократно делались попытки выяснить, что регулирует пространственное размещение пятен внутри элиторальной зоны, причем у разных авторов получились не вполне сходные результаты. Для оз. Енисьярви Крейц фон-Шееле указывает, что рудоносные площади развиты особенно там, где по соседству много торфяников; наиболее крупные залежи приурочены к мелким заливам с пологим уклоном дна, тогда как при крутом уклоне дна руды не было даже в мелких частях озера. По Б. Аарнио, изучившему ряд южно-финляндских озер, «озерные руды возникают в озерах, которые окружены щебенчатыми и песчаными грунтами. В озерах с глинистым и суглинистым окружением, как, например, Пихеярви в округе Таммеле, также встречаются руды, но только у берегов, которые состоят из песчаных грунтов. Образование озерных железных руд стоит, таким образом, в связи с наличием водопроницаемых грунтов» (Aarnio, 1920). Этим же исследователем отмечается влияние почвенных процессов. «Из карт, — пишет он, — можно видеть, что важнейшие рудные участки находятся вблизи гумусовых подзолов, т. е. почв, максимально выщелоченных относительно Fe». Совершенно те же закономерности для шведских озер отмечает и Е. Науманн (1922). Причина их заключается, по мнению указанных авторов, в том, что на площади водопроницаемых почв, щебенчатых и песчаных, метеорные воды просачиваются вглубь и образуют потоки грунтовых вод, обогащенных Fe и гумусом. На дне озера эти воды изливаются в виде ключей или пластовых выходов, и в пунктах высачивания возникают железорудные поля.

Чрезвычайный интерес представляет в связи с этим размещение рудных пятен относительно поверхностных водотоков, ручьев и рек. К сожалению, на этот вопрос не обращается должного внимания, хотя правильное разъяснение его для общей картины генезиса руд едва ли может быть переоценено. Изучая карты железорудных озер, нетрудно установить, что в большинстве случаев между локализацией рудных пятен и размещением рек нет совпадений, но в отдельных пунктах руды оказываются расположенными прямо против устьев рек. Это наблюдается,

например, на оз. Енисьярви, где количество ручьев велико и они относительно крупны. То же намечается и на карте Лис-Ярви, опубликованной Аарнио (фиг. 67), но, повидимому, наблюдается лишь для спокойных водотоков, вносящих много воды и мало терригенного материала. В некоторых случаях руда отлагается уже прямо в русле реки, в ее устьевой части.

Необычайно интересные с этой точки зрения наблюдения сделаны М. Е. Эдемским на р. Выге, впадающей в озеро того же имени. Это относительно значительная река до 120 км длиною, с широкой долиной и, несомненно, богатая водой. «Первые удачные поиски руды, — пишет он, — были сделаны в устье р. Выга (Южного). Здесь река пересечена мощной грядой моренных отложений, главным образом, гранитных и гнейсовых валунов, образующих порог с островом посередине, носящим название Порожьего. Между валунами этого острова встречается множество неглубоких с песчаным или илистым грунтом ям, в которых речная вода, остающаяся после разливов и пополняемая путем просачивания из реки, отлагает водную окись железа в виде разнообразной формы и размеров ноздреватых желваков, достигающих величины куриного яйца. В других ямах здесь же можно встретить чрезвычайно любопытные отложения той же руды, заполняющие трещины гнейсовых валунов и промежутков между ними, в виде сплошной массы буровато-черного цвета, совершенно точно воспроизводящей все особенности формы трещин. Руду из ям можно брать железной лопатой, а небольшие образчики — прямо руками. На изломах куски этой руды черного цвета, со слабым блеском, обнаруживают оолитовую структуру». «Чуть пониже Порожьего острова, в русле самой реки с помощью железного ковша можно было вычерпывать с глубины 0.5—1 м бобовидной и гороховидной формы руду вместе с довольно крупным песком». «Выше Порожьего острова, где весьма спокойное течение р. Выг в несколько расширенных берегах напоминает большой мель-



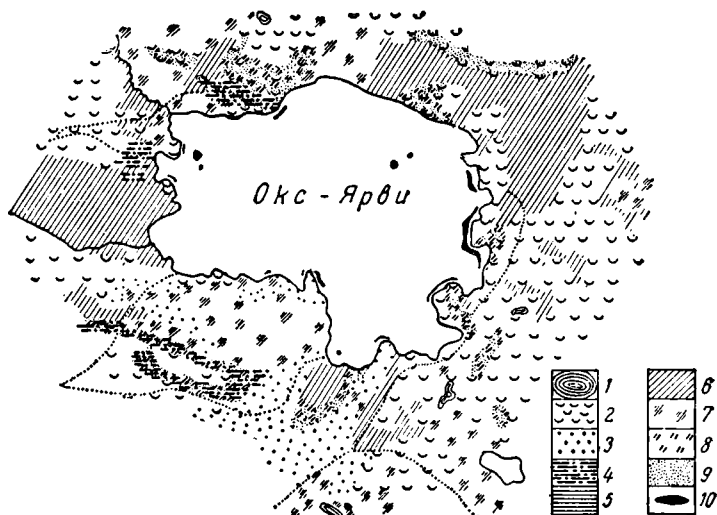
Фиг. 65. Карта распространения железных руд в оз. Пунелуан-Ярви (по Б. Аарнио).

1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — морена; 5 — глина; 6 — осоковый торф; 7 — моховой торф; 8 — торфяной пласт менее 20 см толщины; 9 — гумусовый подзол; 10 — озерная железная руда.

же руды, заполняющие трещины гнейсовых валунов и промежутков между ними, в виде сплошной массы буровато-черного цвета, совершенно точно воспроизводящей все особенности формы трещин. Руду из ям можно брать железной лопатой, а небольшие образчики — прямо руками. На изломах куски этой руды черного цвета, со слабым блеском, обнаруживают оолитовую структуру». «Чуть пониже Порожьего острова, в русле самой реки с помощью железного ковша можно было вычерпывать с глубины 0.5—1 м бобовидной и гороховидной формы руду вместе с довольно крупным песком». «Выше Порожьего острова, где весьма спокойное течение р. Выг в несколько расширенных берегах напоминает большой мель-

ничный пруд, также была найдена руда в виде сплошной рудной корки («опоки», по местному названию), выстилающей дно реки и имеющей толщину 0.25—0.5 м». По более старым данным (80-х годов) М. Н. Хирьякова, «все дно русла этой реки (Выга) (120 в. длиной) почти сплошь состоит из железной руды осадочного происхождения». Едва ли можно сомневаться в том, что р. Выг не является уникалом и что аналогичные скопления (может быть меньших размеров?) свойственны и другим рекам севера.

Резюмируя кратко изложенные данные о расположении руд внутри современных северных бассейнов, мы должны признать, что руды эти представляют типичную прибрежную мелководную фацию, локализация которой внутри элиторали целиком определяется режимом стока грунтовых, частью же и поверхностных, железосодержащих вод.



Фиг. 66. Карта распространения железных руд в оз. Окс-Ярви (по Б. Аарнио).

1 -- скалы; 2 -- гравий; 3 -- песок; 4 -- морена; 5 -- глина; 6 -- озерный торф; 7 -- моховой торф; 8 -- горфяной пласт менее 20 см толщины; 9 -- гумусовый подзол; 10 -- озерная железная руда.

Существенно иначе выглядит локализация внутри котловин болотных железных и марганцевых руд. Чрезвычайно интересные в этом отношении данные собраны геологами вивианитовой экспедиции Научно-исследовательского института по удобрениям и инсектофунгицидам, обследовавшей в 1937—1939 гг. очень большое число болот Белоруссии и обнаружившей в нижних частях торфяных прослоев крупные скопления белого сметанообразного сидерита, «теснейшим образом ассоциированного с вивианитом, лептохлоритами (?) и родохрозитом». «Линзы вивианита, — пишет А. П. Орлов (1939), — располагаются почти всегда в центральной части болот, в самых глубоких, по большей части, его местах. Судя по ботаническим анализам, эти болота были некогда зарастающими озерами (иногда старицами) грунтового питания. С течением времени эти водоемы, получившие свое образование, несомненно, в послеледниковое время, подверглись зарастанию и заторфовыванию... Типичной формой большинства месторождений является форма лопасти. Верхняя по течению грунтовой воды часть лопасти углублена до минерального дна болота. Здесь «корни» линзы, и отсюда, из выходящих ключей, линза получает свое минеральное питание. Мощность линзы вблизи «корней» обычно наи-

большая, площадь — наименьшая. Ниже по течению мощность линзы становится меньше, но площадь, занимаемая линзой, расширяется. По мере того, как грунтовая вода растекается по водопроницаемым слоям торфа,

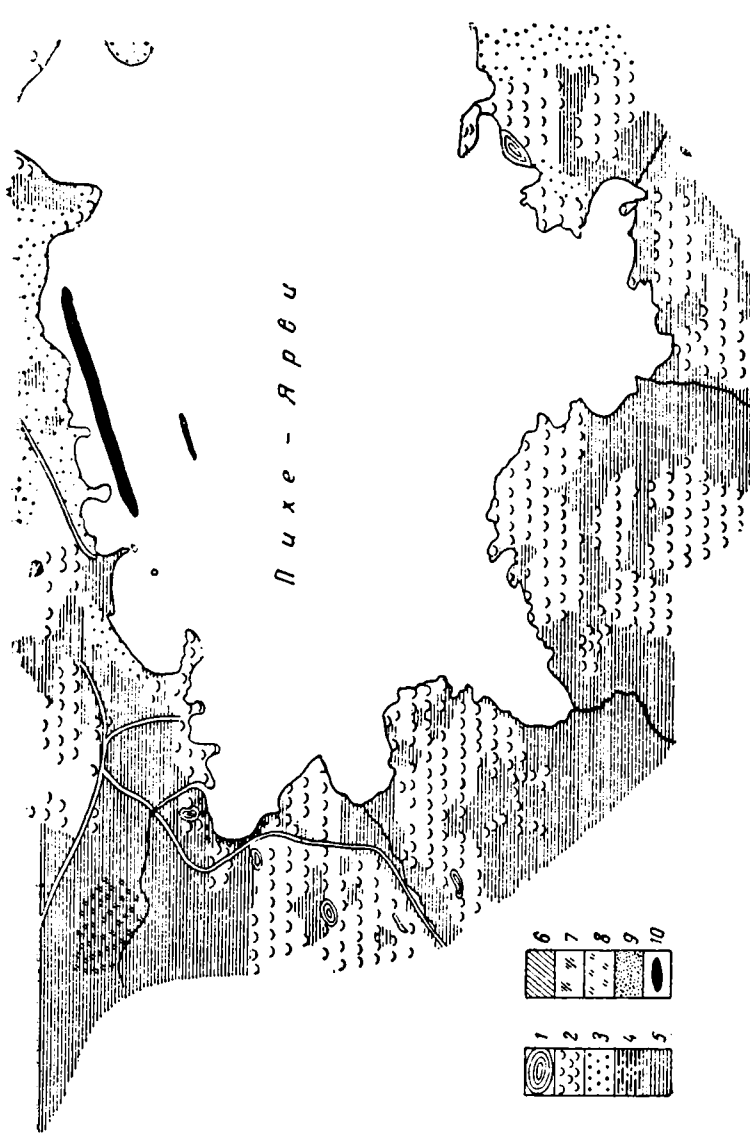


Фиг. 67. Карта распространения железных руд в оз. Лис-Ярви (по В. Аарнио).

1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — морена; 5 — глина; 6 — осоковый торф; 7 — моховой торф; 8 — торфяной пласт менее 20 см толщины; 9 — гумусовый подзол; 10 — озерная железная руда.

линза постепенно отрывается от минерального дна болота и, все более расширяясь в горизонтальном направлении, переходит затем в зону аэробных процессов и заканчивается лежащими на поверхности бераунитами (в виде конкреций) и порошковатыми лимонитами. Жильный характер залежей болотных фосфатов почти всюду является господствующим. В крупных же месторождениях, где вивианитовая линза или ряд линз образуется серией ключей или широким потоком грунтовой воды, мы

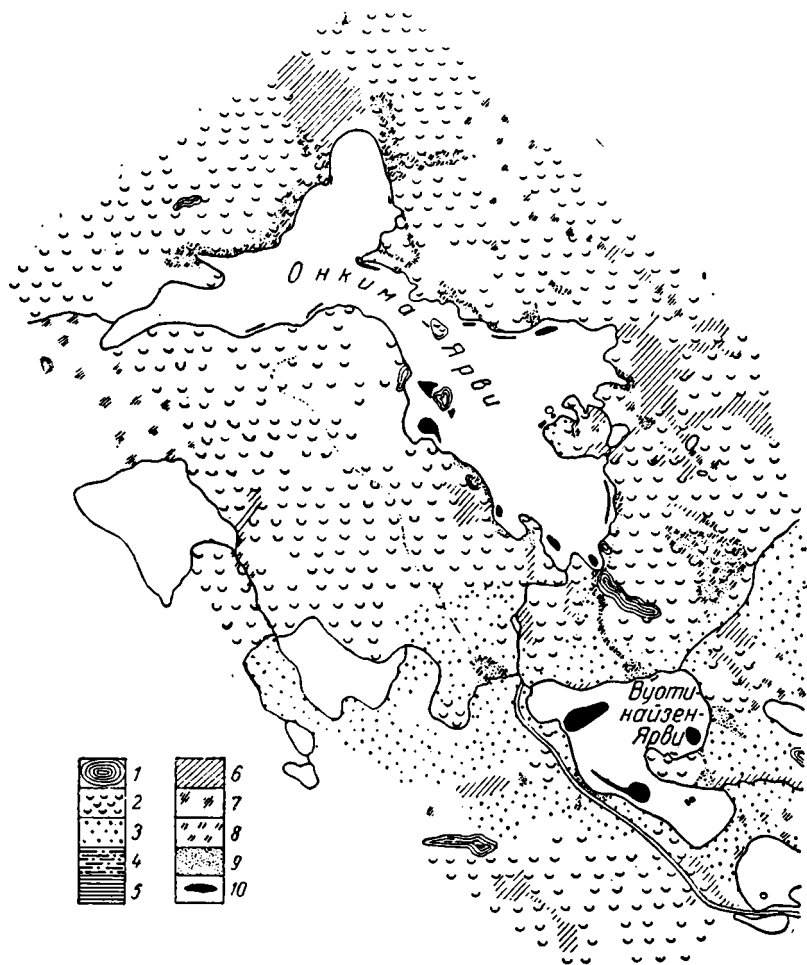
встречаем некоторое подобие пластовых, иногда караваеподобных инъекций. Вдоль зарастающих речек, дренирующих выходящие ключи, очертания линзы в общем повторяют изгибы русла, протягиваясь узкой лентой на несколько километров». Сказанное о белорусских вивианитах целиком относится и к сидеритам, ибо последние «образуют часто теснейшее смеше-



Фиг. 68. Карта распространения железных руд в оз. Пиче-Ярви (по Б. Аарнио).
 1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — торфяная глина; 5 — глины; 6 — осоковый торф; 7 — моховой торф; 8 — торфяной пласт менее 20 см толщиной; 9 — озерная железная руда; 10 — озерная железная руда.

ние с вивианитом». «Вивианит, — по словам Г. И. Бушинского (1940), — или незаметно рассеян в сидеритовой массе, или образует в ней прожилки, или залегает самостоятельными линзами. Эти линзы могут залегать как ниже, так и выше слоев сидерита, или перемежаясь с ними, окаймляя их. Количественные взаимоотношения с сидеритом различны, — преобладает то первый, то последний». Близкие условия залегания громадных промышленно-интересных линз аморфного сметаноподобного сидерита среди торфяников указывает П. Круш (P. Krusch — 1922) для Сев. Гер-

мании (фиг. 76). «Торф, — пишет он, — образуется в долинно-речном ландшафте в плоских руслах (Rinnen), которые не были достигнуты последним оледенением и на обширных пространствах затянuty мохом. Вначале долины и понижения были заполнены низинными болотами, затем они обросли переходными болотами, и, наконец, образовались далеко

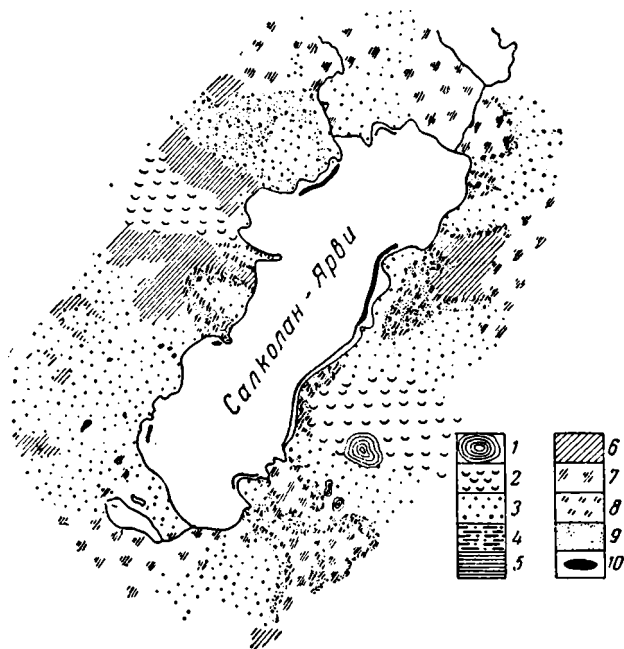


Фиг. 69. Карта распространения железных руд в оз. Онкима-Ярви (по Б. Аарнио).

1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — морена; 5 — глина; 6 — осоковый торф; 7 — моховой торф; 8 — торфяной пласт менее 20 см толщины; 9 — гумусовый подзол; 10 — озерная железная руда.

перекрывавшие их верховые торфяные покрывки. Распространение трех видов торфа в общем таково, что низинные и переходные торфы ограничены долинами и их ближайшими окрестностями, в то время как верховой торф покрывает также и плоские песчаные пространства вне долин». Как видно на фиг. 76, белая железная руда связана исключительно с низинными торфами, т. е. с наиболее пониженными участками болота, залегая здесь в виде громадных линз свыше 2 м мощности и до нескольких сотен метров по простиранию; обычно, впрочем, они много меньше и измеряются всего метрами и десятками метров.

Та же картина наблюдается у известного месторождения Эммер Компаскум в Голландии, сидериты которого впервые были подробно описаны Ван-Бёммеленом (1900). Эммер Компаскум, по характеристике этого исследователя, «лежит в середине обширной формации верховых болот в восточной части провинций Дренте и Грёнинген и прилегающей части Ганновера»... Морфологически представляет «широкий желоб с поднимающимися краями, который медленно погружается на север». То же отно-

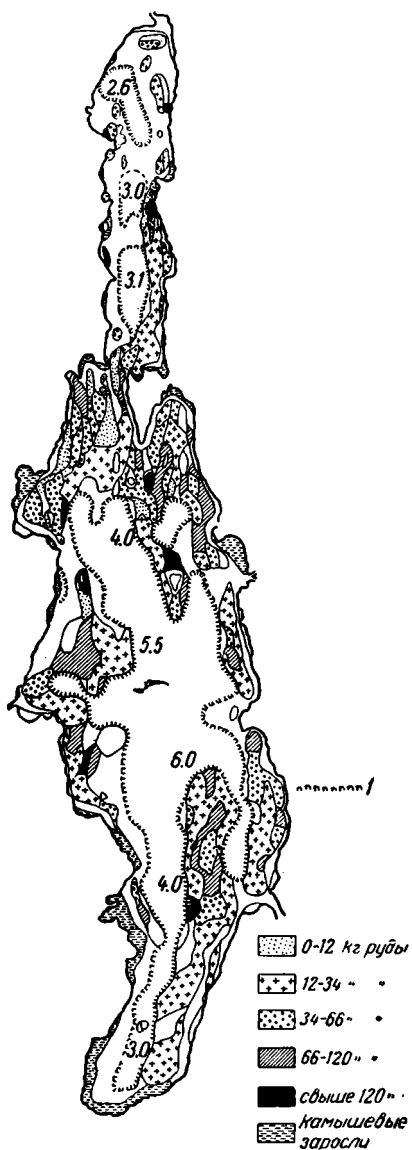


Фиг. 70. Карта распространения железных руд в оз. Салколан-Ярви (по Б. Аарнио).

1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — морена; 5 — глина; 6 — осоловый торф; 7 — моховой торф; 8 — торфяной пласт менее 20 см толщины; 9 — гумусовый подзол; 10 — озерная железная руда.

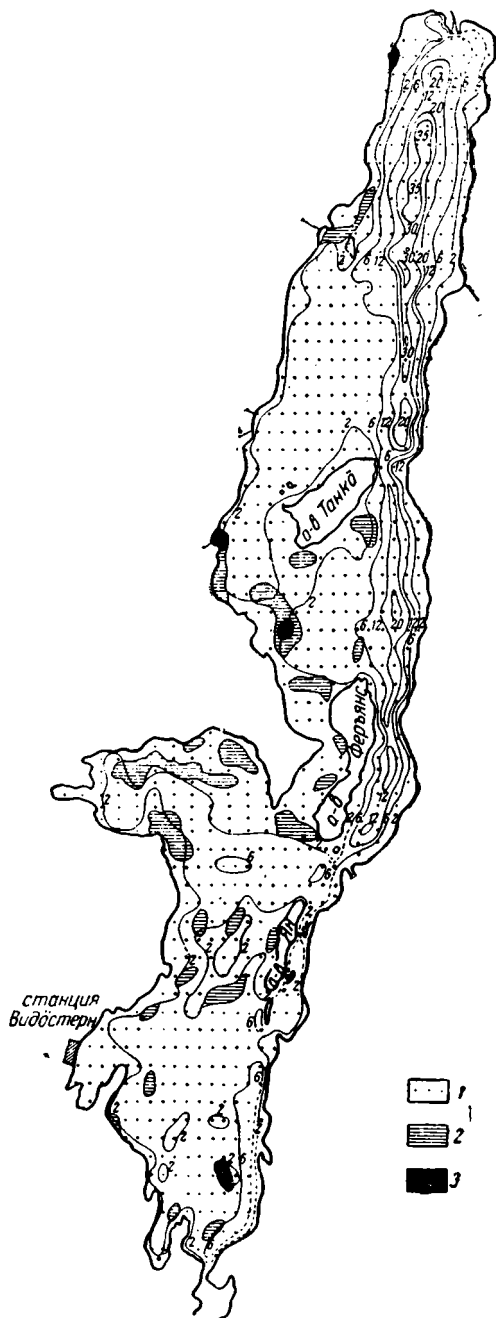
сится и к недавно описанным сидеритам из болот Швеции и Финляндии и представляет, повидимому, общее правило локализации сидерито-вивианитовых болотных месторождений вообще.

Наблюдений над геоморфологическими условиями залегания болотных гидрөгетитов, хотя последние и чрезвычайно распространены, сделано гораздо меньше, точнее говоря, они почти отсутствуют. Тем не менее, имеются основания полагать, что и эта группа болотных руд подчиняется в общем тому же правилу, что и болотные сидериты и вивианиты. Как показали наблюдения Г. И. Бушинского (1940) в болотах Белоруссии, «почти все изученные... месторождения бурого железняка в болотах образовались в результате окисления шамозита и сидерита». Если окисление сидерита происходило медленно, то при обилии исходного сидеритового материала получались грубопористые и кавернозные глыбы, при малом содержании его — конкреции разнообразной формы, от горошины до желвака. «Если окисление сидерита или шамозита происходило быстро, то независимо от их процентного содержания в породе всегда получался порошокатый бурый железняк. Последний образуется также в результате разложения пицита как остаток после уноса фосфатного иона». При



Фиг. 71. Глубины и распределение руды в оз. Сален (Ю. Швеция) (из Дорфа).

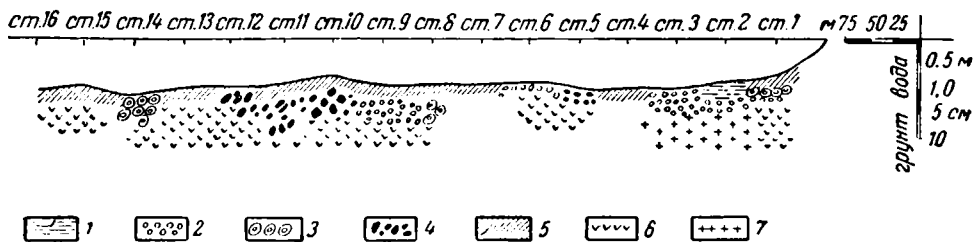
1—области с иловым пластом мощностью свыше 40 см; 2, 6, 3, 0 и т. д. — цифры глубины.



Фиг. 72. Глубины и распределение руды в оз. Видостерн (Ю. Швеция) (по Е. Науманну).

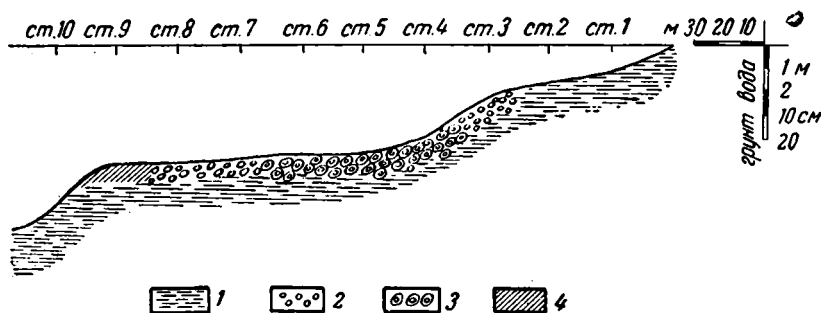
2, 6, 20 и т. д. — цифры глубины; 1 — 0.5—25 кг руды на кв. метр; 2 — 25—50 кг руды на кв. метр; 3 — свыше 50 кг.

таким генезисе болотных гидрогетитов применение к ним геоморфологических закономерностей, свойственных сидеритам и вивианитам, понятно само собой и объяснений не требует. Но если даже какие-либо болотные



Фиг. 73. Условия залегания озерной руды в северной части оз. Тумас (по Копченовой).

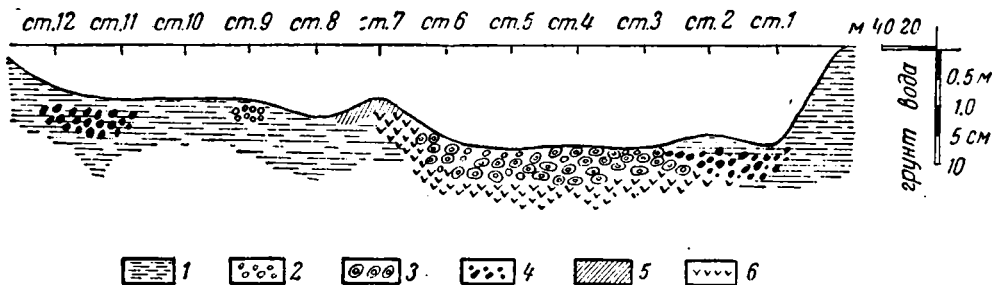
1 — ил; 2 — мелкобобовая и монетная руда; 3 — крупные оолиты в илу; 4 — бобовая руда сплошной структуры; 5 — рудная корка; 6 — серая вязкая глина; 7 — диатомовый ил.



Фиг. 74. Условия залегания озерной руды в оз. Укшезеро около д. Подкамешек (по Копченовой).

1 — ил; 2 — мелкобобовая и монетная руда; 3 — крупные оолиты в илу; 4 — рудная корка.

У?



Фиг. 75. Условия залегания озерной руды в северной части озера Киердема (по Копченовой).

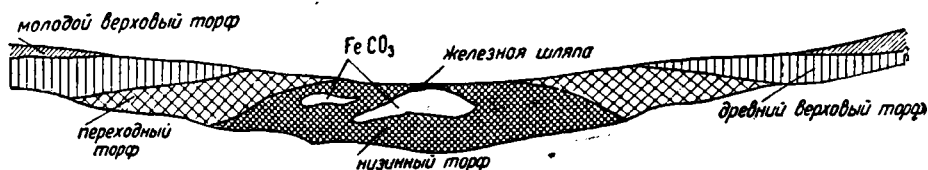
1 — ил; 2 — мелкобобовая и монетная руда; 3 — крупные оолиты в илу; 4 — бобовая руда сплошной структуры; 5 — рудная корка; 6 — серая вязкая глина.

гидрогетиты и не проходили карбонатной стадии, а возникли непосредственно в качестве первичных образований, они все же едва ли оказались бы исключением из указанных выше правил. Дело в том, что, по современным представлениям, источником всякого вообще рудного железонскопления в болотах являются высачивания железистых грунтовых вод

со дна или боков бассейна. В глубоких болотах эти воды остаются целиком внутри восстановительной среды (торфяника или подторфяниковых песков и суглинков) и потому осаждают, в зависимости от рН и концентрации растворов, сидерит, вивианит, шамозит. В мелких же болотах железистые воды быстро попадают под воздействие проникающего вглубь кислорода (и железобактерий) и дают гидрогётиты¹.

Таким образом, все вообще болотные руды по самому механизму своего возникновения имеют тенденцию располагаться в самых низких, центральных частях котловин, занимая те секции их, которые ближе всего к питающим седиментацию железистым ключам.

Наиболее крупные и изученные поверхностные железорудные накопления геологического прошлого распределяются в настоящее время между тремя крупными регионами: территорией Аппалачей (главным



Фиг. 76. Условия залегания болотной белой карбонатной руды (по П. Крушу).

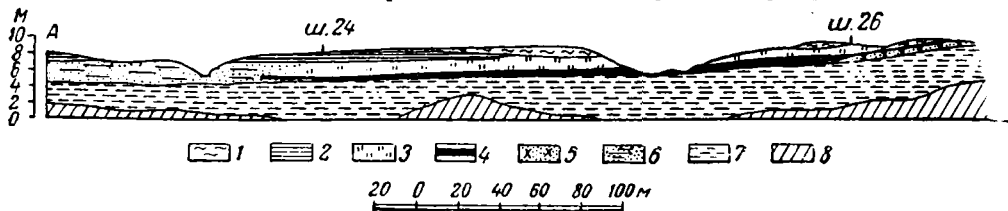
образом, средняя и южная их части), средней Германией (Рейнские сланцевые горы, Эйфель) и североевразийской раннемезозойской железорудной провинцией, охватывающей восточную часть Русской платформы, почти всю зону урало-сибирских герцинид и прилегающую западную часть Сибирской платформы (Енисейский кряж). Хотя непосредственных остатков рельефа, синхроничного эпохам формирования руд, конечно, не сохранилось, все же, анализируя условия залегания железорудных свит и их литологический состав, мы получаем в конце концов совершенно ясное представление о геоморфологических условиях рудоотложения.

Все озерно-болотные железорудные накопления прошлого, — сидеритовые, гидрогётитовые, железо-алюминиевые, гематит-шамозито-сидеритовые, — приурочены к отрицательным элементам рельефа ложа, большим и малым впадинам и котловинам, частью эрозионного, частью тектонического происхождения. Таково залегание крупнейших Халиловских месторождений, руд алапаевского типа, всех железо-алюминиевых руд Урала, Казахстана, Енисейского кряжа, липецких и горьковских руд на Русской платформе, руд бобоворудной формации и других ископаемых озерно-болотных месторождений. В одних случаях это были незначительные, хотя и многочисленные, индивидуальные понижения, дававшие отдельные месторождения, располагавшиеся друг около друга целыми сериями (Bohnerzformation, алапаевские руды и др.), в других — крупные депрессии, в разных частях которых руды накапливались относительно немногочисленными, но большими участками (Баймакская депрессия, Орская и др.).

Размещение рудных тел внутри котловин отличается большим разнообразием.

¹ С переходом мелкого болота в глубокое или с осушением глубокого сейчас же конечно, происходит полная «метаморфизация» рудных осадков, — переход в сидериты, в первом случае (на что указывал еще Ван-Бёммелен в 1900 г.), в гидрогётиты, во втором. Все болотное рудонакопление представляет, таким образом, очень подвижную систему, быстро реагирующую на перемены в окружающей обстановке.

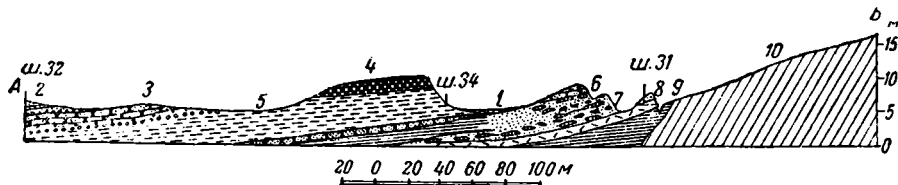
Локализация окисных и окисно-силикатных руд внутри крупных озерных бассейнов совершенно совпадает с локализацией современных окисных железорудных накоплений у крупных рудных озер. Все месторождения халиловского типа, т. е. сложные гидрогетит-шамозито-сидеритовые руды, приурочены почти исключительно к периферической части крупной синклинальной Баймакской депрессии и, представляя, по мнению Б. П. Кротова, отложения краевой прибрежной части



Фиг. 77. Разрез через месторождение бобовых железо-алюминиевых руд Сор-Куль (по А. Яншину).

1 — делювиальный суглинок; 2 — светлые глины; 3 — белый боксит с желваками алунита; 4 — красный боксит; 5 — железистые песчаники; 6 — железистые глины со стяжениями лимонита; 7 — белые песчаные глины; 8 — палеозойские каолинизированные сланцы.

заполнявшего котловину крупного бассейна (или серии бассейнов). В последнее время открыто и изучено несколько месторождений (Ново-Петропавловское, Орловское), развитых и в средней части котловины. Но все они связаны со сбросовыми явлениями и в процессе формирования руд представляли, несомненно, приподнятые участки, окружавшие острова серпентинитовых массивов внутри Баймакской синклинали.



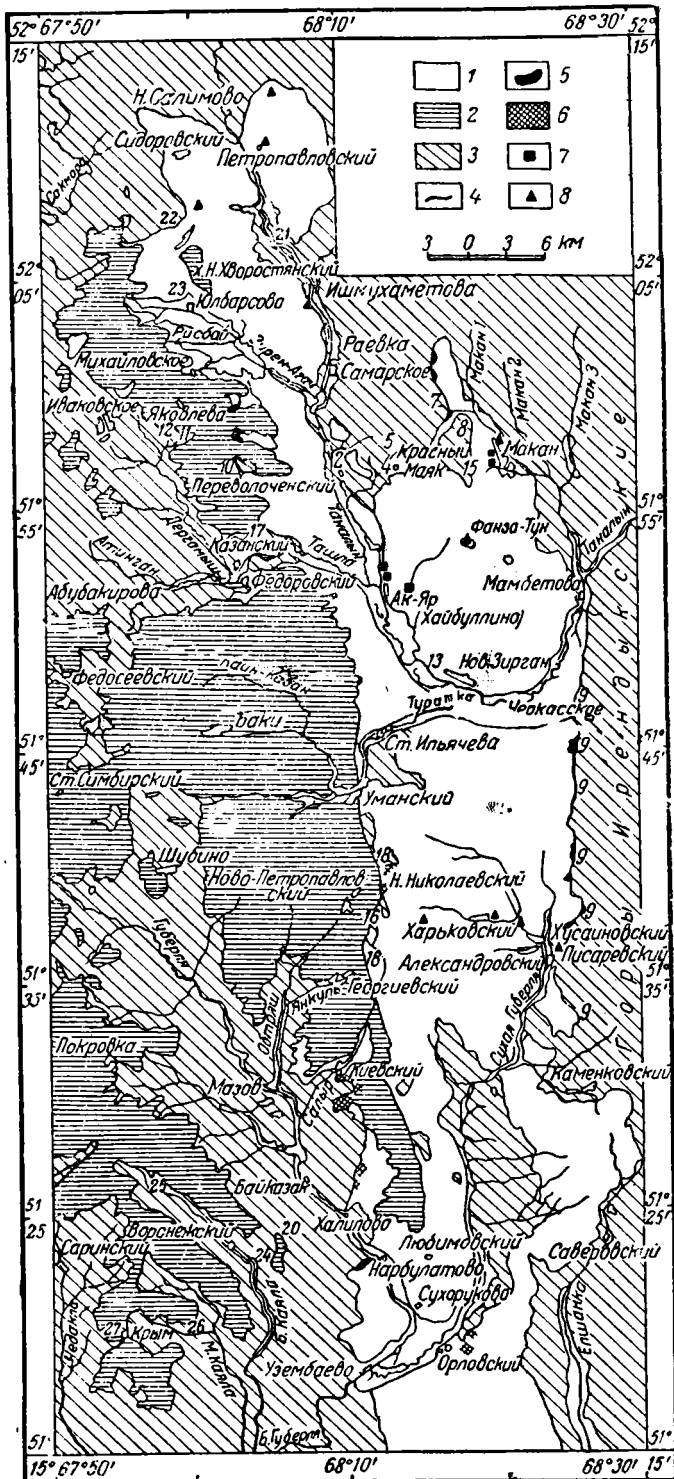
Фиг. 78. Разрез через месторождение бобовых руд Аще-Сай (по А. Яншину).

1 — делювиальный суглинок; 2 — палеоценовые пески; 3 — верхнесенонские песчаники; 4 — красный боксит; 5 — красная песчаная глина; 6 — железистый песчаник; 7 — углистые пески и глины с конкрециями железняка и линзами белого боксита; 8 — белая каолиновая глина с линзой белого боксита с правого края; 9 — углистые глины; 10 — девонские конгломераты.

Другие окисные руды — железо-алюминиевые, бокситовые — на всем протяжении от Мугоджар до Енисейского края, по утверждению А. Л. Яншина (1937), — «теснейшим образом связаны с линией прислонения юрских отложений к древнему фундаменту, с береговой линией юрских бассейнов (фиг. 77—79). С удалением от палеозоя бокситы очень скоро выклиниваются. На Ю. Урале бокситы Переволоченского месторождения залегают в узкой ложбине палеозойского рельефа и переходят в глину сейчас же по выходе из нее в Баймакскую депрессию. На Аще-Сай бокситы в 500—600 м от подножия порфировитового хребта выклиниваются, переходя в желтую глину. На месторождении Джан-Гана бокситы почти вплотную упираются в массив палеозойских эффузивов. Остальные месторождения Мугоджар расположены также у самой границы юры и палеозоя. В стороне от прислонения к палеозою нигде, ни на Ю. Урале, ни в Мугоджарах, ни в более восточных районах, несмотря на широкое распространение континентальной юры, бокситовых месторождений не найдено». Абсолютно те же соотношения с рельефом ложа установлены

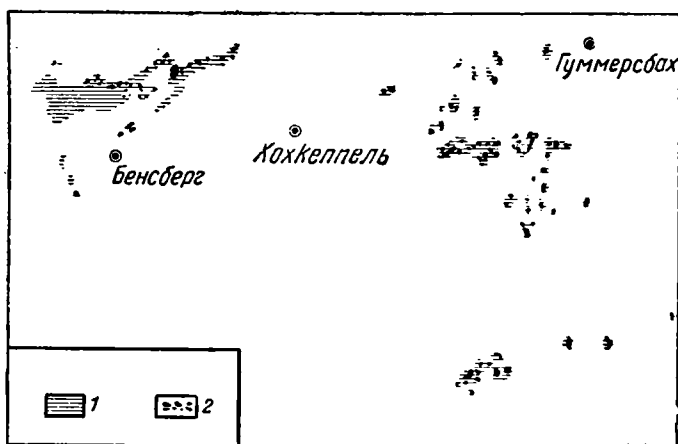
Е. М. Великовской для Казахской степи (1936). Повсеместно залежи железно-алюминиевых руд расположены по периферии котловин. Близкие, хотя и сильно затухшие позднейшими вторичными процессами соотношения рельефа котловин и руд были вскрыты детальными исследованиями Т. Н. Давыдовой (1933) и Л. В. Пустовалова (1933) в Липецком бассейне. Рудные гнезда, как оказалось, явственно приурочиваются к замкнутым удлинённым депрессиям или западинам в известняковом фундаменте, причем западины эти в главной массе своей вытянуты в северо-западном направлении. В краевых приподнятых частях котловин мощность рудного горизонта резко уменьшена до одного и менее метров; часто он сходит здесь почти на-нет и теряет свое промышленное значение («признаки руд»). Петрографически преобладают пески и глины, с которыми переслаиваются тонкие рудные пласты. Качество руд — низкое.

Фиг. 79. Карта распространения юрских железных руд и бокситов бассейна р. Губерли и Таналыка (Ю. Урал) (по Безрукову и Яншину).



1 — юрские отложения; 2 — третичные и меловые отложения; 3 — палеозой; 4 — сбросы; 5 — осадочные латериты; 6 — осадочные железняки; 7 — сидериты; 8 — уголь.

Внутри впадин по мере углубления фундамента мощность рудного горизонта возрастает, достигая 2—3, местами даже 4—6 м. Одновременно роль обломочных пород в составе горизонта уменьшается, а качество руд улучшается. «Наиболее богатые по содержанию железа руды, — пишет Л. В. Пустовалов, — имеют наибольшую мощность и залегают в пониженных частях котловин». Впрочем и в срединных частях впадин встречаются иногда пятна пустых пород или бедных руд. Это имеет место в двух случаях: тогда, когда среди западин выдаются приподнятые «бугры» известнякового ложа, и тогда, когда глубина котловин становится особенно значительной, превышающей 10 м над краем ее. Отсюда видно, что в расположении руд относительно рельефа замечается определенная зональность: они исчезают как в направлении к повышенным частям котловин, так и в направлении к наиболее опущенным центральным и занимают некоторую переходную зону незначительных глубин ложа: ясная аналогия с условиями залегания современных окисных озерных руд.

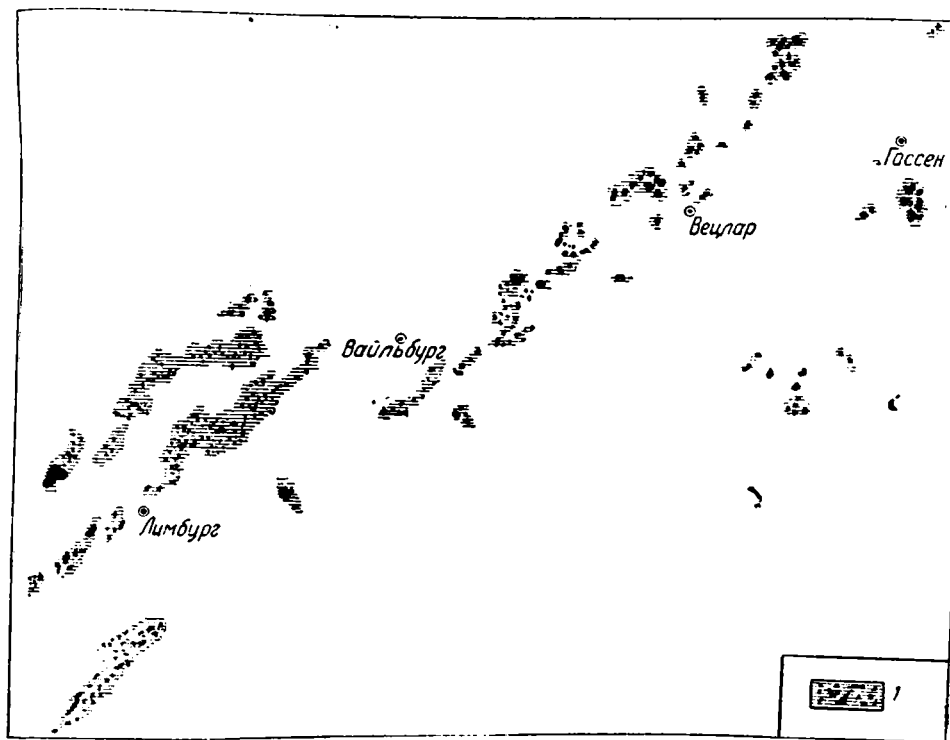


Фиг. 80. Отложения бурого железяка на массивных известняках Горного рудного округа (Эйфель) (по Эйнеке и Келеру).
1 — девонские массивные известняки; 2 — гнезда и пласты железной руды; масштаб 1 : 200 000.

Совершенно иначе ведут себя, повидимому, сидериты крупных озерно-болотных бассейнов, как, например, угленосных площадей Баймакской синклинальной впадины, горьковских и кировских руд. Имеющиеся данные свидетельствуют, что в перечисленных бассейнах сидериты локализуются чаще в центральных, а не краевых частях котловин, ассоциируясь здесь с темными глинами, обогащенными органическими веществами и углями, т. е. ведут себя, как современные болотные руды, каковыми юрские сидериты чаще всего, вероятно, и являются. Во всяком случае, на детальных карточках А. Л. Яншина и П. Л. Безрукова (1934) и А. К. Белоусова (1933), единственных пока в этом роде, такая пространственная локализация карбонатных руд выступает очень ярко.

Среди ископаемых озерно-болотных железорудных, марганцевых и бокситовых накоплений, наряду с охарактеризованными месторождениями, выделяется группа мелких и мельчайших, часто «микроскопических» месторождений, приуроченных почти без исключения к карстовым углублениям на поверхности карбонатных пород. Сюда относятся многочисленные гидрогетитовые месторождения алапаевского типа на Урале, многие железо-алюминиевые линзы Среднего Урала и Енисейского края, железные и марганцевые valley-ores Аппалачей, сходные с ними по со-

ставу руды эйфельского типа в Германии, Bohnerzformation Германии и Швейцарии (фиг. 80—88 а, б). Для этих месторождений характерны причудливые и незакономерные очертания рудного тела, часто большая мощность его при малой площади и более или менее отчетливая зависимость рудной линзы от размеров и формы карстовой впадины, в которой оно сформировалось. Очень долго истинный генезис этих рудных образований вообще не был правильно понят; все они рассматривались как элювиально-метасоматические образования на поверхности карбонатных пород. В настоящее время, после подробных исследований Б. П. Кротова по алапаевским рудам Урала (1935), Б. М. Федорова (1937) и Е. Н. Шуки-



Фиг. 81. Железорудные отложения мульды Лан (по Эйнеке и Келеру).
1 — третичные бурые железные руды на карстовой поверхности массивных девонских известняков; масштаб 1 : 200 000.

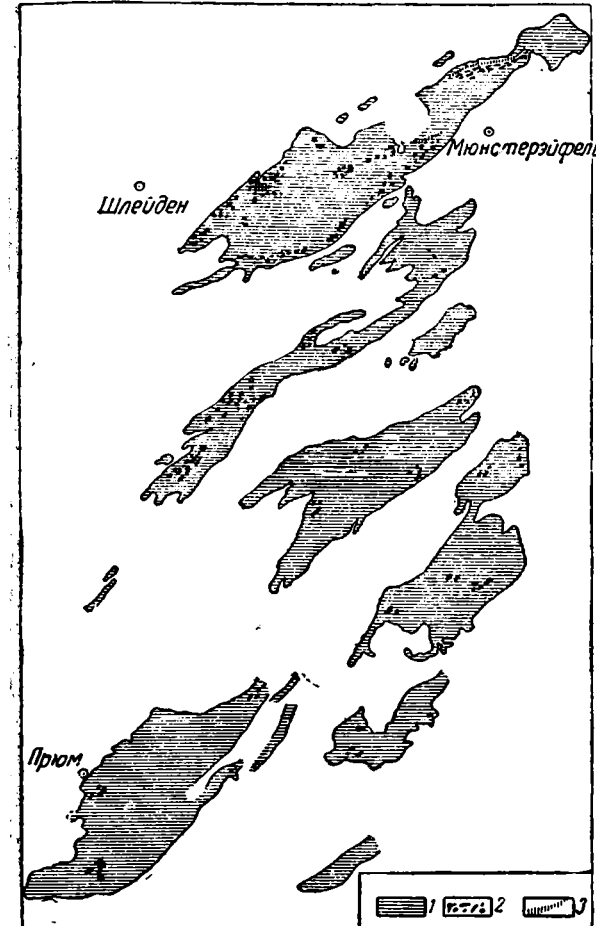
ной по железо-алюминиевым рудам Среднего Урала и Енисейского края (1936), сводки А. Гейма (1919) о бобоворудной формации (Bohnerzformation) и старой, но чрезвычайно интересной работы Эйнеке и Кёлер (1910) о рудах Германии, в поверхностном своеобразном озерно-болотном генезисе этих образований сомнений нет¹. Приуроченность же их к карбонатному ложу объясняется исключительно тем, что карбонатные породы под влиянием карстовых процессов понижали свой гипсометрический уровень относительно окружающих некарбонатных территорий и превращались в депрессии, куда вместе с обломочным материалом стекали и воды

¹ Б. П. Кротов очень большую роль в формировании алапаевских руд отводит вторичным процессам выветривания первично убогого оруденения, почему и относит эти руды в группу руд зоны цементации. Справедливость такого заключения оспаривается, как кажется с достаточным основанием, Н. Успенским.

железистых источников, послуживших непосредственной причиной рудонакопления. При ничтожных, «микроскопических» размерах аккумулярующих впадин естественно, что железистые растворы достигали любых точек котловины и конфигурация рудной линзы более или менее отражала конфигурацию железонакопляющего бассейна.

Ожидать каких-либо иных закономерностей пространственной локализации руд внутри таких котловин по сути дела просто невозможно.

Сопоставляя геоморфологические условия возникновения озерно-болотных руд с соответствующей обстановкой для руд элювиальных, нетрудно убедиться в их значительном различии. Руды коры выветривания формируются — и формировались прежде — в условиях рельефа, пенепленизирующегося, с затухающими денудационными процессами. Необходимой геоморфологической предпосылкой образования руд озерно-болотных является сейчас (и было в прошлом) наличие ясно обозначенного холмистого рельефа, с выпуклостями, служащими источником железистых растворов, и впадинами, являющимися аккумуляторами этих растворов. Локализация руд внутри впадин определяется как характером и размерами самих депрессий, так и типами формирующихся в них руд, почему направление поисков и разведок озерно-болотных месторождений должно учитывать эти особенности их.



Фиг. 82. Железорудные месторождения в девонских известняковых мульдах Эйфеля (по Эйнеке и Келеру).

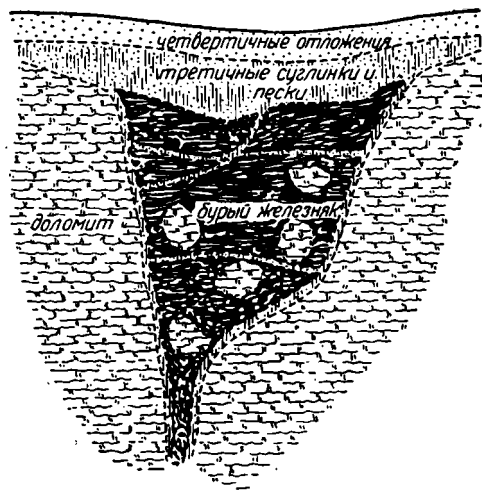
1 — эйфельские известняки среднего девона; 2 — гнезда бурого железняка; 3 — пласты сферосидерита.

Значительно сложнее, чем у элювиальных руд, отношение озерно-болотных месторождений и к литологическому составу субстрата.

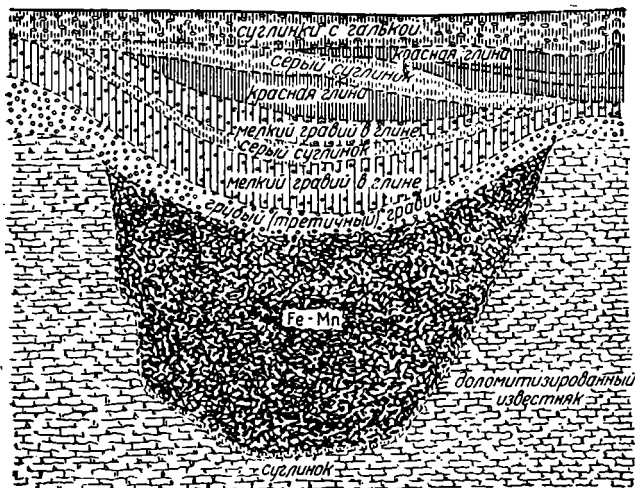
В то время как в одних случаях формирование озерных и болотных руд находится под отчетливым влиянием пород, обнажающихся на поверхности, в других — уловить это влияние в настоящее время невозможно.

Так, в Карелии железорудные озера, по Г. Ф. Гаевскому (1923), приурочены главным образом к полосе диабазовой формации. На Урале они, по Н. К. Высоцкому, располагаются вблизи габбро-перидотитовой формации и возникают за счет железа, выносимого при выветривании ее.

На Азово-Подольском массиве, как показывает карта В. Д. Ласкарева (1914), руды также отчетливо ассоциируются с породами основной магмы. Таким образом, в Европе озерно-болотные руды во многих случаях явно льнут к районам, где развиты главным образом основные и ультраосновные, обогащенные силикатным железом породы, и это сказывается не только на концентрациях Fe, но и на других особенностях химического состава руд, в частности наличии и количествах малых элементов (Cr, Ni, Co, As, V, Cu и др.). Аналогичные соотношения наблюдаются для мезозойских юрских месторождений Урала. Известные пока области их развития явно тяготеют к районам обширного распространения основных и ультраосновных интрузий и эффузий. Громадное месторождение халиловских бурых железняков, новорские железные руды и бедные глиноземом бобовые железняки Ак-Су располагаются непосредственно на змеевиках. Одновременно руды эти богаты Cr, Ni, Co, присутствующими и в материнских породах. Более южные месторождения железо-алюминиевых руд, за исключением Сор-Кульского, содержат в себе гораздо менее железа, что, по мнению П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина, «стоит, в зависимости от менее основного характера слагающих Мугоджары изверженных пород» (1937). На Среднем Урале «каменские бокситы, по Б.М. Федорову (1937), располагаются в области развития порфириров. Режевские железистые бокситы (с повышенным содержанием Fe и TiO₂) и бобовые железняки Ивановских, Зыряновских и Стариковских рудников залегают вблизи большого Алапаевского змеевикового массива. Влиянием последнего обусловлено обогащение их железом и наличие в них Cr, Ni, Co, отсутствующих в каменных бокситах. Боль-



Фиг. 83. Формы и условия залегания железо-марганцовых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по Эйнеке и Келеру).



Фиг. 84. Формы и условия залегания железо-марганцовых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по Эйнеке и Келеру).

ских рудников залегают вблизи большого Алапаевского змеевикового массива. Влиянием последнего обусловлено обогащение их железом и наличие в них Cr, Ni, Co, отсутствующих в каменных бокситах. Боль-

более южные месторождения железо-алюминиевых руд, за исключением Сор-Кульского, содержат в себе гораздо менее железа, что, по мнению П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина, «стоит, в зависимости от менее основного характера слагающих Мугоджары изверженных пород» (1937). На Среднем Урале «каменские бокситы, по Б.М. Федорову (1937), располагаются в области развития порфириров. Режевские железистые бокситы (с повышенным содержанием Fe и TiO₂) и бобовые железняки Ивановских, Зыряновских и Стариков-

шее же содержание в последних окиси титана по отношению к другим районам объясняется наличием в коре выветривания порфириров большого количества титано-магнетита».

Наряду с перечисленными случаями, в которых влияние субстрата на формирование руд несомненно, можно привести едва ли не большее число примеров, где, наоборот, обнаружить его невозможно. Показательна с этой точки зрения локализация юрских руд Русской платформы. Как известно, они приурочены:

а) к тектонической впадине между Окско-Цнинским и Алаторским валами;

б) к синклинали, примыкающей с востока к Вятским поднятиям;

в) к карбонатной полосе D_3-C_1 по южному крылу Подмосковной котловины. В первых двух случаях месторождения располагаются среди монотонных красноцветных пермских толщ, развитых не только вблизи



Фиг. 85. Формы и условия залегания железо-марганцевых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по Эйнеке и Келеру).

месторождений, но и на громадной площади вне их. Приуроченность руд только к областям тектонических депрессий с точки зрения литологического состава пород необъяснима и может быть понята только при допущении, что тектонические депрессии были одновременно и геоморфологическими впадинами, которые дренировали окружающие пространства и таким путем стягивали к себе растворенное в поверхностных водах железо. Решающую роль в данном случае играл не литологический, а геоморфологический фактор.

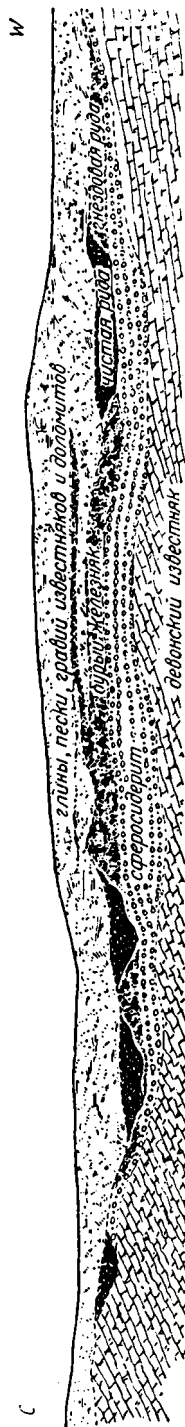
Для Липецкого железорудного бассейна источник железа следует искать, видимо, в области развития угленосных пород C_1 и красноцветных толщ верхнего девона Главного девонского поля, на что указывает северо-западное простираение всех элементов рельефа подрудного ложа. Отсутствие месторождений железа на подавляющей части зоны развития самих материнских пород и формирование руд по их периферии и даже за пределами коренятся, по всей вероятности, опять-таки не в литологических особенностях субстрата, но в условиях рельефа. Закарстованная карбонатная полоса южного Подмосковья была геоморфологически ниже своих соседей, и в нее направлялся поток растворенного и обломочного материала. Совершенно то же приходится принять и для руд эйфельского типа Германии, для бобоворудной формации Швейцарии, для «долинных руд» (valley-ores) Аппалачей. Ни одному исследователю не удалось пока установить их пространственной связи с какими-либо материнскими породами, отличавшимися повышенным содержанием железа. Подавляющая масса пород окрестностей месторождений — обычные филлитовые и серицитовые сланцы, а также нормальные осадочные породы, ничем не выдающиеся среди остальных. Наоборот, уже давно обратило на себя внимание, что все эти месторождения привязаны исключительно к карбонатному ложу и появляются там, где среди обломочных и эффузивных свит обнаруживаются «пятна» известняков и доломитов. Такого рода ассоциация

прекрасно выступает, например, в Германии на карточках, уже давно опубликованных Эйнеке и Кёлер (1910) и воспроизведенных на фиг. 77—79. Смысл этой ассоциации, как уже было выяснено выше, в том, что карбонатные территории представляли собой одновременно и депрессивные участки, куда стужался и растворенный в водах и обломочный материал. Основным фактором локализации руд и здесь были условия рельефа.

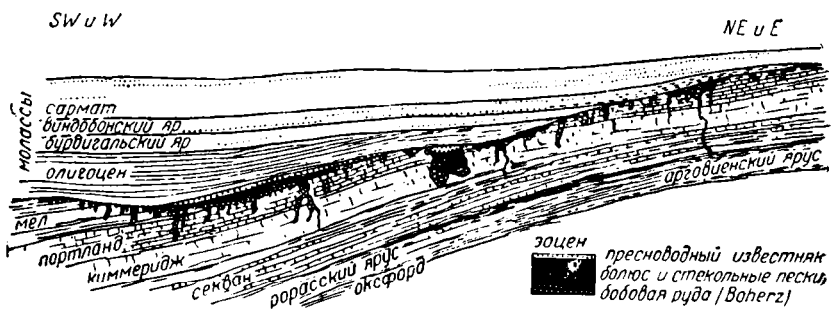
Наконец, и в современной географии озерно-болотных железорудных накоплений можно найти много примеров, когда железные руды не обнаруживают ни малейших связей с наличием и локализацией каких-либо специфических, обогащенных железом, пород субстрата по той простой причине, что никаких таких пород в районах развития руд не имеется вообще. Таковы, например, болотные руды в долинах рек Северной Германии — Аллера, Одера и др., в нашей Ленинградской области, в Белоруссии, Горьковской области и других местах. Во всех случаях поверхностный дренируемый покров образуют четвертичные морены, и локализация руд определяется исключительно геоморфологическими условиями.

Суммируя изложенное о влиянии литологических особенностей субстрата, следует, повидимому, признать, что литологический фактор в формировании озерно-болотных руд имеет второстепенное и факультативное значение. Для возникновения этих руд принципиально отнюдь не требуется присутствия в субстрате специфических пород, обогащенных железом, хотя наличие последних и может иметь иногда заметное положительное влияние на пространственную локализацию руд, на их массу (запасы) и на детали химического состава руд в смысле обнаружения «малых» элементов (As, V, Cu, Ni, Co и т. д.). При подходящей геоморфологической и климатической обстановке озерно-болотные руды возникали в прошлом в большинстве случаев на субстрате из весьма различных пород, содержавших железо в количествах, не возвышавшихся над кларком. При этом преимущественная связь руд с какой-либо из этих пород остается практически неуловимой, хотя по существу она, возможно, и имела место(?).

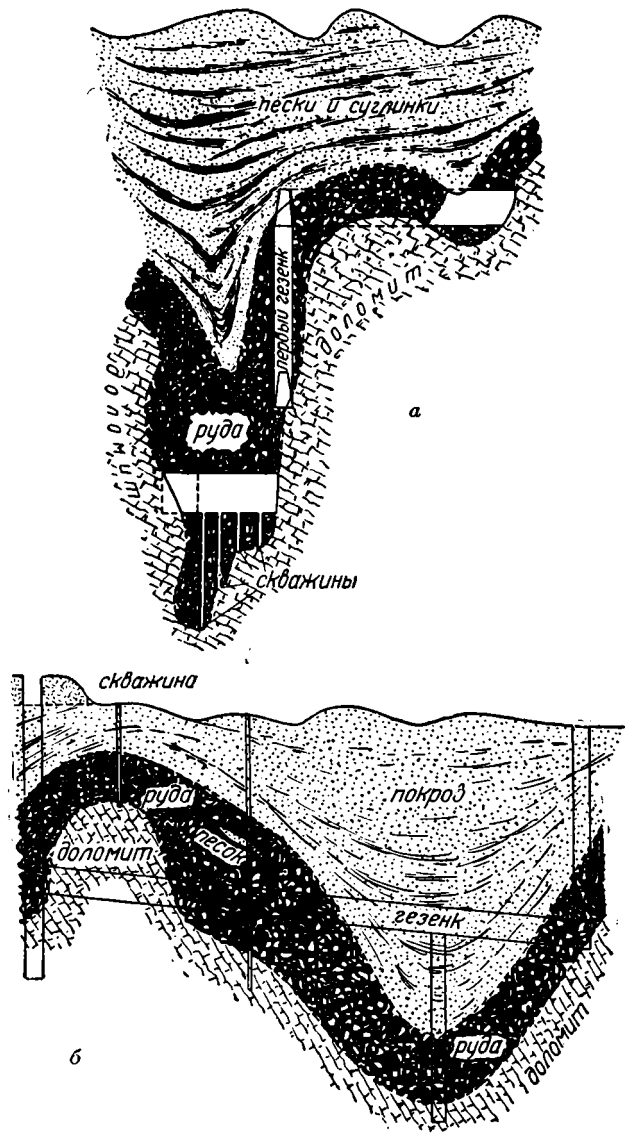
Еще более независимы озерно-болотные железорудные накопления от характера тектонической структуры субстрата. И современные, и ископаемые месторождения одинаково развиваются и в областях сложно складчато-дислоцированных, и в зонах платформенного типа. Структуры имеют значение, повидимому, не сами по себе, а лишь постольку, поскольку создают возможности к



Фиг. 86. Формы и условия залегания железо-марганцовых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по Эйнеке и Келеру).



Фиг. 87. Условия залегания руд Bohnerzformation (по А. Гейму).



Фиг. 88 а и б. Детали условий залегания руд Bohnerzformation в Швабском Альбе (Ю. Германия) (по Эйнеке и Келеру).

возникновению благоприятных для рудоотложения геоморфологических условий.

В общем же отношение озерно-болотных руд к геологической обстановке достаточно специфично. Из различных «ингредиентов» этой обстановки решающее влияние на их формирование и локализацию имеют лишь геоморфологические условия, которые вместе с тем часто являются и единственным аналитически улавливаемым фактором возникновения руд в пределах климатически благоприятных для них зон. Влияние литологического фактора второстепенно, факультативно и устанавливается лишь тогда, когда (при прочих благоприятных условиях) в субстрате имеются какие-либо специфические — по содержанию Cr, Ni, Co, Cu и др. элементов — породы. Тектоническая структура подстилающих и окружающих пород непосредственного влияния на формирование озерно-болотных руд не оказывает.

3. Об условиях образования и факторах локализации морских осадочных железных руд

При изучении пространственной локализации морских железных руд мы должны рассмотреть отдельно, во-первых, размещение руд по различным фаціальным зонам моря в их вертикальной последовательности от мелководных, прибрежных участков к наиболее глубоким и удаленным от берега и, во-вторых, локализацию руд по простираению потенциально-рудноносных фаций. Только тогда связи геологической обстановки и рудоотложения предстанут перед нами с должной ясностью.

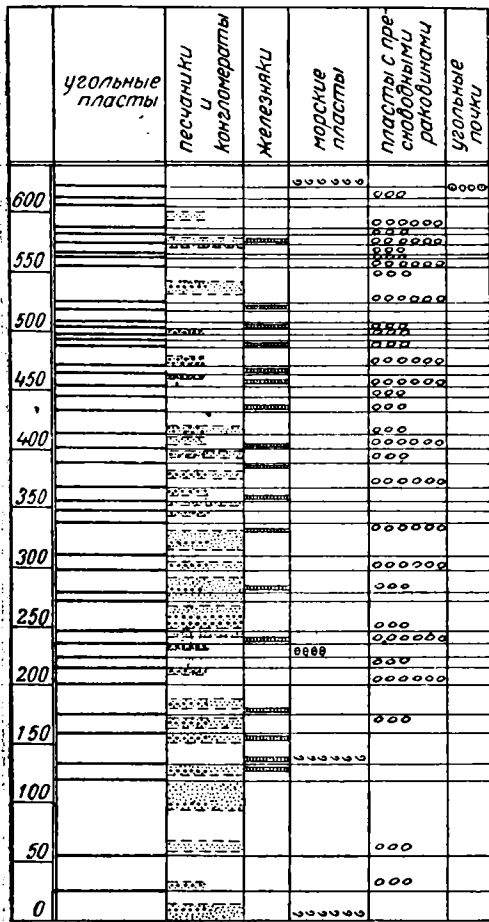
К сожалению, такого рода исследование сильно затруднено тем обстоятельством, что в современный геологический момент морские железные руды не образуются (?), подавляющее же большинство ископаемых месторождений относится к очень древним временам, начиная от юры вниз, т. е. к таким эпохам, палеогеографическая обстановка которых реконструируется с трудом и лишь в самых общих чертах. Мы должны поэтому в дальнейшем опираться исключительно на анализ общего литологического состава ископаемых железорудных свит, их фауны и фациального парагенеза.

Изучение фациального размещения руд внутри морских бассейнов целесообразно начать с своеобразных, как бы «переходных» образований — сидеритовых накоплений в толщах паралических угленосных бассейнов. Классическим типом их являются сидериты верхнекаменноугольных бассейнов Аппалачей, Англии, Франции и Германии (Вестфалия, Силезия). Менее известны и характерны аналогичные руды в паралических же мезозойских и третичных угленосных толщах на Камчатке, по Охотскому морю и на Сахалине.

Сидеритовые руды, как правило, тесно связаны с угольными пластами и располагаются частью в подошве последних, частью в кровле их, а частью замещают более или менее крупные участки самого пласта (фиг. 89). Обычно это ряд тесно сближенных, караваеобразных, очень крупных конкреций, иногда сливающихся в сплошной непрерывный маломощный прослой. Лишь в качестве исключения конкреции и слои эти бывают образованы чистым сидеритом; в норме же заключают много примесей в виде глины или углистого вещества, что и обуславливает черный цвет руды и ее рудничное название «черная плита» (blackband) (фиг. 90, 91). Внутри конкреций часто находятся растительные остатки, местами же и раковины брахиопод, двустворок. Интересную особенность паралических сидеритов составляет нередкая ассоциация их с фосфоритами, либо непосредственно залегающими над сидеритовым пластом, либо составляющими

часть общего сидерито-фосфатового пласта (Кукук, 1939). Физикогеографическая обстановка возникновения этих руд достаточно определяется общими условиями накопления паралических угленосных толщ (фиг. 92). Исследованиями угольных геологов и петрографов уже давно установлено, что паралические свиты вообще возникли на низменных прибрежных равнинах, то заливавшихся весьма мелким морем, то освобождавшихся

от него и превращавшихся в болотистую низину. Собственно угольные пласты формировались главным образом *in situ* одной своей частью — на низине, выше уровня моря, другой — под водой мелких морских и солоноватоводных лагун, заливов или просто мелководных прибрежных участков моря типа современных мангровых зарослей о-ва Суматры. Так как сидеритовые пласты ассоциируются обычно теснейшим образом с пластами угля, то, очевидно, те же мелкие лагуны, заливы, топкие, болотистые участки моря и прибрежные болота и озера были местами отложения сидеритов. Находки в них в одних случаях морской фауны (гониятитов, пелеципод), в других — многочисленных растительных остатков и пресноводных пелеципод хорошо гармонируют с таким истолкованием их генезиса. Сама железная руда, однако, не представляет непосредственного отложения на дне лагун, как это имеет место в случае современных озерных руд, а возникла в илистом осадке в процессе диагенеза в результате миграции и перераспределения железа. Несмотря на то, что паралические сидериты содержат иногда значительное количество Mn, настоящих марганцовых руд среди паралических толщ пока не встречено. Совершенно



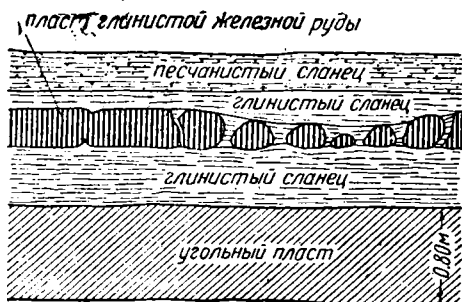
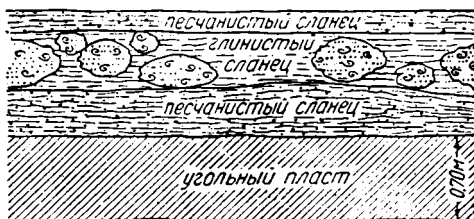
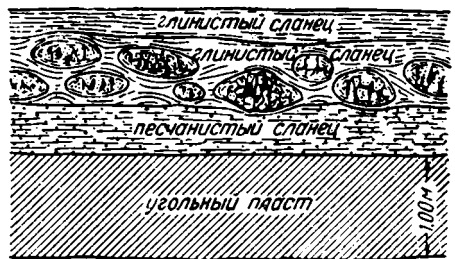
Фиг. 89. Соотношения сидеритовых и угольных пластов в Рурском бассейне (по Кукуку).

известны среди них и бокситы, хотя флинтклай, т. е. обогащенные гидратной Al_2O_3 каолиновые глины, в отдельных случаях обнаружались (в Англии).

Вступая в область собственно морских отложений, мы сталкиваемся в них с целым рядом железорудных образований, среди которых наиболее типичными и распространенными являются оолитовые гематит-шамозитосидеритовые руды. Общеизвестны представители их: аренигско-лландейльские (ордовицкие) руды Ньюфаундленда, Бретани и Нормандии, Тюрингии, Богемии, верхне-силурийские клинтонские руды США, красные железняки основания верхнего девона западного склона Урала, юрские мнеттовые руды Франции и Германии, Кливлэнд и другие руды Англии, на-

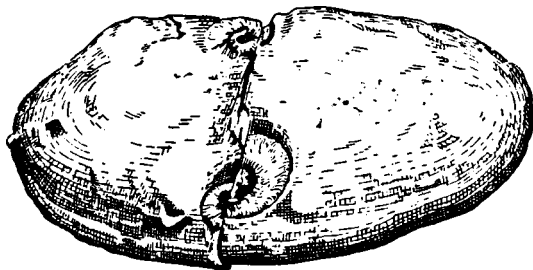
конец плиоценовые керченские руды Крыма и ряд других, более мелких. Месторождения этого типа представляют толщи в несколько десятков метров мощностью, в которых 2—3—4 собственно железорудных пласта от 0.5 до нескольких метров толщиной чередуются с безрудными пластами разного в разных случаях состава. Чаще всего это переслой глинистых песков и глин с подчиненными пропластками известняков. Но встречены и такие месторождения, где рудные пласты ассоциируются только с песками и песчаниками (доггер Франкского Альба), или же только с глинами (лейас С. Германии). В виде исключения попадаются и такие примеры, когда руды залегают среди почти чистых известняков (S₂ на западе штата Нью-Йорк, лотарингские руды у западной границы их развития и др.); в этих условиях руды обычно убывают в мощности и качестве и показывают явные признаки выклинивания. Комбинируя эти частные разрезы, фациальный парагенез оолитовых гематит-шамозито-сидеритовых руд можно изобразить так, как это показано на фиг. 93—95. Начинаясь в зоне чисто песчаных фаций, руды переходят в область смешанных глинисто-песчаных и ракушечниковых отложений, достигают здесь максимума и отсюда спускаются в одних случаях в область чисто илистых осадков, в других — в область карбонатных, где и выклиниваются. По простиранию пласты железных руд редко обладают большой устойчивостью: мощность их быстро меняется, содержание Fe падает, и они переходят постепенно в «пустую» породу. Но железорудному горизонту или пачке в целом нередко присуща большая выдержанность. Так, минеттовые руды, по Анселю (1901), тянутся с севера на юг свыше чем на 100 км, керченские руды с запада на восток также больше, чем на 100 км, а клинтонские известны с некоторыми перерывами вдоль всей Аппалачской геосинклинали от штата Нью-Йорк до Алабамы на юге (1800 км). Эти примеры представляют, конечно, крайний и редкий случай, но простирание на 2—3 десятка километров представляет обычное явление. Вкрест простирания рудные пласты и вся железорудная толща гораздо менее устойчивы и измеряются лишь немногими километрами, редко до 18—20 км, как в случае минеттовых руд.

Петрографически в составе руд различаются оолиты, органические остатки и цемент (фиг. 96—98).



Фиг. 90. Детали строения сидеритовых пластов и линз в Рурском бассейне (по Кукуку).

Оолиты представляют овальные, явственно приплюснутые тела диаметром от 0.1 до 1.0 мм. Внутри их обычно различается ядро (кварцевое зерно, обломок раковины или другого оолита) и облекающие его концентры, образованные гематитом (гидрогётитом), шамозитом и иногда сидеритом. Наибольшую роль играют обычно окислы и гидроокислы железа, слои которых чередуются с концентриями шамозита. Но встречаются и случаи только шамозитовых оолитов (Кливлэнд) или шамозита в комбинации с сидеритом. Роль последнего в оолитах обычно незначительна. По наблюдениям Хайеса (1915) над рудами Ньюфаундленда, сидерит в оолитах всегда вторичен и частью выполняет трещины, частью замещает ядро и концентры; те же соотношения имеют место, по его мнению, и во всех других аналогичных силурийских месторождениях С. Америки и Европы. Вторичен, по Г. Бергу (1921), сидерит в минеттовых рудах Германии и Франции и, по Халлимонду (1925), — в рудах Кливлэнда в Англии.

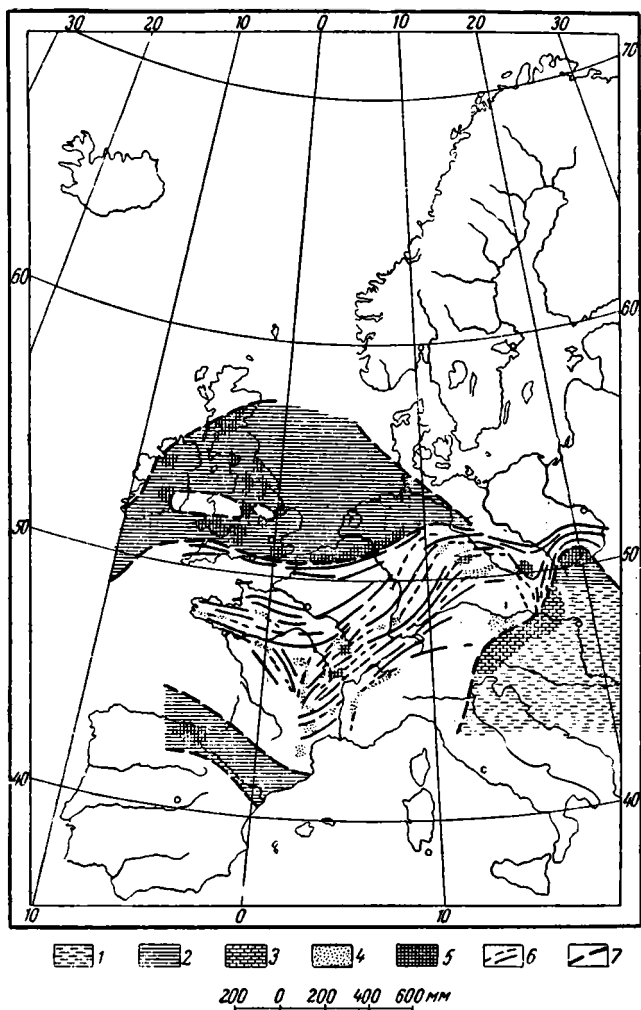


Фиг. 91. Сферосидеритовая конкреция с гониятитами (по Кукуку).

Наряду с этим встречаются, однако, и прямо противоположные соотношения, когда сидерит является несомненно первичным минералом. В оолитах Шмидефельда в Германии, например, сидерит образует концентры, чередующиеся с концентриями шамозита. Аналогичные соотношения — в мугайских рудах Урала (Л. Миропольский, 1931) и, возможно, в керченских рудах (М. Кантор, 1937, 1938), хотя здесь соотношения сидерита с другими минералами не вполне ясны. В общем же состав и структура оолитов чрезвычайно изменчивы. «Ассоциации основных минералов — гематита, гидрогётита, сидерита, шамозита, по два, по три и более, в разнообразных пропорциях, — пишет Л. Кайо (1924), — делает из оолитов группу, варьирующую бесконечно». В одном единственном шлифе оолитовой руды из валанжина Метабьеф Л. Кайо (1924) насчитал восемь типов оолитов разного состава, причем речь идет лишь о главных типах. Очень интересную подробность строения оолитов силикатных железных руд составляет частое наличие в них тончайшего пылеобразного магнетита, распределенного исключительно по шамозитовым концентриям. В месторождении Шмидефельд магнетита так много, что он местами замещает крупные участки оолитов. Значительно распространен он также в лотарингских минеттовых рудах, в частности в среднем, так называемом «Сером пласте», и в некоторых английских рудах. В месторождении Шмидефельд Залинский (1904) описывает листочки и целые пачки листочков биотита, как бы приклеившихся к оолитам в процессе их роста и располагающихся между концентриями. Почти повсеместно оолиты несут следы деятельности сверлящих водорослей *Girvanella*, прободающих отдельные участки зерен. Они отмечены Хайесом для Ньюфаундлендских руд, Кайо для всех палеозойских и мезозойских руд Франции, Гаубом (1910) для юрских руд Швабского Альба, Бергом для минетт.

Кроме цельных оолитов в месторождениях силикатных, особенно мезозойских железных руд очень часто встречаются оолиты поврежденные, с выщербленными краями, отставшими друг от друга отдельными концентриями (причем щели заполняются кальцитом или сидеритом), или даже расколовшиеся на более или менее крупные куски. Обломки ооли-

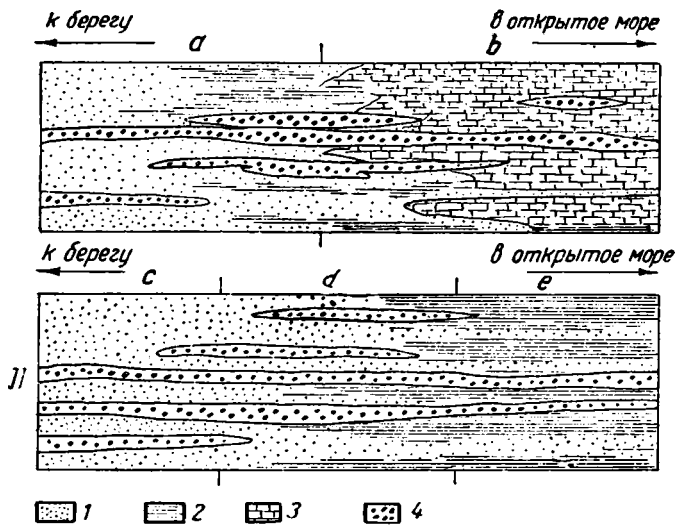
тов или их концентров становятся часто ядрами новых оолитовых зерен, указывая тем самым на многократное перемывание или переотложение материала в процессе формирования руд.



Фиг. 92. Условия отложения карбонных паралических сидеритов З. Европы (по С. Бубнову).

1 -- морские условия вообще; 2 -- области паралического угленосления; 3 -- прибрежно-морские отложения; 4 -- лимнические угленосные отложения; 5 -- месторождения углей паралического типа; 6 -- герцинские антиклинали; 7 -- герцинские синклинали.

Наряду с оолитами в рудах встречаются обычно оруденелые органические остатки, преимущественно в виде обломков, реже цельных раковин. Так, руды Вабана в Ньюфаундленде содержат обломки брахиопод *Lingula*, *Lingulella*, *Obolus*, *Sphaerobolus*, *Schizocrania*, *Orthis* и др.), иногда трилобитов (*Niobe*); в пласте руды найдены многочисленные ходы червей, выполненные веществом вмещающих пород. В клинтонских рудах Бурхард и Беттс (Burchard a. Batts, 1912), Ньюланд и Хартнагель (Newland a. Hartnagel, 1910) нашли многочисленные раковины брахиопод, мшанок, криноидей в различных стадиях оруденения, начиная от покры-

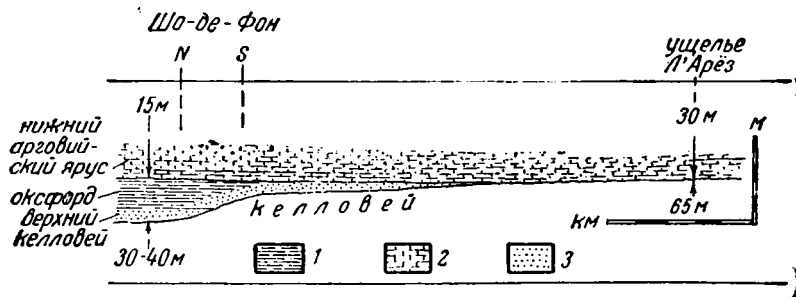


Фиг. 93. Два типа фациальных соотношений оолитовых гидрогетито-шамовито-сидеритовых руд.

1 — пески; 2 — глины, 3 — известняки, 4 — оолитовые гидрогетито-шамовито-сидеритовые руды.

Схема I. Построена на основании фациальных соотношений, наблюдающихся в разных частях главным образом Клинтонского и Лотарингского бассейнов. Для Клинтонского Аппалачского бассейна: (a) — соответствует геосинклинальному развитию, (b) — платформенному; особенно хорошо видны эти соотношения в штате Нью-Йорк, где (b) дает схему разреза у р. Ниагары, (a) — в восточной части штата. В Лотарингском бассейне: (a) — восточная часть бассейна, (b) — западная часть бассейна.

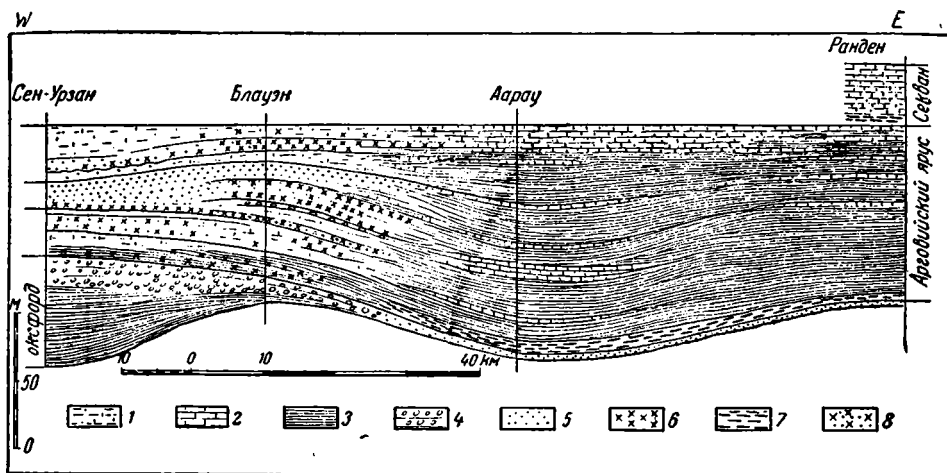
Схема II. Основана на разрезах нижне- и среднеюрских рудных толщ Германии и Керченского бассейна. (c) и (d) — доггер Швабии, (e) — лейяс Сев. Германии, (d) и (e) — в разных частях Керченского бассейна. Разрезы типа (b), (a) и (e) типичны также для юрских рудных толщ Англии, в частности (b) — для Нортгемптона, (d) и (e) — для месторождения Кливленд (средний лейяс).



Фиг. 94. Смена фаций в юре близ Нейенбурга (по Ж. Фавру из А. Гайма).

1 — известняки; 2 — синие мергели с пиритизированными аммонитами; 3 — оолитовые железистые отложения (руды).

тия обломков гематитовой корочкой до полного замещения их рудным минералом; иногда оруденелых органических остатков столько, что руда кажется состоящей сплошь из них, почему американские геологи говорят даже об особой разновидности fossil-ores, переходящей постепенно в обычную оолитовую руду. То же наблюдается в силурийских рудах Бретани и Нормандии. В мезозойских оолитовых силикатных рудах Франции, по Кайо (1924), органические остатки в разных стадиях оруденения также обычны. «Организмы наиболее характерные для оолитовых руд и встречающиеся всегда вместе... это рыбы, моллюски, криноидеи, фораминиферы и перфорирующие водоросли. К ним присоединяются в качестве более редких членов брахиоподы, мшанки, остракоды, *Alcyonaria*, *Zoantharia*, голотурии, офиуры, губки и растительные остатки». То же относится к минетовым рудам Германии и Англии. Среди байосских железистых оолитов Нормандии Л. Данжар (L. Dangeard, 1930) обнаружил целые



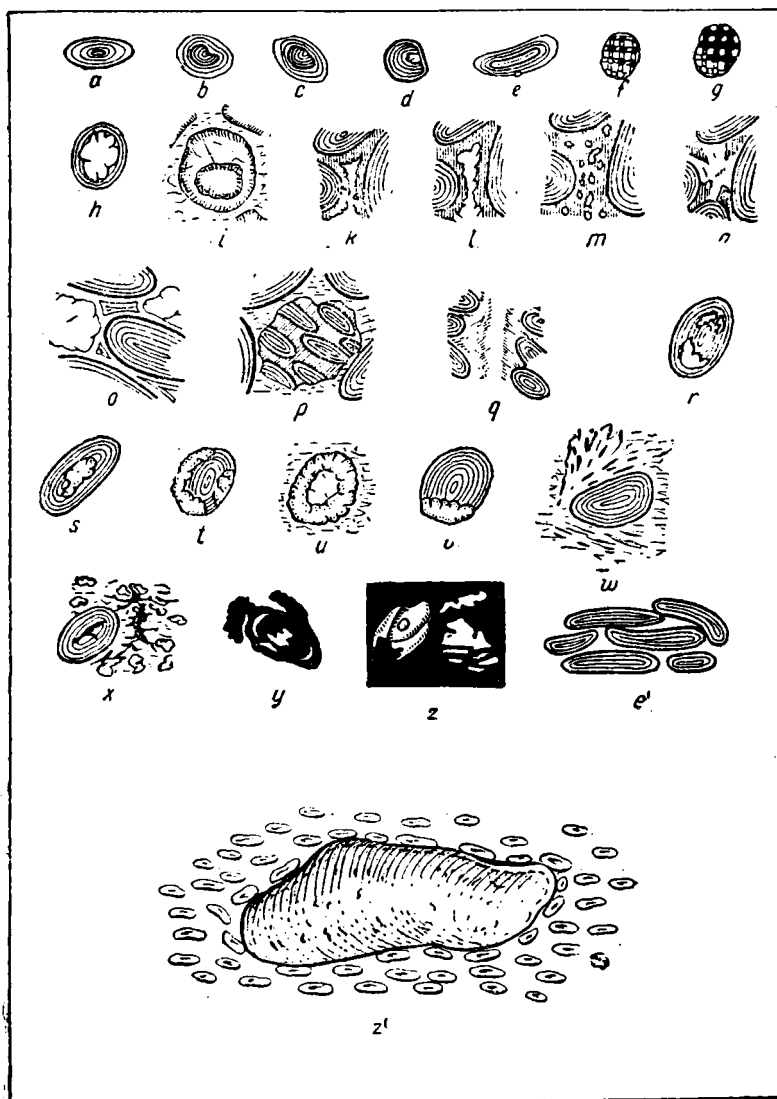
Фиг. 95. Соотношения рудных фаций в верхнеюрских породах Швейцарии (по А. Гайму).

1 — массивные и слабо слоистые известняки; 2 — слоистые известняки; 3 — мергели; 4 — Chailles; 5 — оолитовые железистые осадки; 6 — коралловые отложения; 7 — губковые банки; 8 — кораллы в железистых оолитовых отложениях.

рифовые постройки, образованные низшими зелеными водорослями. Что касается керченских руд, то обилие в них детритуса раковин и целых створок *Dreissensia*, *Didacna* и других общеизвестно. Лишь в очень редких случаях оолитовые руды бывают нацело лишены органических остатков. Минералы, вызывающие оруденение раковинного материала, те же, что в оолитах, — сидерит, гематит, гидрогётиты с разным содержанием воды, лептохлориты. Наиболее распространены окислы и гидроокислы, и именно к этим случаям и относятся fossil-ores американцев.

В цемент оолитовых силикатных руд входят обломочный материал и минеральные новообразования. Терригенные частицы представлены либо тончайшей глинистой фракцией, либо зернами кварца, полевого шпата, титанита и прочих минералов, диаметром в сотые и десятые доли миллиметра. Минералогический состав обломочных зерен оолитовых руд, по Берцу (Berz, 1923), весьма монотонен для разных их горизонтов и не обнаруживает чего-либо специфического. Минеральные новообразования в цементе представлены пиритом, кальцитом, сидеритом, гематитом, гидрогётитом, лептохлоритом, т. е. теми же характерными для оолитовых руд видами, какие мы встречали и раньше.

Количественные соотношения между рудными минералами оолитовых руд, а также минералогические ассоциации этих минералов, в них встречающиеся, даны в табл. 4 и 5.

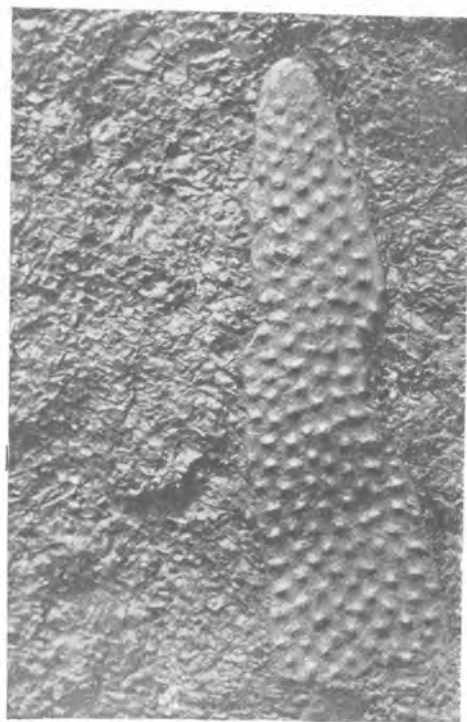


Фиг. 98. Детали микроструктуры минеттовых руд (по Г. Бергу).
 а—е — оолитовые зерна, *f—g* — остатки иглокожих; *n, i, p* — галечки, *k—o—q* — формы железистых силикатов; *r—v* — формы сидерита; *w* — пизолитовая структура в цементе; *x—z* — формы пирита; *z'* — глиняная галька в руде. Все рисунки от *a* до *z* при увеличении в 10—20 раз.

Для определения условий возникновения оолитовых руд, помимо перечисленных особенностей, существенны еще такие макропетрографические признаки, как наличие частью в самих рудах, главным же образом во вмещающих породах, косой слоистости (типа слоистости потоков)—трещин высыхания, волноприбойных знаков, внутрислоистых перерывов, галек из рудного материала. Все согласно указывает, что оолитовые гематит-



a

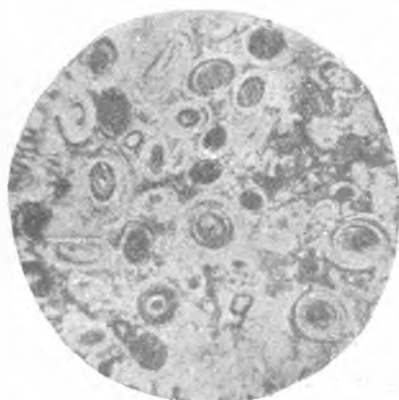


b

Фиг. 96*a* — Оолитовая клинтонаская руда в штате Нью-Йорк; *b* — Fossil oolite из того же горизонта (по Ньюланду и Хартнагелю).



a



b



в

Фиг. 97. Микроструктура оолитовых гидрогессито-шамозито-сидеритовых руд.

a — вдинтонские руды (аншлиф) (из Ньюланда и Хартнагеля); увелич. $\times 20$;
b и *в* — руды Вабана (по Хайсу).

Количественный минералогический состав морских оолитовых гематит-шамозитовых руд (в %)

(по пересчетам химических анализов)

1. Руды Вабана Ньюфаундленда (S₁)
(по Хайесу, 1915)

Гематит	50—70
Шамозит	15—25
Сидерит	0—50
Ca ₃ (PO ₄) ₂	4—5
CaCO ₃	0—1
Кварц	0—10

2. Юрские руды Англии (по Халлимонду, 1925)

	Истон	Кливлэнд	Доггер-стон	Пласт Рестен	Глинистый пласт
Шамозит	34.24	29.67	13.92	50.37	24.79
Сидерит	34.70	30.90	52.49	23.20	14.05
MnCO ₃	0.68	1.13	1.10	0.39	0.18
MgCO ₃	7.88	7.36	8.48	7.88	5.36
CaCO ₃	7.13	6.79	6.60	2.46	1.41
Ca ₃ (PO ₄) ₂	2.83	2.18	7.14	1.13	0.26

3. Керченские руды (по М. И. Кантору, 1937)

Лимонит	50
Шамозит	5
Карбонаты (Fe, Ca, Mg, Mn)	10
Фосфаты	9
Каолинит	10
Кварц	3
Гель кремнезема	11
CaSO ₄ ·2H ₂ O	1.0
Сульфиды и соединения органических веществ	1.0

шамозитово-сидеритовые руды возникли в обстановке чрезвычайно мелководных и прибрежных частей моря и представляют собой отложения заливов, бухт, лиманов и самой верхней прибрежной части шельфа, причем в разных случаях месторождения связаны, конечно, с разными ландшафтами прибрежной зоны. Именно такого рода ситуацию мы и видим во всех без исключения случаях, теперь уже достаточно многочисленных, когда удается построить более или менее точные палеогеографические карты для отдельных рудных регионов. Изображенные на фиг. 99—109 карты условий отложения Керченских руд, минеттовых руд Зап. Европы, сынтупльских на Русской платформе, руд Зальцгиттер и др. демонстрируют это достаточно наглядно.

В пользу мелководно-прибрежного происхождения ископаемых оолитовых железных руд говорит и интересный случай обнаружения железистых оолитов на дне современных морей, описанный не так давно Пратъе (1930) (фиг. 110, 111).

«Подробное, систематическое изучение осадков Немецкой Бухты, — пишет он, — ... показало, что современные железистые оолиты в отдельных зернах распространены очень широко и в некоторых районах встречаются очень часто. В прилагаемой при сем обзорной карточке (фиг. 110) единичные находки обозначены крестом, скопление единичных находок — редкой крестообразной штриховкой и накопление в осадке — тесной штриховкой. Наиболее богатая (оолитами) область лежит к юго-западу от Гельголанда, где оолитовые зерна составляют до 1¹/₂% общего числа песча-

Ассоциация рудных минералов в английских «мннеттовых» рудах
(по Халлимонду, 1925)

Местонахождение образцов	Раковины (неизмененные)	Цементн- рующийся кальцит	с Fe ⁺⁺ и Fe ⁺⁺⁺				
			пирит	сиде- рит	шамозит	магнетит	гематит и гидроге- титы
Лландегай, пласт «Сер- ный»			+		?		
Кливлэнд, пласт «Сер- ный»	+		+	+	+		
Фродингэм, пласт «Сер- ный»	+		+	+	+		
Фродингэм, пласт «Гли- нистый»					+		
Лландегай, верхняя часть пласта					+		
Пен-и-ралт					?		
Лалленган				+	+		
Кливлэнд, главный пласт	+			+	+		
То же	d			+	+		
» пласт «Пектен»	+			+	+		
Пласт «Мергельные ва- луны»				+	+		
Пласт, зеленая руда	+			+	+		
» известняк	+	+		+	+		
Нортхемптон (руда)	+			+	+		
Уэльская магнитная руда					+	+	
Розедадь и др.				+	+	+	
Лландегай, красные руды Фродингэм (верхний пласт)	+			+	+		+
Фридвилл				+	+		+
Вестбери	+			+	+		+
Довер		+		+	+		+
Клэксди				+	+		+
Фродингэм	+	+					+

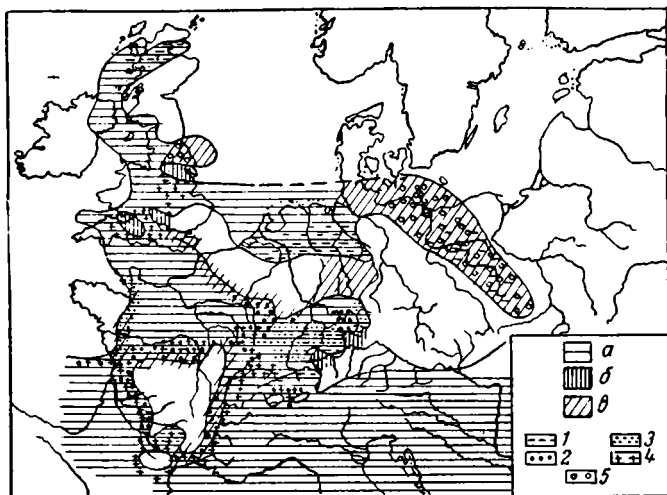
+ присутствует в качестве существенной составной части

ных зерен, хотя цифра около 1% должна рассматриваться как относительно большое содержание.

«Оолитсодержащая зона протягивается отсюда на северо-запад вплоть до 7° в. д. Существующие на карте перерывы указывают в данном случае на недостаток наблюдений, в действительности же все три главные области образуют, вероятно, один замкнутый ареал.

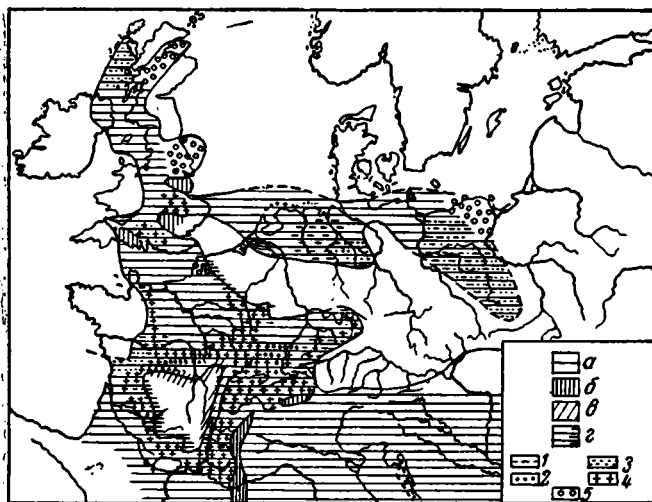
«Форма оолитов то яйцеобразная, то более шаровидная или линзообразная, как указано на поперечных шлифах на фиг. 111. Величина отдельных ооидов весьма разнообразна. В большинстве случаев диаметр их около 0.3—0.4 мм; в одном случае измерения дали 0.27 мм, но встречаются и более крупные — около 0.6—0.7 мм, в то время как промежуточное значение около 0.5 мм очень редко. Замечательно при этом, что наиболее глубоководная из содержащих оолиты проба, происходящая с глубины в 44 м, дала ооиды около 0.7 мм, т. е. самые крупные. Ядром во всех исследованных случаях служат кварцевые зерна очень разнообразного вида и раз-

мера. Ооиды по большей части построены из концентрических кругов, но это обнаруживается не всегда; во всяком случае не все шлифы показывают концентрически-слоистое строение. Причина отчасти лежит в том,



Фиг. 99. Палеогеография и фации нижнего доггера (по С. Бубнову).

a — морские условия вообще; *б* — отмели; *в* — области регрессий и перерывов. 1 — глинистые отложения; 2 — железястые оолитовые отложения и руда; 3 — пески; 4 — известковые отложения; 5 — осадки эстуарий.

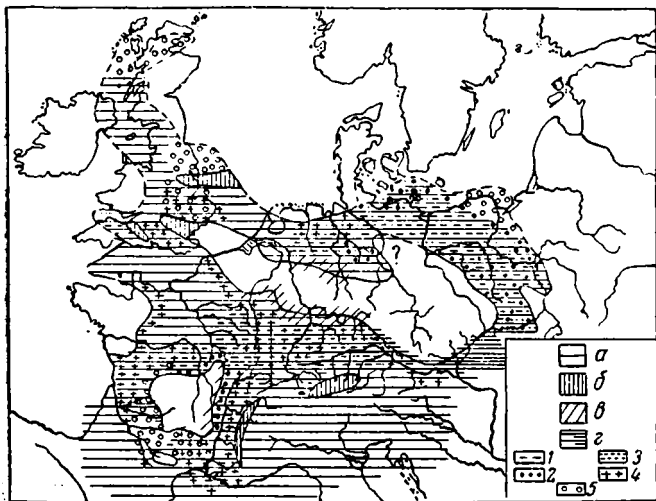


Фиг. 100. Палеогеография и фации байоса доггера (по С. Бубнову).

a — морские условия вообще; *б* — отмели; *в* — области регрессий и перерывов; *г* — трансгрессии. 1 — глинистые отложения; 2 — железястые оолитовые отложения и руда; 3 — пески; 4 — известковые отложения; 5 — осадки эстуарий.

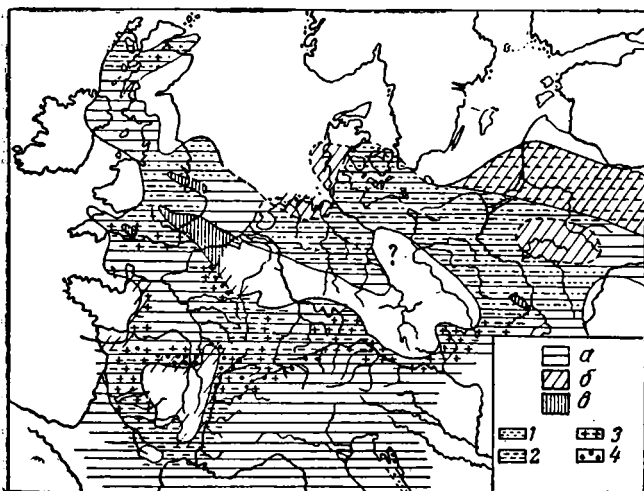
что материал очень темный, плотный, так что только в удачных шлифах можно увидеть слои. Прекрасно слоистое зерно показывает шлиф 3-й; внутри находится однообразная темнокоричневая масса, которая выравнивает неправильную форму кварцевого зерна; далее следует три более свет-

лых слоя, причем на границе их друг с другом располагается каждый раз очень тонкая и несколько более темная каемка. В качестве последней оболочки следует вновь темная зона, которая, очевидно, не так прочно свя-



Фиг. 101. Палеогеография и фации бата доггера (по С. Бубнову).

а — морские условия вообще; б — отмели; в — области регрессий и перерывов; г — трансгрессии. 1 — глинистые отложения; 2 — железистые оолитовые отложения и руда; 3 — пески; 4 — известковые отложения; 5 — осадки эстуарий.



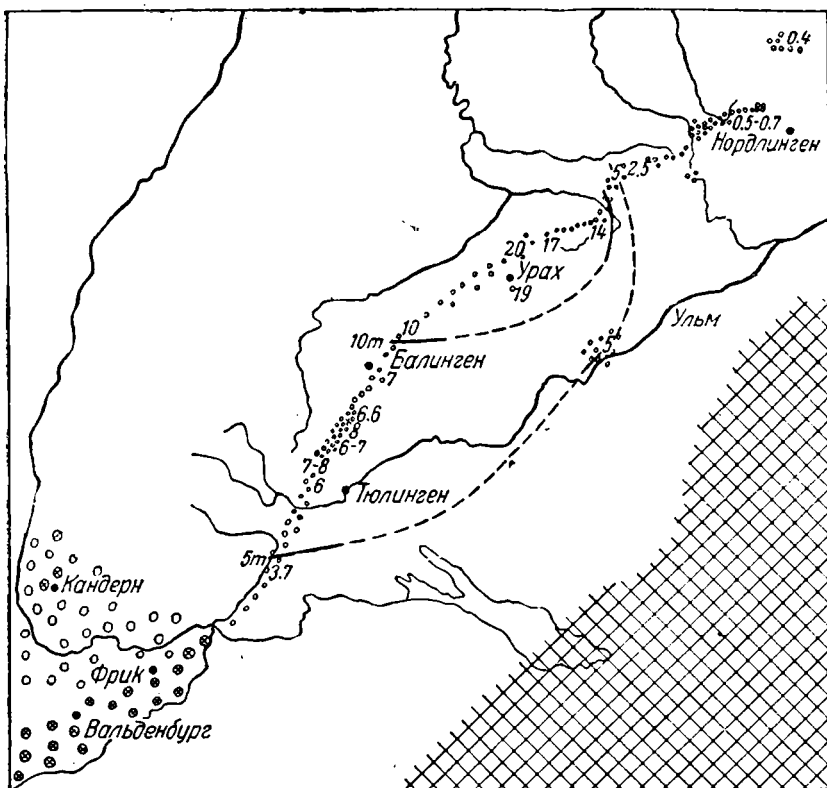
Фиг. 102. Палеогеография и фации келловена доггера (по С. Бубнову).

а — морские условия вообще; б — трансгрессии; в — регрессия. 1 — пески; 2 — глинистые отложения; 3 — известковые отложения; 4 — железистые оолитовые отложения и руда.

зана с остальными и легко отрывается. Эта неоднородность оолитов была неоднократно установлена на различных шлифах. Наличие самой внутренней однородной оболочки позволяет высказать предположение, что в шлифах 2-м и, может быть, 5-м еще не сформировывалось никаких по-

следующих слоев. Незаконченные ооиды заставляют признать, что железистое вещество отлагается вначале лишь в углублениях кварцевых зерен и лишь потом, когда эти углубления выполнены, начинает окружать все зерно.

«Согласно анализу, выполненному доктором Бергом из Кенигсбергского университетского химического института, вещество оолитов состоит по-



Фиг. 103. Фации паркинсониевого рудного горизонта (1₂) Германии (по Франку).

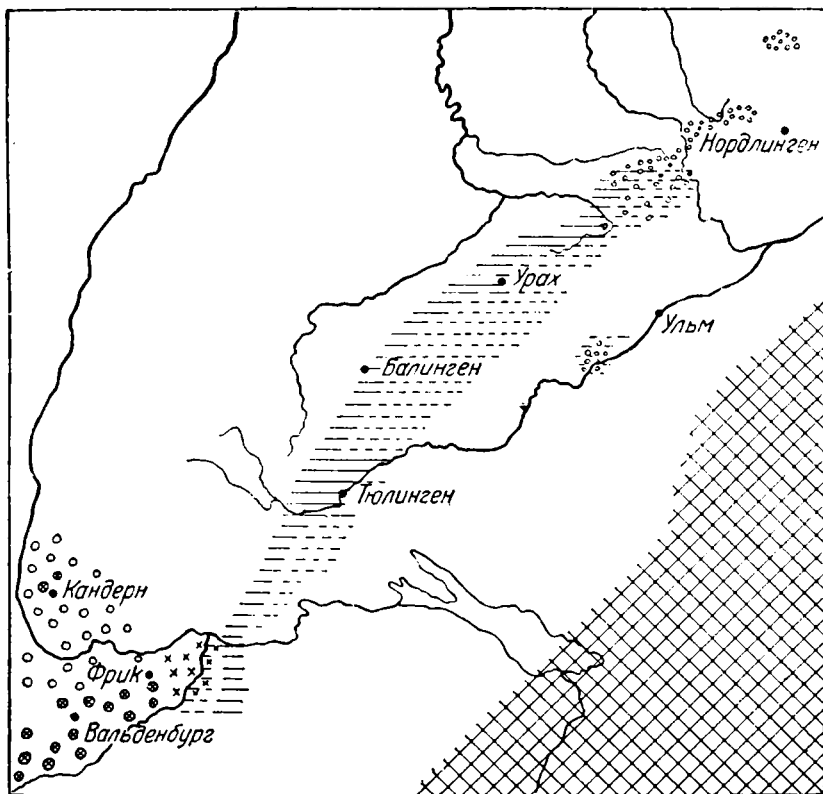
Маленькие круги — железистый оолит (руда), их скопление — максимальное развитие железисто-оолитовых осадков; широкие кружки с крестом — оолитовый известняк; широкие кружки без креста — то же (предположительно). Цифры 5, 6 и 7 и т. д. показывают мощность отложений между субфуркатовой и паркинсониевой зонами.

мимо кремнекислоты, происходящей главным образом за счет песчаных зерен, из большого количества железа, а также фосфора и магнелии и следов кальция. Алюминий и марганец отсутствуют.

Описанные Пратье железистые ооиды не руды, а только относительно незначительные концентрации Fe в осадке; кроме того, и минералогический состав их несколько отличается от типичного состава ископаемых оолитовых руд. И все же общая аналогия современной оолитово-железистой фации с ископаемой железорудной неоспорима, почему карточка Пратье может служить хорошим коррективом палеогеографических реконструкций. И нужно удивляться, насколько близко географическая ситуация возникновения современных железистых оолитов совпадает с общей палеогеографической трактовкой условий отложения ископаемых оолитовых руд, как эти условия воспроизводятся на основании совокупности петро-

графических и фаунистических данных. Глубина залегания современных железистых ооидов находится, главным образом, между изобатами 35—40 м, но отдельные ооиды встречаются и на большей и на меньшей глубине. К тем же глубинам, вероятно, были приурочены и ископаемые их аналоги.

В тождественных или во всяком случае чрезвычайно близких условиях шло образование и некоторых других морских железных руд, как датские фосфористые гидрогётиты хоперского типа (фиг. 112), девонские ооли-

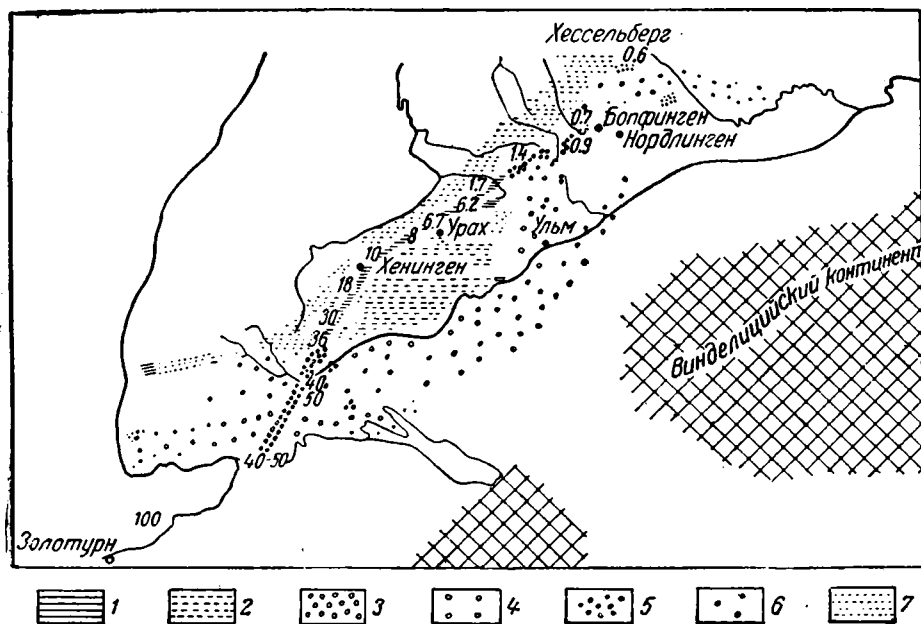


Фиг. 104. Фации нижней части слоев между рудными паркинсониевыми и макроцефаловым горизонтами (по Франку).

Маленькие кружки — мергели, глины и известняки с железистыми оолитами; горизонтальные линии — глины и мергели; горизонтальные штрихи — то же (предположительно); широкие кружки с крестами — оолитовые известняки; широкие кружки без креста — то же (предположительно); кресты — мергели и известняки с кристаллическим кальцитом.

товые диаспоршамозитовые руды западного склона Урала и некоторые железо-алюминиевые руды (бокситы) средиземноморского типа (Истрия?). По имеющимся сейчас описаниям, это осадки прибрежных лагун, бухт, заливов. К этой же категории должны быть отнесены оолитовые марганцовые руды Чиатур, Никополя, Мангышлака. Условия отложения никопольских руд отчетливо вскрываются уже конфигурацией тех бассейнов, к которым они приурочены: узкие и длинные заливы или лиманоподобные водоемы, вторгшиеся в расчлененную геоморфологически область Приднепровского докембрия. О такой ситуации догадывался уже Н. А. Соколов (1901), а теперь, после больших разведочных работ, она стала фактом, и карточка Фукса, опубликованная в работе Ф. П. Саваренского (1929)

(фиг. 113), показывает условия отложения руд совершенно ясно. Что же касается руд чатурских, то их мелководно-прибрежный характер прекрасно выяснен недавними исследованиями А. Г. Бетехтина (1937). Указанием на мелководность являются: относительная грубозернистость песчаников, чередующихся с рудой; наличие в них, наряду с кварцем, обломков плагиоклазов и просто гранитных пород; наличие во многих случаях пологой косой слоистости и следов перемывания оолитовых пластов, что вызвало сортировку оолитов по размерам и нередкое дробление их; наконец, частое присутствие в песчаных прослоях обломков древесины, растительных остатков и даже углистых прожилочков. «Сохрани-



Фиг. 105. Фации макроцефалового железорудного горизонта. Цифры дают в метрах мощность отложений между макроцефаловым и паркинсониевым рудными горизонтами (по Франку).

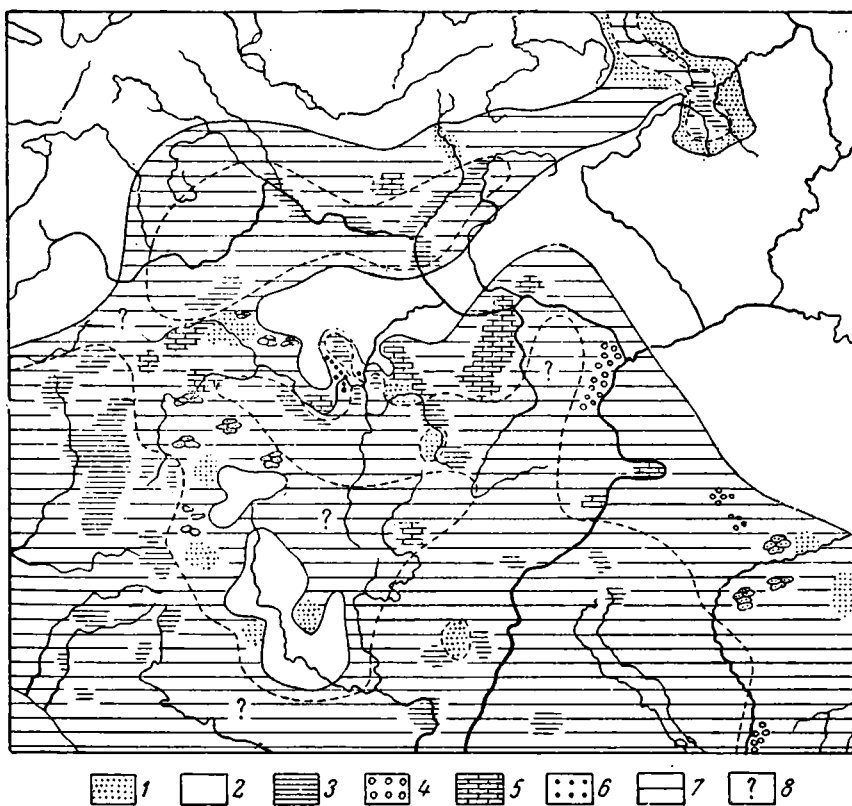
1 — известново-мергелистые отложения с редкими железистыми оолитами; 2 — то же — предполагаемое распространение; 3 — осадки с большим содержанием железистых оолитов; 4 — то же — предполагаемое распространение; 5 — зона максимального отложения железистых оолитов; 6 — то же — предполагаемое распространение; 7 — песчано-мергелистые отложения.

вшаяся в настоящее время часть месторождения, — пишет А. Г. Бетехтин, — в момент отложения руд находилась от береговой линии по крайней мере в нескольких километрах. Протягивалась ли зона оруденения до самой береговой линии, решить нельзя, так как южная часть первоначальной площади размывта во время чокракской трансгрессии». «Наибольшие накопления руд происходили на относительно малых глубинах (в юго-западной части рудной площади. — Н. С.). По мере удаления от береговой линии (на северо-восток. — Н. С.) руды становятся более бедными и переслаиваются более мощными тонкозернистыми песчаниками и кремнистыми глинами». Одновременно замечается явное уменьшение крупности оолитовых зерен. «Так, если на участках Ргани и отчасти Перевиси мы нередко встречаем прослой, содержащие оолитовые образования размером в 5—10, иногда до 20 мм в поперечнике, то на нагорьях Мгалевы, Дарквети и Ихтвиси размеры их обычно не превышают 2 мм в поперечнике. Можно думать поэтому, что транспортабельная способность движущихся

вод заметно ослабевала при приближении к более глубоководным, т. е. удаленным от береговой линии, участкам бассейна».

Итак, с оолитовыми гематит-шамозито-сидеритовыми рудами и их аналогами мы делаем как бы шаг вперед в сторону моря сравнительно с областью отложения паралических сидеритов.

Среди юрских и меловых отложений Русской платформы, Англо-Парижской и Северо-Германской котловины, а также лейасовых и палеоген-

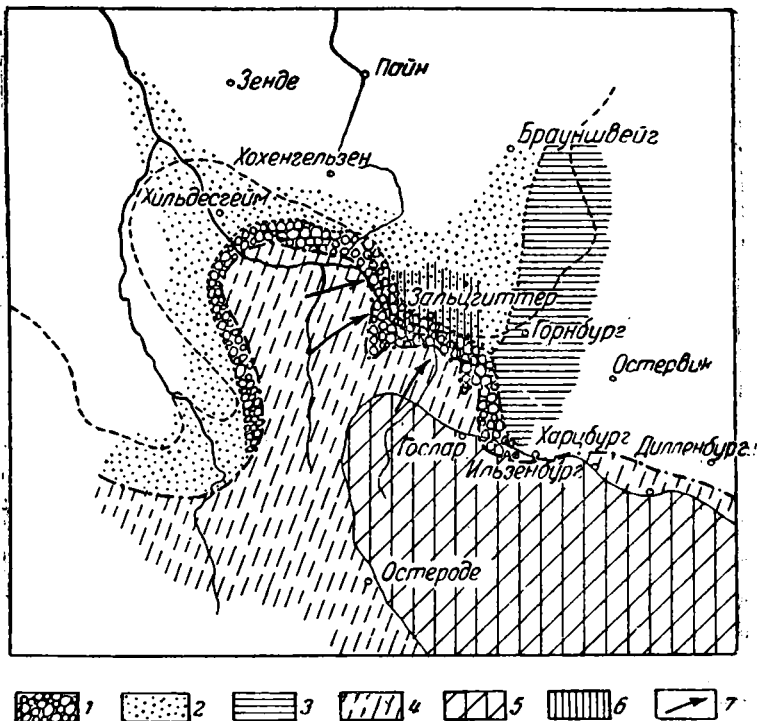


Фиг. 106. Палеогеография среднего келловоя Русской платформы и условия отложения сынтупских руд.

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — фосфориты; 5 — мергели с оолитами шамозита; 6 — фосфато-шамозитовые железные руды сынтупского типа; 7 — море; 8 — районы, для которых палеогеографическая обстановка не совсем ясна.

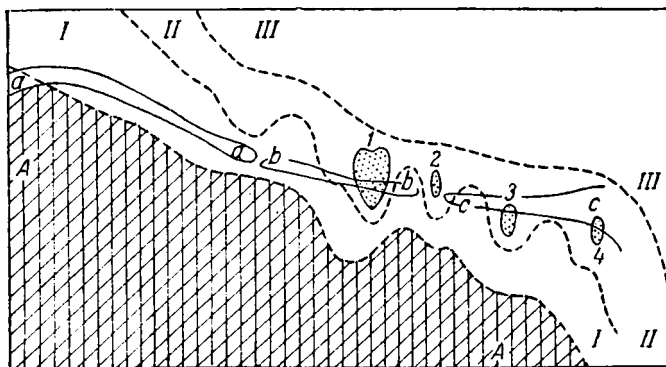
новых (майкопских) толщ Кавказа и Карпат большим распространением пользуются черные глины с многочисленными конкрециями сидеритов. Последние то залегают изолированными линзами, то скучиваются в прослой и даже сливаются в целые пласты, в 10—20 см мощности. Иногда таких прослоев много и они так тесно сближены, что получают горизонты, приобретающие значение рудных месторождений. Таковы, например, верхнейасовые приамурские и присулакские месторождения Кавказа, Бейтгейм в Германии и т. д.

Судя по фаунистическим находкам в глинах (главным образом аммониты), по распространению глин в пространстве и по соотношению их с другими фациями, — песчаными, фосфоритными, — можно полагать, что описанные сидеритоносные глины представляют осадок несколько бес-



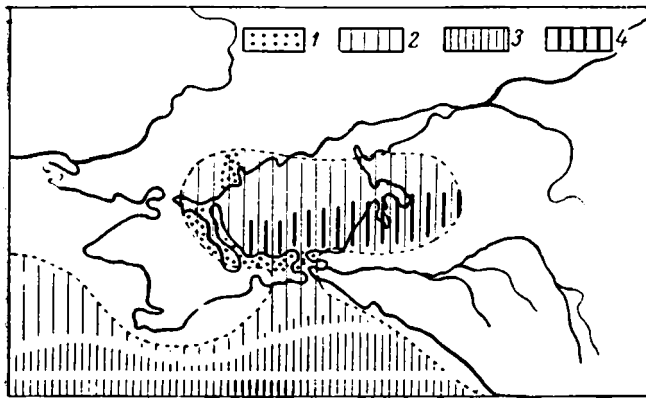
Фиг. 107. Условия отложения руд формации Везер (по Клюфтлю).

1 — крупноконгломератовая фация; 2 — оолитово-тонкоконгломератовая фация; 3 — известковая фация; 4 — мезозойские породы континента; 5 — палеозойские породы континента; 6 — рудные участки; 7 — направление максимального сноса Fe с континента. — граница валаанжисского бассейна; - - - - - граница готеривского бассейна.

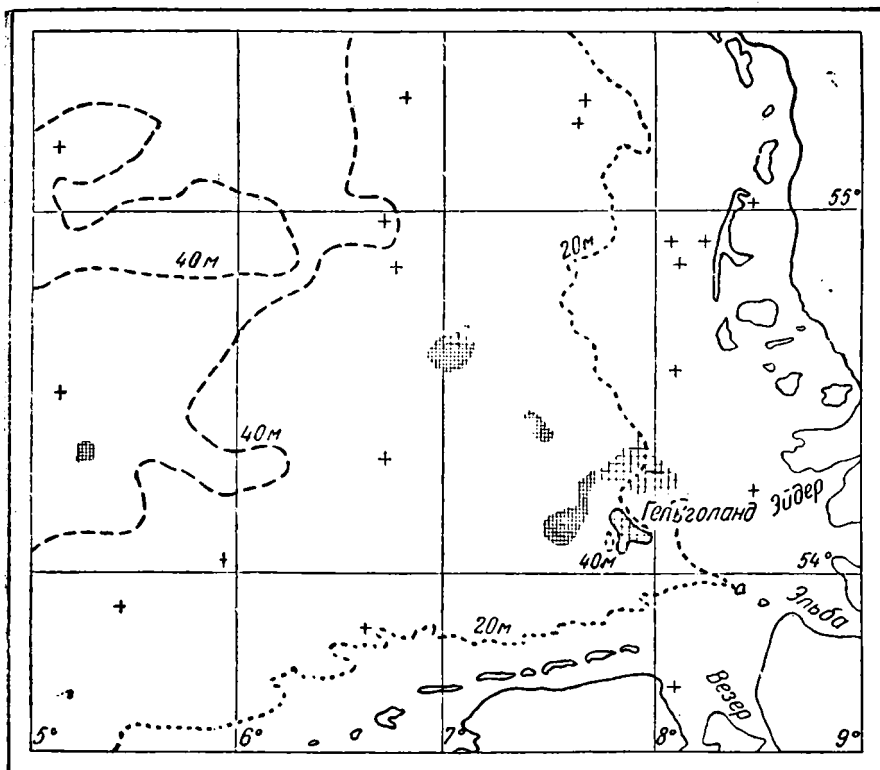


Фиг. 108. Условия отложения руд Зальцгиттер (по Дальгрюну и Кауэнгофену).

aa — континент и зона приюта; II — переходная зона с линзами оолитовых гематито-шамозито-сидеритовых руд в понижениях рельефа; III — зона открытого моря; aa — хр. Вихен; ab — хр. Везер; cc — хр. Зюнтель.



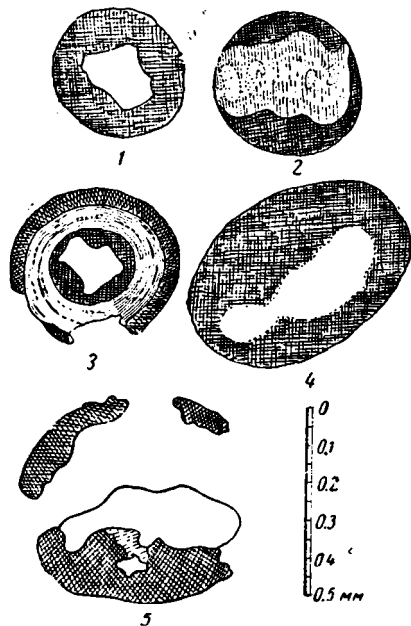
Фиг. 109. Условия образования руд Керченского бассейна.
 1 — железные руды; 2 — мелководные песчано-глинистые отложения; 3 — более глубоководные осадки (предполагаемые); 4 — то же — достоверные.



Фиг. 110. Железисто-оолитовые образования в Северном море (по Пратце). Крестик — единичные оолиты; широкая перекрещивающаяся штриховка — частые находения оолитов; тесная перекрещивающаяся штриховка — массовые оолиты; кружок — лимонитовые корки.

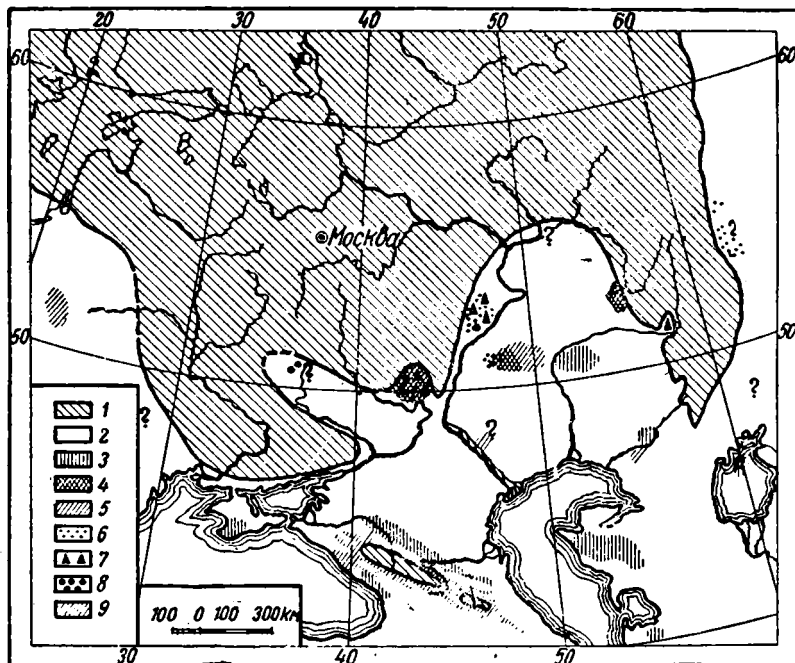
лее глубоких и открытых частей моря, чем оолитовые гематит-шамозитовые руды, — отложение нижней половины шельфа, а в некоторых случаях может быть даже начала континентальной ступени (?). Если это так, то мы должны включить по крайней мере всю область шельфа в число районов моря, где был возможен в прошлом и протекал в действительности (хотя и очень редко) процесс осадочного рудонакопления. Допуская это, мы должны в то же время отметить своеобразный состав и генезис руд открытых частей моря. Поскольку это всегда конкреционные сидериты, мы должны факт образования их связывать не с непосредственным осаждением из морской воды (как у оолитовых руд и их аналогов), но исключительно с процессами диагенеза в илистых осадках. Попавшие тем или иным путем в или разнообразными соединениями Fe, как уже давно указал Дж. Меррей, восстанавливаются и при наличии CO_2 образуют FeCO_3 , который затем и концентрируется в разной степени в разных точках осадка. При этом, так как в условиях соленой морской воды принос растворенных соединений в область нижней части шельфа совершенно ничтожен, источник железа для сидеритовых конкреций и пластов следует, на наш взгляд, видеть не в химически растворенном в воде железе, а в железистых соединениях, вынесенных в форме мелкой терригенной мути, которая, по наблюдениям Томпсона и Бремнера (1935), иногда выбрасывается в море в количествах, во много раз превосходящих растворенное железо.

Близкими аналогами шельфовых сидеритов являются широко распространенные, хотя и мало пока привлекавшие к себе внимание карбонатные марганцевые руды. К ним относятся докембрийские руды сланцев Вирджиния и формации Бивабик в штате Миннесота, нижнекембрийские руды залива Тринити и Концепшион на Ньюфаундленде и аналогичные им руды Мерионетшайр Англии, ордовичские накопления Бельгии, некоторые месторождения кульма в Средней Германии (Келлервальд), очень крупные марганцевые скопления в юрской яшмовой толще Сан-Франциско в штате Калифорния (США) и в верхнемеловой в штате Ю. Дакота, карбонатные руды в палеогене Моравии, частично верхняя рудоносная толща Чиатур, олигоценовые месторождения восточного склона С. Урала и некоторые другие. Перечисленные карбонатные руды располагаются среди глин и кремнистых глин, образуя либо серии удлиненных эллипсоидальных конкреций, скучившихся в пропластки, либо настоящие пласты от нескольких см до нескольких дециметров мощностью. Пласты обычно группируются по разрезу пачками и в сумме дают иногда заметные мощности. Структура конкреций и карбонатных пластов в большинстве случаев кристаллически зернистая, пятнистая, но наряду с этим встречаются и более или менее отчетливо оформленные оолитовые или оолитоподобные тела (Чиатуры, Сан-



Фиг. 111. Строение железистых оолитов Северного моря (по Пратге). 1 — круглые оолиты с маленьким угловатым кварцевым ядром; 2 — круглые оолиты с крупным кварцевым ядром; 3 — концентрически-слоистые оолиты; 4 — яйцеобразные оолиты с удлиненным кварцевым ядром; 5 — яйцеобразные оолиты с освобожденным кварцевым ядром.

Франциско), или же в пласте обнаруживается слабо выраженная тонкая слоистость (Келлервальд, Мерионетшайр). Для месторождения карбонатных руд чрезвычайно характерна подмеченная Хьюитом (1936) ассоциация с глауконитом, фосфоритами и иногда баритом. «Карбонаты, содержащие марганец, — пишет он, — не только содержат больше фосфорной кислоты, чем большинство осадков, но определенные пласты этих карбонатов и желваки фосфатов встречаются в тесной близости друг к другу и местами так мощны, что могут эксплуатироваться. Эта ассоциация достойна внимания в Арканзасе (ордовиций), Вирджинии (орискани) и на Нью-



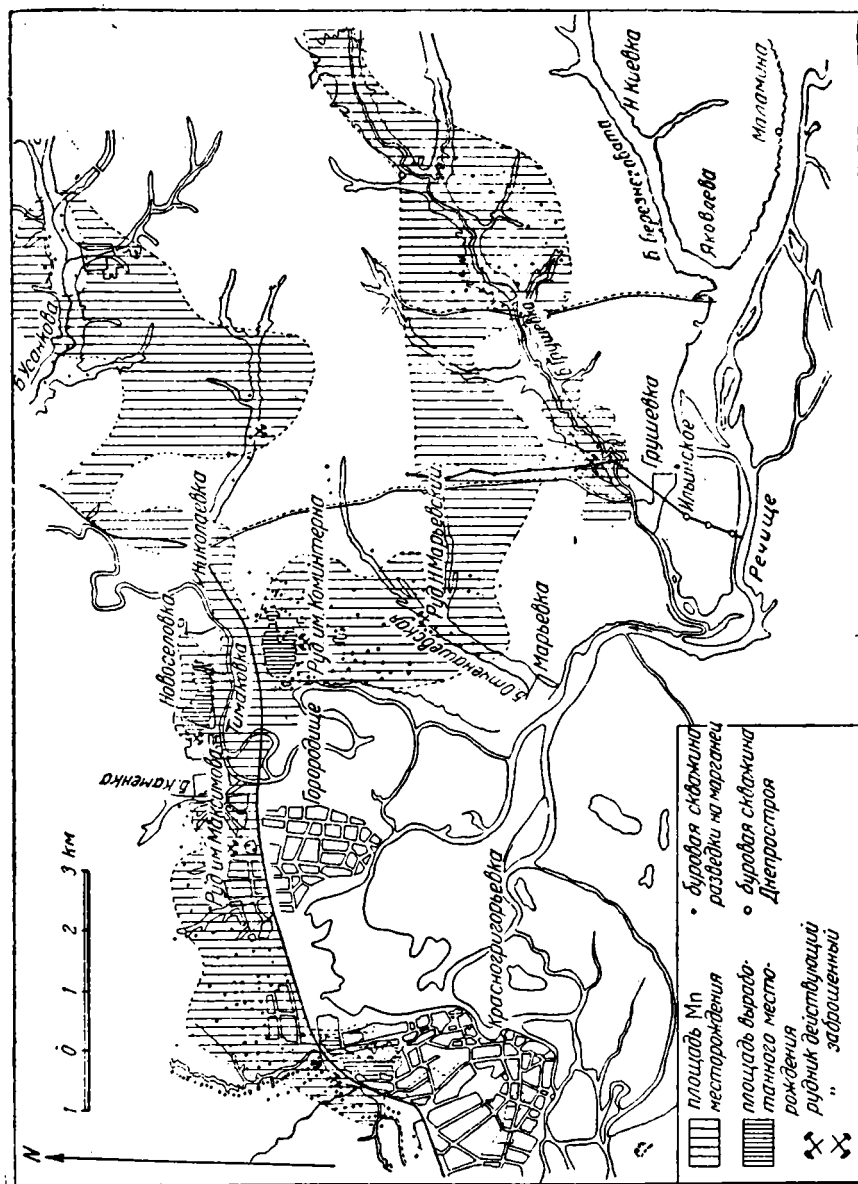
Фиг. 112. Палеогеографическая схема датского века
(по П. Л. Безрукову).

1 — суша; 2 — море; 3 — известняки; 4 — опоки и глины; 5 — мергели и мергелистые глины; 6 — пески и песчаники; 7 — пластовые фосфориты; 8 — бурые железняки; 9 — флиш.

фаундленде (кембрий)». У нас в СССР она обнаружена в хр. Каратау и на Урале. Глауконит распространен также довольно широко; что же касается барита, то он встречен в осадках Арканзаса, Ньюфаундленда и Чиагур.

Условия отложения карбонатных руд марганца прекрасно разъясняются соотношениями их с окисными рудами в Чиагурах. Здесь, по наблюдениям А. Г. Бетехтина (1933), имеются две толщи, имеющие заметный состав. Нижняя или собственно рудная толща образована почти исключительно окисными оолитовыми рудами, нами выше уже разобранными. Примесь карбонатных руд здесь ничтожна, причем встречается исключительно в той наиболее удаленной от берега северо-восточной части месторождения, где пески становятся тонкозернистыми, роль глин возрастает, а прослой окисных руд утончаются и беднеют. Еще более резко выражены эти изменения в верхней рудоносной толще. «В юго-западной (прибрежной. — Н. С.) части района Чиагурского месторождения (Перевиси, Шукрути, Ргани, Зеда-Ргани) в рудоносных прослоях принимают участие почти исключительно окислы и гидроокислы марганца. Карбонатные соедине-

ния марганца вместе с опалом встречаются в виде конкреционных образований в прослоях опалоглинистых пород. Зато в северо-восточной (более удаленной от берега. — Н. С.) части района (Мгвимеви, Даркваты, Ихтвиси) мы наблюдаем исключительно карбонатные руды марганца, слагающие целые прослои». Карбонаты марганца главным образом представлены



Фиг. 113. Формы залегания марганцевых руд Никопольского месторождения (из Ф. П. Саваренского).

оолитоподобными стяжениями, которые по своему строению «мало чем отличаются от подобных же образований в окисных рудах». Реже встречаются весьма тонкозернистые массы с реликтовой слоистой текстурой. Чрезвычайно характерен минеральный парагенез карбонатной фации чиа-турских руд; помимо манганокальцита и кальциевого родохрозита в них встречены: мельниковит (коллоид FeS), марказит, пирит и гауэрит

(MnS_2), — минералы, явно указывающие на восстановительный характер среды их образования.

Смысл описанной картины совершенно ясен. Чиатурские карбонатные руды марганца представляют фацию, удаленную от берега гораздо дальше, чем оолитовые окисные руды. И если окисные руды формировались несомненно в прибрежной зоне и верхней части шельфа, то карбонатные руды мы должны, очевидно, поместить в среднюю и нижнюю часть шельфа, в ту же зону, где в другие эпохи и в других местах шло отложение сидеритовых руд типа юрских и меловых глинистых сидеритов Кавказа и Русской платформы. Чиатурские карбонатные руды, как это отметил и А. Г. Бетехтин (1933), являются в полном смысле слова аналогом этой шельфовой сидеритовой железорудной фации. Но карбонатные марганцевые руды более древних эпох во всех своих основных чертах сходны с карбонатными чиатурскими. Это значит, что вообще весь этот тип (при наличии тех особенностей и того парагенеза, какие были отмечены выше) нужно рассматривать как аналог сидеритовой железорудной фации шельфа, т. е. как накопление его средней и нижней части. Парагенезис с глауконитом и фосфоритами в данном случае только подтверждает аналогию, ибо фосфориты приурочены к средней части шельфа, а глауконит начинается в этой зоне, спускаясь ниже.

Какие-либо аналоги бокситовых руд среди фаций средней и нижней части шельфа пока не найдены.

В более удаленных от берега глубоководных осадках постальгонкского времени ни железных руд, ни их аналогов до настоящего времени не констатировано и, надо думать, не образовывалось совсем, хотя формирование железистых и марганцовых минералов (глауконита, железомарганцовых конкреций), конечно, шло. Отсюда следует, что в морских бассейнах, подобно крупным озерам, рудообразовательный процесс в постальгонкское время локализовался только в прибрежных мелководных частях, избегая районов глубоководных, пелагических, центрально-расположенных.

Разбор пространственного размещения железорудных фаций внутри морских бассейнов позволяет разъяснить попутно одно теоретическое недоразумение, имеющее место в советской геологической железорудной литературе. До относительно недавнего времени (1922) считалось общепризнанным (а многими считается и до сих пор), что формирование морских железных руд, подобно формированию озерных, происходит за счет выноса в море растворенного в речных водах железа. В настоящее время наряду с такой концепцией существует и совершенно иная точка зрения, так называемая теория гальмиролитического образования морских руд, предложенная в 1922 г. К. Гуммелем и выдвигающая в качестве основного фактора рудоотложения подводное выветривание — гальмиролиз. По этой теории алюмосиликатные железосодержащие минералы, попадая на дно моря, подвергаются в верхней части осадка, в зоне соприкосновения его с придонной водой, разложению. Двувалентное железо, окисляясь, превращается в трехвалентное; SiO_2 и частично Al_2O_3 переходят в раствор и удаляются; CaO , MgO , Na_2O выщелачиваются, но зато из морской воды поглощаются K и происходит нечто вроде обмена оснований. В результате кристаллические алюмосиликатные минералы превращаются в аморфные коллоидные силикатные же тела, резко обогащенные Fe_2O_3 и частью Al_2O_3 , а весь процесс приобретает сходство с ходом латеритного выветривания на континентах. При благоприятных условиях (замедленном приносе материала) таким путем, по К. Гуммелю, могут возникнуть морские железные руды. Принос растворенного железа с континента либо не имеет значения совсем, либо играет совершенно подчиненную роль.

За последние годы теория гальмиролиза получила в советской литературе горячее признание, большое распространение и стала чуть ли не руководящей схемой для геологов, занимающихся морским рудоотложением. При этом сторонники ее совершенно не заметили, что теория их стоит в резком, можно сказать — вопиющем, противоречии со всеми основными и бесспорными фактами рудного железнакопления и миграции железа вообще. Вскрыть это противоречие нам представляется существенно важным.

По словам самого же К. Гуммеля, эффективность гальмиролиза должна находиться в прямой зависимости от скорости седиментационного процесса. Чем быстрее нарастает осадок, тем меньше время подвергается каждая отдельная частица его гальмиролизу, тем слабее его результаты. Наоборот, при замедленном осадконакоплении гальмиролиз имеет полную возможность проявить свою силу и создать значительную массу железистых коллоидальных продуктов. Поэтому нужно было бы ожидать максимального рудонакопления в центральных частях бассейнов, где осадконакопление наиболее замедленно, а гальмиролиз наиболее значителен. Между тем в действительности, как мы только что убедились, руды приурочиваются к наиболее прибрежным, мелководным частям моря и исчезают к центру морских бассейнов. Такая фациальная локализация морских железных руд стоит в резком противоречии со схемой К. Гуммеля и ею объяснена быть не может. Точно так же в полном диссонансе с этой теорией находится и описанное выше (гл. II) распределение Fe в морской воде: резкая обогащенность им прибрежных вод и обводненность пелагических частей моря. Сторонникам разбираемой теории приходится допускать гальмиролитическое происхождение железных руд как раз в тех участках моря, куда принос железа с континентов достигает максимальной величины из вообще возможных для моря, и примиряться с отсутствием руд там, где гальмиролиз имеет наибольшую силу, — ситуация, никак не говорящая в пользу теории, но только против нее. К этому надо добавить, что как изображение самого хода процессов выветривания, так и определение его конечных результатов, даваемое К. Гуммелем, представляет чисто кабинетное надуманное построение, под которым вообще нет ни одного достоверного факта. Случаи подводного выветривания известны; однако результаты его отнюдь не те, какие указывает К. Гуммель.

Ни в палагоните, ни в филиппсите не происходит сколько-нибудь заметного дополнительного накопления Fe против исходных продуктов, и, стало быть, действительно гальмиролитические процессы в данном случае отнюдь не являются рудообразовательными. Железо-марганцовые конкреции абиссальных глубин в основе как-то связаны с гальмиролизом, но руд они не образуют, и, кроме того, самый механизм их формирования иной и более сложный, чем тот, какой указал для руд К. Гуммель. То же надо сказать и о железных корках на валунах Баренцова моря, описанных М. В. Кленовой. Как справедливо указал в свое время В. С. Буткевич (1928), в формировании этих корок помимо чистого гальмиролиза могли иметь крупное значение также биогенные процессы, связанные с жизнедеятельностью железобактерий, достоверно установленных этим исследователем в илах Баренцова моря. Все это приводит к заключению, что под гальмиролитической теорией рудного железнакопления нет никакого фундамента и что появление и пропаганда ее в литературе представляет действительно недоразумение, причина которого лежит, повидимому, исключительно в недостаточной осведомленности ее автора в гидрохимии и геологии моря и в общих вопросах осадочного рудного железнакопления вообще.

Классическое представление, по которому морские железные руды являются продуктами отложения железа, вынесенного с континентов, должно быть полностью реабилитировано, ибо только оно отвечает и пространственной локализации железорудных фаций внутри морских бассейнов, и распространению железа в морских водах.

Обратимся теперь к другой стороне дела: к локализации железорудных процессов по простиранию прибрежной (мелководной) полосы и к факторам, которые обуславливали это обстоятельство. По аналогии с озерными бассейнами надо думать, что наибольшую роль здесь играли геоморфологические причины.

Геоморфологические условия побережья для паралических сидеритов в настоящее время ясны: это условия огромных топких, болотистых, частично заторфованных прибрежных низин. Но геоморфологическая характеристика побережий, примыкающих к областям развития оолитовых гематит-шамозито-сидеритовых руд, пока совершенно не разъяснена, ибо специалисты, изучавшие руды, никогда этим вопросом не интересовались и не занимались, почему нам и придется разбирать его заново и самостоятельно.

Два обстоятельства бросаются в глаза в условиях залегания и в литологическом составе рудных толщ, содержащих оолитовые гематит-шамозито-сидеритовые руды. Во-первых, руды эти никогда не ассоциируются с паралическими сидеритами и не переходят в них по простиранию. Во-вторых, обломочный материал в составе железорудных толщ обычно мелко- и среднезернистый: глины, песчаные глины, пески; конгломератовые прослой очень редки, ничтожны и тоже мелкозернисты. Первая из названных особенностей доказывает, что оолитовые руды тяготеют не к топким плоским болотистым побережьям, а к участкам с более или менее выраженным рельефом. Вторая же заставляет принять, что рельеф этот отнюдь не был горным, а должен был отличаться относительно малой напряженностью денудационных процессов. Вероятно, это был рельеф того же холмисто-увалистого типа, что и в зоне развития современных железорудных озер.

Дальнейшее разъяснение характерных особенностей районов отложения оолитовых гематит-шамозито-сидеритовых руд дает анализ вопроса о питании железистыми соединениями участков формирования этих руд.

Основным источником растворимых солей, в том числе и Fe, в морской воде являются, вообще говоря, водные потоки, устремляющиеся в море с континентов, причем потоки эти могут представлять собой крупные речные артерии, как Нил, Амазонка, Миссисипи, Волга и т. д., или мелкие речки и ручьи, или, наконец, непосредственные подводные высачивания грунтовых вод. Спрашивается, одинаково ли благоприятны эти формы транспорта железа для возникновения морских железных руд?

Наблюдение над поведением Fe в водах современных крупных и средних рек показывает, что в условиях речной воды железо неустойчиво и не мигрирует далеко, исчезая из воды уже в недалеком расстоянии от пункта поступления в нее. Многочисленные примеры тому приведены в интересном исследовании Е. Е. Успенского о «железе как факторе распределения водорослей» (1922). Наблюдения производились над Москвой-рекой и ее притоками, стало быть в таежно-подзолистой зоне, максимально благоприятной для миграции Fe. И все же, даже в этих условиях далекие перемещения сколько-нибудь заметных масс Fe встречают почти непреодолимые препятствия. Основное из них — деятельность микроорганизмов и колебания pH, в частности сильное подщелачивание воды, зависящее опять-таки от жизнедеятельности организмов. В крупных реках протяжением в сотни и тысячи километров, переходящих нередко из одного климатического пояса в другой, условия для сколько-нибудь значительного

перемещения железа, конечно, еще менее благоприятны. Достаточно напомнить, что, по данным акад. С. А. Зернова (1934), рН среднерусских рек летом больше 8, и вода представляет щелочную среду, не способную к длительному удержанию Fe в растворе. Попав каким-либо путем в такой водоток, железо быстро исчезает из раствора. Очень поучительные примеры подобного рода собраны в известной работе Кларка: «Data of Geochemistry» (1924) относительно рр. Миссисипи и Арканзаса. В нескольких достаточно удаленных друг от друга пунктах были произведены многочисленные (по 20—30) определения содержания Fe_2O_3 в воде, причем средние результаты оказались следующие:

р. Миссисипи (от верховьев к устью)

		мг/л
Штат Миннесота	{ Брайнерд	2.96
	{ Миннеаполис	0.10
Штат Иллинойс	{ Мулин	0.50
	{ Кэнси	0.71
	{ Честер	0.53
Штат Луизиана	{ Мемфис	0.46
	{ Выше Каррольтона	0.11
	{ Нью-Орлеан	0.74
Штат Канзас	{ р. Арканзас	
	{ Дерфильд	2.86
	{ Грит Бэнд	1.70
	{ Арканзас	2.26
	{ Литтль Рок	1.26

Резкие колебания в содержании Fe_2O_3 от одного пункта к другому возможны, конечно, лишь в том случае, если железо, попавшее в значительном количестве в речную воду около того или иного пункта, не удерживается долго в растворе, но вновь выпадает из него в осадок. Очень показателен с этой точки зрения случай, описанный в неопубликованной работе Н. М. Киналева по р. Или. В верхнем и среднем течении ее железо в воде отсутствует или близко к нулю. В том пункте, где река прорывает Джунгарский Алатау и соприкасается на время с коренными силикатными породами, вода несколько обогащается Fe_2O_3 (2.75 мг/л), но через 50—70 км вниз по течению вновь лишается его. Мы не знаем, конечно, состава речных вод прошлого, но по общим физико-химическим соображениям нельзя думать, чтобы тогда дело с миграцией железа в крупных водотоках обстояло иначе. Можно утверждать почти наверняка, что крупные речные артерии прошлого не имели никакого отношения к возникновению морских железорудных месторождений и что последние формировались за счет мелких, но многочисленных ручьев и рек, сбегавших в морской бассейн, а также за счет непосредственного подводного и надводного высачивания в него железистых грунтовых вод, т. е. совершенно так же, как это имело и имеет сейчас место по отношению к озерным рудам. Показательно, что, несмотря на прибрежность и мелководность территории, на которой происходило морское рудоотложение, ни в одном случае не наблюдается парагенеза железных руд со сколько-нибудь выраженными дельтовыми осадками и что вообще в литологическом составе железорудных свит нет никаких следов возникновения их в устьевых частях крупных водотоков или вблизи последних.

Но транспорт железа мелкими ручьями и реками и непосредственным высачиванием на дне бассейна может быть эффективным не при любых, а только при определенных палеогеографических условиях. Наиболее благоприятствовал ему, надо думать, режим архипелагов, состоявших из сети

более или менее крупных островов с невысоким мягкохолмистым рельефом. Ограниченные размеры островов сами собою приводили к незначительным размерам поверхностных водотоков, ручьев и рек. В то же время отношение периметра островов к площади их было наибольшим и, значит, создавались наибольшие возможности к прорезанию горизонтов грунтовых вод береговой линией и к непосредственному высачиванию вод в морской бассейн. По тем же причинам благоприятствовали формированию железных руд и районы со сложной и изрезанной береговой линией, с глубоко вдающимися внутрь суши заливами, бухтами, если за ними следовали в отдалении горные края. Материал, сбрасываемый денудацией этих краев, не доходил в главной массе своей непосредственно до равнинного побережья, и на последнем достаточно интенсивно протекали процессы химического выветривания. Но наличием своим горы препятствовали возникновению крупных речных артерий, и создавался тот режим стока, который максимально благоприятствует транспорту железа. Наоборот, нерасчлененность, простота береговой линии и наличие за ней (внутри континента) громадных равнин надобно рассматривать как фактор, неблагоприятный для возникновения морских железных руд, ибо дренаж поверхностных (и грунтовых) вод происходит в этих случаях крупными речными артериями типа современных рек С. Америки, Европы, Азии, а условия для далекого транспорта железа в таких реках явно неподходящие.

Итак, мы приходим к заключению, что наиболее благоприятными для формирования морских оолитовых железных руд были условия островного моря или же глубоко изрезанного побережья погружающейся горной страны при условии, конечно, что сами горы окаймлялись более или менее широкой холмистой зоной и оказывали лишь слабое непосредственное влияние на седиментацию.

Что такое представление, повидимому, отвечает действительности, показывают палеогеографические карточки, дающие обстановку отложения железных руд. Таких карт пока очень мало, но те, которые известны (Бубнов, Клюпфель, Кауэнхофен и др.), рисуют общие картины, очень близко соответствующие только что охарактеризованной (см. фиг. 99—109). Островной характер, например, юрского моря Зап. Европы, столь изобилвавшего оолитовыми минеральными рудными осадками, несомненен. В других случаях ясно вырисовывается не только эта особенность ископаемого бассейна, но и сложный ход береговой линии около того места, где отлагались оолитовые руды (Зальцгиттер, сынтульские руды, — фиг. 106). Надобно отметить при этом, что авторы, конструировавшие карты, исходили вовсе не из каких-либо теоретических предпосылок относительно генезиса морских оолитовых руд, а только из фактического пространственного размещения фаций вообще. К тому же сложность расчленения береговой линии и степень выраженности островного режима моря передаются палеогеографическими карточками обычно в значительно смягченной форме.

Влияли ли на формирование морских железных руд литологический состав побережья и его тектоническое строение? Опираясь на аналогию с озерно-болотными рудами, следует допустить, что принципиально для возникновения морских руд присутствия на побережье пород, особо обогащенных железом, не требовалось. Но наличие таких пород могло иметь положительное действие, подобно тому, как присутствие каких-либо специфических петрографических типов могло вызвать появление в рудах серии «малых элементов», как Cr, Ni, Co, As, Cu и др. Та же аналогия подсказывает, что тектоническое строение субстрата никакого непосредственного влияния на возникновение морских железных руд, видимо, не оказывало. Независимый фактический анализ этих проблем и проверку

наших допущений приходится, однако, оставить до будущих исследований, так как самая постановка их требует гораздо более глубокого проникновения в геологическую обстановку прошлого, чем это возможно сейчас.

В общем же можно принять, что в локализации морских железных руд по простиранию прибрежной полосы решающую роль играл тот же геоморфологический фактор, что и в локализации руд озерно-болотных. При подходящих климатических условиях и, значит, соответствующей континентальной коре выветривания руды возникали лишь в тех частях морского бассейна, которые обладали островным характером, сильно расчлененной береговой линией и не примыкали к обширным равнинам. Существенным условием при этом являлось наличие многочисленных, но не крупных по размерам водотоков, дренирующих поверхностные воды, а также возможность непосредственных высачиваний грунтовых вод на берегу и на дне бассейна. Накладываясь на эти благоприятные геоморфологические условия, литологический фактор в одних случаях усиливал, в других ослаблял рудонакопление или придавал ему местами специфические черты в смысле деталей химического состава руд, но сам по себе, без должной геоморфологической базы, он, так же как и фактор тектонический, рудонакопления не вызывал.

4. О некоторых особенностях пространственной локализации руд марганцовых и бокситовых

Соображения, развитые в предыдущем, позволяют, на наш взгляд, достаточно достоверно представить себе общий механизм пространственной локализации гипергенных железных руд для отдельных железорудных эпох.

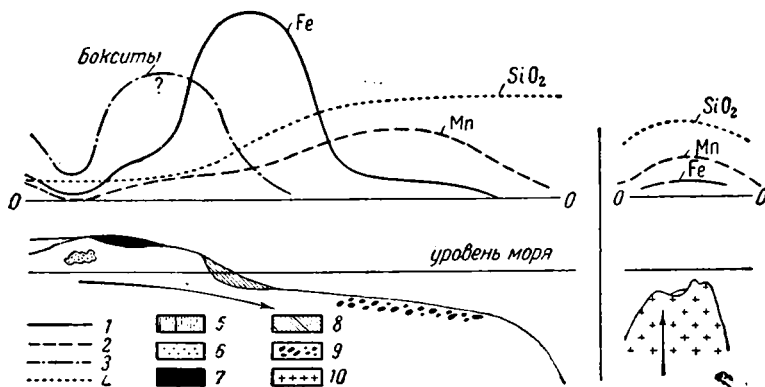
«Разрешая» миграцию и последующую концентрацию железа в одних областях и «запрещая» ее в других, климатическая обстановка любой железорудной эпохи создавала тем самым первую, регионально выраженную, рамку для гипергенного рудного железонакпления вообще. В пределах обозначенных таким образом широких полос локализация определялась уже геологическими факторами — геоморфологической обстановкой, составом пород, выходящих на поверхность, и их тектоникой. Накладываясь последовательно на климатическую зональность — геоморфологические, литологические, тектонические влияния все более ограничивали площади возможного оруденения и приводили, наконец, к тем относительно немногочисленным для каждой железорудной эпохи ареалам, где концентрация железа реализовалась в виде большей или меньшей массы элювиальных, озерно-болотных или морских руд.

Учитывая геохимическую аналогию между рудами железными, марганцовыми и бокситовыми, можно было бы думать, что механизм их пространственной локализации должен быть таким же, что и для руд железных. Так оно в действительности и есть. И в то же время пространственная локализация марганцовых и бокситовых руд вовсе не представляет простого повторения локализации руд железных. В пространственном размещении марганцовых руд и бокситов имеется несколько существенных особенностей, придающих им индивидуальную окраску и отличающих их от железорудных накоплений. Особенности эти заключаются в ином фациальном профиле марганцовых и бокситовых руд и в ином отношении их к литологическому субстрату.

Под именем фациального профиля мы понимаем кривую, которая дает распределение месторождений (и соответствующих запасов руд) по основ-

ным фаціальным типам руд и тем самым указывает фации, наиболее благоприятствовавшие в прошлом формированию данной категории руд.

Точное решение вопроса о «фаціальных профилях» железных, марганцовых и бокситовых руд затруднено сейчас тем обстоятельством, что толкование фаціального типа многих железорудных и бокситовых месторождений далеко не бесспорно. Общеизвестны и поныне незавершенные споры относительно генезиса таких месторождений, как Раммельсберг, Мегген, Рио-Тинто и др. и отнесение их одними исследователями к категории сигенетических осадочно-эффузивных, другими — к группе эпигенетических, собственно гидротермальных. Еще больше разногласий в толковании знаменитой Bohnerzformation Швейцарии и южной Германии, которая то понимается как настоящее элювиальное образование (А. Моос и др.), то как типичное осадочное озерного генезиса (Эйнеке и Колер, Гайм),



Фиг. 114. Фаціальный профиль железных марганцовых руд и бокситов.

1 — кривая распределения Fe-руд между различными железорудными фациями; 2 — кривая распределения Mn-руд между различными марганцоворудными фациями; 3 — то же для бокситов; 4 — распределение SiO_2 между различными осадочными фациями; 5 — руды коры выветривания; 6 — руды зоны глубокой циркуляции валозных вод; 7 — озерные и болотные руды; 8 — сидеритовые руды паралических угленосных бассейнов; 9 — сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа; 10 — осадочно-эффузивные окисные, сульфидные и карбонатные руды. Стрелки показывают направление выноса рудообразующих растворов.

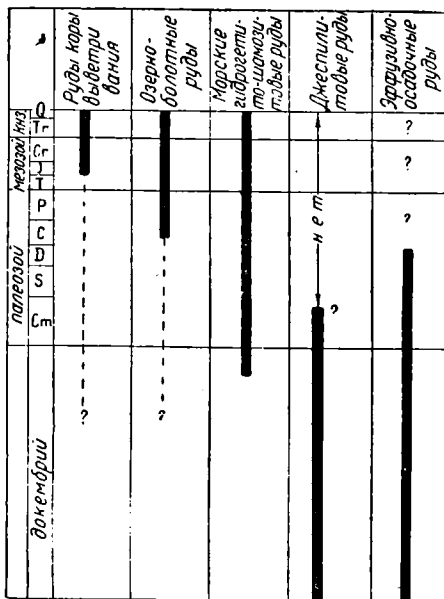
то как terra rossa, подвергшаяся впоследствии подзолообразовательному процессу и переотложению (Бирцер), то, наконец, как переотложенная или измененная латеритная кора (Ланг, Вальтер). Столь же противоречивы взгляды на генезис руд эйфельского типа Германии, долинных руд Аппалачей и др. Если прибавить к этому, что в последнее время, после исследований халиловских руд, появились сомнения в правильности фаціального толкования таких гигантских месторождений, как кубинские, и других им аналогичных так называемых латеритных руд, то станет ясным, с какой серией неопределенностей и неразрешимых задач приходится оперировать исследователю, желающему дать достоверный фаціальный профиль гипергенных железных руд. Аналогичные примеры можно было бы привести для марганцовых руд и бокситов. Эти неопределенности, очевидно, исключают для настоящего времени возможность решения вопроса в полном объеме. Однако, если расширить рамки некоторых фаціальных типов и, в частности, отказаться от отдельного рассмотрения руд элювиальных, элювиально-метасоматических и озерно-болотных, объединив их в единую группу континентальных железных руд, — неопределенности

резко сократятся, почти исчезнут, и мы сможем уже сейчас получить первое приближенное решение поставленной проблемы и серии связанных с ней других вопросов.

На табл. 6 сделана попытка разместить известные пока постальгонксские месторождения железных руд по трем основным рубрикам: континентальные руды, нормальные осадочные морские руды и эффузивно-осадочные, причем во второй из этих групп различаются руды паралические (побережные), руды верхней части шельфа и руды нижней, глинистой ее половины. На табл. 7 и 8 аналогичные данные собраны для руд марганцовых и бокситов.

Анализ этих таблиц вскрывает целый ряд интереснейших соотношений, прежде всего для руд железных. Из общей суммы их в 130—140 млрд. т 27—30 млрд. т возникло на континентах, 80—90 в прибрежных частях моря и лишь немногие (2—3) миллиарды тонн — за счет выноса железа гидротермально в очагах подводной эффузивной деятельности. Таким образом, поверхность континентальных массивов и непосредственно прилегающая к ним неширокая кайма моря — вот зоны, наиболее благоприятствовавшие в палеозое—мезозое—кайнозое возникновению железных руд (фиг. 114). Глубокие и удаленные от берега части моря безрудны. Зоны развития подводного вулканизма дают рудные накопления относительно редко, причем состав их часто специфический, а массы очень незначительны.

Несмотря на достаточную отчетливость охарактеризованных соотношений, имеются основания предполагать, что они отражают природные явления в значительно сглаженной форме; на это указывает таблица стратиграфического размещения разных фациальных типов железных руд, изображенная на фиг. 115. Из нее видно, что морские и эффузивно-осадочные руды известны, начиная от самых древних периодов постальгонксской истории, достоверные же озерно-болотные руды — лишь с нижнего карбона, а элювиальные — только с юры, в подавляющей же массе с неогена. Нет никакого сомнения в том, что эта различная стратиграфическая распространенность разных фациальных типов железных руд отнюдь не означает их одновременного возникновения в истории земли, а отображает лишь хронологическое размещение тех остатков железорудных накоплений, которые сохранились от уничтожения при различных перипетиях геологической истории. Иными словами, таблица показывает, что в ходе геологических событий континентальные железорудные накопления пострадали гораздо больше, чем морские, и что, следовательно, если бы этих вторичных размывов континентальных руд не было, их удельный вес в общей массе постальгонксских месторождений был бы значительно выше, чем это видно из нашей табл. 6. Тяготение постальгонксских руд к континентальным массивам в действительности гораздо сильнее, чем это кажется нам по наличным цифровым материалам.



Фиг. 115. Стратиграфическое размещение фациальных типов железных руд.

Распределение постальгонских гипергенных железорудных месторождений по основным фациальным типам их

Железорудные месторождения континентальных областей ¹	Железорудные накопления прибрежных частей моря и шельфа ²	Осадочно-эффузивные железные руды ³	
<p>А) Элювиальные руды (и руды зоны циркуляции подземных вод)</p> <p>Латеритные месторождения Австралии, Борнео, Филиппин, оз. Бангсоло и др. (частью)</p> <p>Елезаветинское и аналогичные месторождения Урала</p> <p>Фогельсберг в Германии</p> <p>Никольско-Уссурийское (?) месторождение</p> <p>В штате Нью-Йорк в США</p> <p>Ряд мелких месторождений на сланцах P^z и M в осевой части Урала и на эффузивно-осадочных породах восточного склона</p> <p>Руды гунсрювского типа Рейнских сланцевых гор</p> <p>Горные руды в Аппалачах (частично)</p> <p>Руды округов Фернесс и Мидом в Англии и многочисленные мелкие месторождения Испании, Франции, Австрии и др.</p>	<p>Б) Озерно-болотные руды</p> <p>Современные озерно-болотные руды северной полосы</p> <p>Липецкие руды</p> <p>Горьковские и ивовские руды</p> <p>Руды халиловского типа</p> <p>Руды алапаевского типа</p> <p>Руды угленосных бассейнов юры Китая</p> <p>То же Дальнего Востока</p> <p>Долинные руды Аппалачской области (частично)</p> <p>Бобоворудная формация Зап. Европы</p> <p>Сидериты угленосных бассейнов верхней перми Африки, Индии, Австралии</p> <p>То же нижнего карбона Зап. Урала</p> <p>Месторождения на о. Куба (частично)</p>	<p>А. Паралические сидериты</p> <p>Англия и Шотландия (C₂)</p> <p>Вестфалия и Силезия (C₂)</p> <p>Аппалачи в Пенсильвании (C₂)</p> <p>Б. Лагунные гидрогетиты и сидериты</p> <p>Хоперские руды (C₂), Тульские (?) руды</p> <p>В. Гематит-шамозито-сидеритовые руды верхней части шельфа</p> <p>Нормандия (S₁), Бретань (S₁), Богемия (S₁), Зап. Судеты (S₁), Вост. Тюрингия (S₁), Ньюфаундленд (S₁)</p> <p>Клинтонские руды (S₂), Западный склон Урала (D₃), Минетты (J₁₋₂) Франции и Люксембурга</p> <p>Лейясовые руды Англии (Кливлэнд, Нортгемптон, Гебридские о-ва и ряд других)</p> <p>Лейясовые и доггеровые месторождения Германии (Гарцбург и др.), формация Везер в мальме С. Германии, Бат Польши (Краковско-Вилоньский хребет и др.)</p> <p>Келловей СССР (Малка, сынтульские руды)</p> <p>Зальцгиттер в предгорьях Гарца</p> <p>Североафриканские эоценовые месторождения Техас и Луизиана в США</p> <p>Крессенберг в Швабии, керченские и таманские руды</p> <p>Г. Сидериты нижней части шельфа</p> <p>Доггер и лейяс Кавказа (по Сулагу)</p> <p>Майкопские руды Тамани, лейясовые руды Германии (Тевтобургское месторождение)</p> <p>Кульмские сидериты Тюрингии и др.</p>	<p>1. Гематитовые месторождения области Дил и Ленн в Рейнских сланцевых горах и на Гарце</p> <p>2. Пиритовые месторождения Мегген, Раммельсберг и их аналоги в той же области</p> <p>3. Пиритовые руды в провинции Гуэльва в Испании</p> <p>4. Пириты в Трондъемской мульде (в низах ордовика)</p> <p>³ Геологические запасы порядка нескольких (2—3) млрд. т.</p>
<p>¹ Установленные геологические запасы порядка 25—30 млрд.</p>		<p>² Геологические запасы порядка 90—95 млрд. т. Из них А — ок. 40 млрд. т., Б — ок. 1 млрд. т., В — 40—45 млрд. т., Г — немногие млрд. т.</p>	<p>т. (?)</p>

Распределение постальгонских гипергенных марганцеворудных месторождений по основным фациальным типам

Марганцеворудные месторождения континентальной области	Марганцеворудные накопления прибрежных частей моря и шельфа	Осадочно-эффузивные руды
<p>а) Элювий магматических пород Рудные накопления сколько-нибудь заметных размеров неизвестны</p> <p>б) Элювий метаморфических и осадочных пород, в большей или меньшей степени обогащенных Mn Обычный тип современных месторождений, развивающихся как марганцевые шляпы почти на всех перечисленных в соседних колонках первичных осадочных накоплениях марганца (отмечены +)</p> <p>в) Элювий гидротермальных и пегматитовых, а также контактовых марганец-содержащих месторождений Мелкие месторождения на Урале, в кристаллической полосе Аппалачей и других мест; в общем редки</p> <p>г) Озерно-болотные руды</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Современные озерные и болотные марганцевые руды в Ю. Швеции и С. Америке 2. Неогеновые месторождения в Испании 3. Олигоценовые (?) болотные руды предгорья Алтая 	<p>А) Паралические руды отсутствуют</p> <p>Б) Лагунные накопления: первичные накопления Mn среди глин Постмассбурга</p> <p>В) Оолитовые месторождения верхней части шельфа</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Чиатури, Никополь, Лаба, Мангышлак 2. +. Округ Бэтсвил в штате Арканзас (?) в США <p>Г) Карбонатные и кремнистокарбонатные осадки в песчаноглинистых фациях нижней части шельфа и ниже.</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. +. Яшмовая формация Сан-Франциско в С. Америке (карбонаты) 2. +. Радиолариты Боснии, Тоскании, Эльбы, о. Борнео (карбонаты) 3. +. Пиренеи (Сьерр д' Ааз, Вьей Ор) 4. +. Штат Нью-Джерси (слабая концентрация Mn в сланцах) 5. +. Олигонитовые руды С. Урала (?) 6. +. Усинское месторождение в Горной Шории (карбонаты) 7. +. Заливы Согласия и Троицы на Нью-Фаундленде (карбонаты) 8. Карбонаты и родонитовые породы среди сланцев Ст₁ в Уэльсе 9. То же в S₁ Бельгии 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Мадульское месторождение в хр. Арга (Красноярский край) 2. Обергальбштейн в Альпах 3. Центральный Казахстан (Успенский район) 4. Кульм, Германия (Келлервальд, Гарц и др.) 5. Провинция Гуэльва в Испании (C₁) 6. Нижне- и среднедевонские руды на Ю. Урале 7. Гольконда около Соленого озера (в США) — четвертичные

Распределение бокситовых руд по основным фаціальным типам их

Бокситовые месторождения континентальной области	Бокситовые накопления прибрежных частей моря и шельфа	Эффузивно-осадочные руды
<p>а) Элювиальные бокситы</p> <p>Месторождения современной латеритной зоны Ю. Америки (Гвиана), Африки (Золотой берег), Индии, Австралии, образующие в общем главную массу современных бокситовых руд (часть этих месторождений может быть озерного генезиса?) Фогельсберг в Германии</p> <p>Бокситы штата Арканзас (США)—эоценовые</p> <p>Олигоценые бокситы Богемии (по Г. Харрасовицу)</p> <p>б) Озерные бокситы</p> <p>Эоценовые бокситы Южно-Аппалачской зоны (по Аппалачской долине), штат Миссисипи, Джорджия, Алабама</p> <p>Эоценовые бокситы Ирландии, раннемезозойские (юрские) бокситы Урала, Казахстана, Салаира, Енисейского кряжа</p> <p>Нижнекарбоновые бокситы Тихвина</p> <p>Часть (сколь большая?) меловых месторождений бокситов Средиземноморской области (Франция, Испания, Италия, Румыния и т. д.)</p>	<p>А) Паралические бассейны — бокситовых руд не установлено, но нахождение их возможно</p> <p>Б) Лагунные накопления Рязанские нижнекарбоновые бокситы (?)</p> <p>Эоценовые бокситы Geant в Венгрии</p> <p>Некоторые меловые месторождения в Средиземноморской области, например в Истрии (сколь многие?)</p> <p>В) Оолитовые месторождения верхней части шельфа Силурийские и девонские месторождения восточного склона Урала Катавские месторождения западного склона Ю. Урала (D₃) Шахристанские месторождения Средней Азии (C₂)</p> <p>Г) Нижняя илистая часть шельфа и начало континентального склона</p> <p>Месторождения неизвестны</p>	<p>Нет (?)</p>

Посмотрим теперь, как обстоит дело с аналогами железных руд.

При рассмотрении бокситоворудной таблицы бросается в глаза чрезвычайная неравномерность в размещении месторождений по разным фаціальным группам. Подавляющая численно и по экономическому значению масса бокситов в форме элювиальных или озерных образований связана с континентальными зонами и лишь совершенно второстепенная — с морскими бассейнами, причем ограничивается исключительно более прибрежными частями их шельфов. Не только глубоководные, пелагические зоны моря не доставили пока месторождений бокситов, но и в более открытых, глубоких частях шельфов, где заведомо шло формирование железных руд (сидеритов), бокситы пока не открыты. Под знаком вопроса остается существование эффузивно-осадочных бокситовых руд. Все это, вместе взятое, придает профилю бокситов (по тем данным, которые пока известны) черты заметного отличия от профиля железорудного. Бокситы еще в большей степени, чем руды железные, тяготеют к континентальным зонам и «избегают» морских бассейнов. На современной стадии их познания бокситы представляются континентальными образованиями по преимуществу, хотя возможно, что такое представление о распределении их по фациям несколько утрировано, так как материал по бокситам пока очень скуден и ограничивается лишь последними этапами геологической истории.

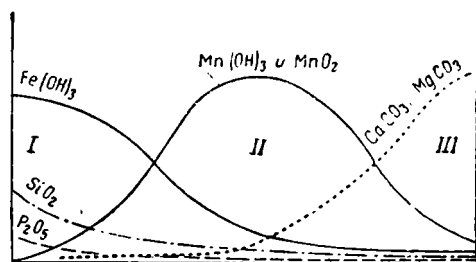
Размещение марганцовых руд (табл. 7) гораздо ближе напоминает размещение железных, но и тут при ближайшем рассмотрении обнаружива-

ются характерные отличия. При возникновении элювиальных плащей на изверженных и обычных метаморфических и осадочных породах марганцевые руды не образуются; они возникают лишь в элювии тех осадочных и метаморфических образований, в которых в предшествующем этапе миграций Mn создавалась, большею частью в морских условиях, некоторая предварительная обогащенность этим элементом. Если же оставить в стороне эти весьма распространенные элювиальные накопления «второго этапа» и ограничить наше рассмотрение лишь элювием первичным, т. е. поставить марганцевые руды в строго аналогичные условия с рудами железными и бокситовыми, то окажется, что роль континентальных массивов в образовании марганцевых руд совершенно ничтожна и ограничивается немногочисленными и мелкими месторождениями озерно-болотного генезиса. В рубрике морских руд, наоборот, обращает на себя внимание обилие месторождений — к тому же часто крупных и крупнейших — и своеобразное отношение их к различным фаціальным зонам моря. К верхней прибрежной части шельфа достоверно относятся лишь редкие, почти уникальные месторождения, такие как Чиатурское, Никопольское, Мангышлакское. Подавляющее же большинство морских карбонатных марганцевых руд явно тяготеет к зонам более глубоководным, — нижней части шельфа и, может быть, верхней — континентального склона. Весьма интересным штрихом в фаціальном профиле марганцевых руд являются относительная частота и распространенность месторождений эффузивно-осадочного типа.

Суммируя все эти отличия марганцевых руд от железных, нетрудно убедиться, что они представляют черты, как бы дополняющие одни другие, и в целом придающие марганцеворудному профилю характерную окраску. Марганцевые рудные концентрации сравнительно с железорудными обнаруживают гораздо меньшее тяготение к континентальным участкам и гораздо большее к областям морским, к тому же относительно удаленным от берега.

Итак, если положить в основу сравнения большую или меньшую привязанность руд к родоначальным континентальным массивам, то разобранные рудные накопления отчетливо выстраиваются в ряд: $Al > Fe > Mn$. Спрашивается, что может быть причиной подобных своеобразных соотношений? Ответ, естественно, надо искать в первую очередь в химических особенностях сопоставляемых элементов.

Из фиг. 14, на которой указаны рН осаждения гидроокисей металлов, видно, что Al, Fe, Mn ведут себя в этом отношении значительно различно: железо трехвалентное начинает оседать при $pH = 2-3$, двухвалентное — при $pH = 5.5$; Al при $pH = 4.2$, марганец (Mn^{II}) при $pH = 8.5-8.7$. Точно так же различно поведение по отношению к O_2 ионов Mn^{II} и Fe^{II} . По известной схеме Фогта (фиг. 116), под действием кислорода железо оседает из растворов быстрее, марганец медленнее. Значительно различны и условия взаимного осаждения пар противоположно заряженных коллоидных частиц. По исследованиям В. Н. Симакова (1928), полное взаимное осаждение $Fe(OH)^{+}_3$ и SiO^{-}_2 наступает при молекулярных соотношениях 1 : 1 — 1.60; для $Al(OH)^{+}_3$ и SiO^{-}_2 соответственно 1 : 7.204 — 16.007 (фиг. 117). Для комбинаций из $Fe(OH)^{+}_3$ — MnO^{-}_2 и $Al(OH)^{+}_3$ — MnO^{-}_2



Фиг. 116. Последовательность в выпадении гидроокисей Fe и Mn при окислении их закисных соединений (по Фогту).

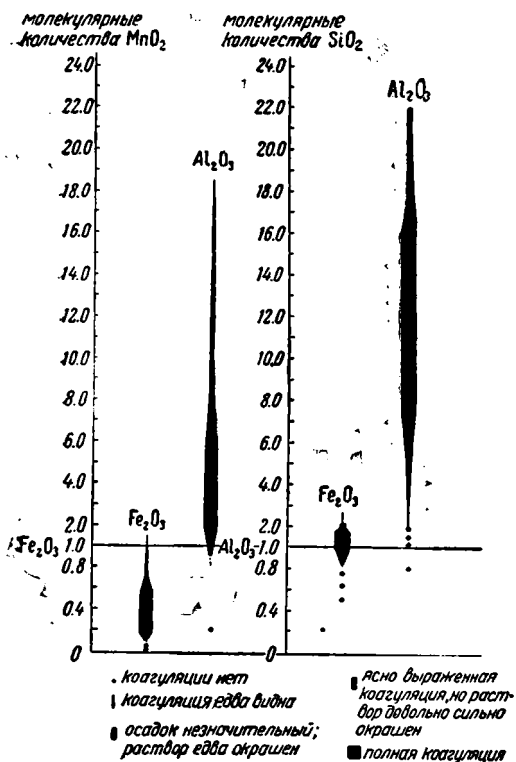
цифры также разные, — в первом случае 1 : 0.164—0.450; во втором 1 : 1.758—5.859.

Мы не располагаем сейчас цифрами коагулирующего влияния на мицеллы $\text{Fe}(\text{OH})^{+3}$, $\text{Al}(\text{OH})^{+3}$ и MnO^{-2} электролитов, но едва ли можно сомневаться в том, что они также будут каждый раз различны. Таким образом, какой бы осаждающий фактор мы ни взяли, поля воздействия его на Al, Fe и Mn всегда достаточно отличны. Характерно при этом, что по сопротивлению осаждающему влиянию различных факторов три сравниваемых

элемента почти всегда выстраиваются в один и тот же ряд: $\text{Al} < \text{Fe} < \text{Mn}^{11}$; иначе говоря, в природных условиях в зоне гипергенеза Al наименее, а Mn наиболее способен к значительным миграциям.

Сопоставляя этот ряд с тем, какой мы установили выше на основании сравнения фациальных профилей железных, марганцовых и бокситовых руд, можно убедиться, что оба эти ряда совершенно параллельны, но обратны по знаку. Первый ряд есть простое следствие второго. Фациальные профили гипергенных железных, марганцовых руд и бокситов суть только своеобразное выражение неодинаковости химических свойств Al, Fe, Mn или их различной миграционной способности в условиях поверхности литосферы.

Весьма интересные штрихи имеются также в отношении марганцовых и бокситовых руд к литологическим (и химическим) особенностям субстрата, окружавшего территорию их формирования.

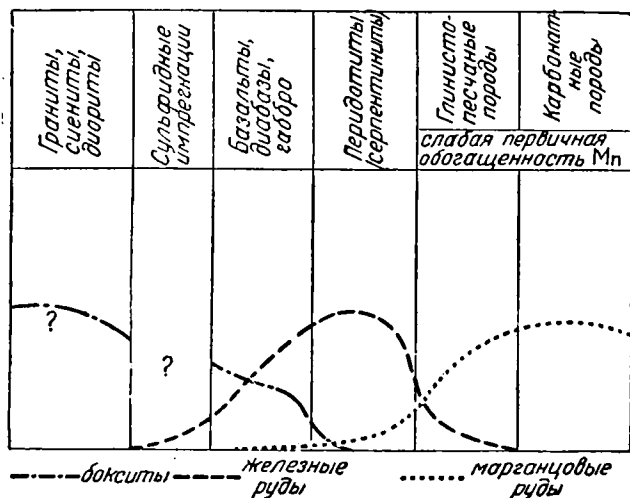


Фиг. 117. Взаимодействие солей железа, марганца, алюминия и кремниеслоты (по В. Симакову).

Наиболее отчетливо оно проявляется в размещении руд элювиального типа. Для железорудных накоплений, как мы видели, характерно, что они возникают на породах, обогащенных железом в силикатной, карбонатной или сульфидной формах. Совсем иначе ведут себя бокситы (фиг. 118). Наиболее богатые и чистые разности их приурочиваются к породам гранитной и сиенитовой магмы. В коре диабазов и базальтов бокситы также встречаются, особенно в Индии, но развиваются здесь в специфических условиях. Изучавший эти бокситы в течение многих лет Фокс нашел, что они залегают среди обширных латеритных плащей отдельными изолированными пятнами, линзами, причем линзы эти чаще всего находятся либо в средних частях откосов плато, в том пункте, где высачивается родник грунтовой воды, либо на самом плато под пологим и мелким ложем поверх-

¹ Мы берем здесь Fe^{2+} , ибо в природных условиях железо мигрирует, вероятно, главным образом в этой форме.

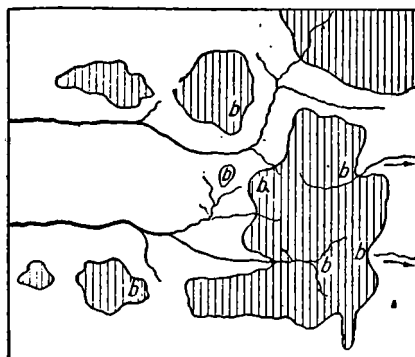
ностных водотоков (фиг. 119). В обоих случаях возникновение бокситов в коре выветривания базальтов связано со вторичными процессами селективного выщелачивания Fe_2O_3 и перераспределения полоторных окислов действием промывающих элювий вод. Без такого вторичного перераспределения Fe_2O_3 и Al_2O_3 на базальтах развиваются не бокситы,



Фиг. 118. Распределение железных, марганцевых и бокситовых руд по породам субстрата (схема).

а железистые латериты. На метаморфических сланцах бокситы возникают лишь в том случае, если эти сланцы богаты полевошпатовыми компонентами и одновременно бедны железом. На нормальных осадочных породах, насколько известно, бокситы не развиваются совсем.

Локализация марганцевых элювиальных руд также строго индивидуальна и отлична от остальных. Характерную черту их составляет то, что, за исключением немногочисленных гипотермальных образований (жил), на магматических породах всех классов марганцевые руды отсутствуют целиком и развиваются исключительно на породах осадочных или эффузивно-осадочных и происшедших из них метаморфических; убедиться в этом чрезвычайно легко, проштудировав старые сводки (Демара, 1905) и Е. Хордера (1912) и более новую М. Гровса (1938). Причина столь своеобразного поведения марганцевых элювиальных рудных накоплений заключается, повидимому, в том, что в обычных магматических породах первоначальное содержание Mn слишком незначительно (0.1%) и что даже при полном сохранении его в элювии, после многократной концентрации, содержание подымается настолько ничтожно (до 2—3%), что ни о каких рудах не может быть и речи. В осадочных же и метаморфических породах, в элювии которых возникают марганцевые руды, обычно обнаруживается



Фиг. 119. Распределение бокситовых скоплений (б) внутри плато с первичными латеритовыми плащами (заштриховано) (по Фоксу).

явно повышенное содержание Mn в 1—2—5—7 и даже 12%. При таких исходных количествах Mn возникновение рудных концентраций в результате элювиальных, точнее элювиально-метасоматических, процессов становится уже возможным.

Соотношения с субстратом озерно-болотных и морских марганцовых и бокситовых руд гораздо менее отчетливы, но все же и здесь кое-что уловить можно. Так, в распространении озерных мезозойских бокситов на Урале намечается, по А. Л. Яншину (1937), всегдашняя ассоциация с полевошпатовыми породами, содержащими относительно небольшие количества железа, причем последнее присутствует в значительной мере в форме пирита. Наличие пирита способствует образованию в процессе выветривания серной кислоты и тем самым, благодаря резко кислой реакции растворов, мобилизации и миграции Al_2O_3 . Аналогичные соотношения отмечаются Е. Н. Щукиной для Енисейского кряжа (1936), Е. М. Великовской для Казахстана (1936) и представляют, по видимому, довольно типичное явление для всей территории североевразийской провинции. Для меловых бокситов средиземноморского типа генетические связи с теми или иными материнскими породами менее ясны. Но характерно, что большинство исследователей источник Al_2O_3 видит в выветривании где-то по соседству располагающихся массивно-кристаллических пород. Для южной Франции, Испании и Пиренеев это породы Центрального Французского плато, для Румынии — кристаллические образования осевой части гор Бихар, для Истрии и Далмации — кристаллические сланцы и интрузии осевой части Балкан и т. д. Вопрос о материнских породах третичных бокситов юга США пока неясен, но весьма вероятно, что и здесь будут найдены впоследствии богатые полевым шпатом первичные образования, не обязательно магматические, которые могли бы быть источником Al_2O_3 (кристаллические сланцы плато Пьемонт (?). Морские силурийско-девонские диаспорово-шамозитовые руды восточного и западного склона Урала залегают среди (или вблизи) такого разнообразия и богатства полевошпатовых, в большинстве случаев кислых, силурийско-девонских изверженных пород, что едва ли у кого-либо могут возникнуть сомнения в их генетической связи с последними. То же относится в значительной мере и к Шахристанским бокситам Средней Азии. Получается впечатление, что локализация озерных и морских бокситов контролируется распространением магматических метаморфических (и даже осадочных?) пород, обогащенных полевыми шпатами и одновременно не содержащих много железа. Наличие в исходных породах рассеянного пирита является, по видимому, только благоприятным, но не обязательным условием.

Еще в большей зависимости от пород субстрата должны были стоять озерные и морские марганцовые руды. Это вытекает из того, что кларк Mn в нормальных породах очень незначителен и, значит, требовались совершенно исключительные условия, чтобы выпадающие осадки Mn «очистились» от загрязняющих примесей (Fe_2O_3 , Al_2O_3 , обломочный материал и т. д.). Всякое предварительное повышение содержания Mn в породах субстрата должно было поэтому чрезвычайно способствовать формированию марганцеворудных накоплений в прилежащих морских и озерных бассейнах. Иными словами, морские и озерные марганцовые руды должны были наичаще (всегда?) возникать на таких территориях, в субстрате которых уже имелись породы, относительно обогащенные Mn, будь то гидротермальные жилы с марганцовыми минералами, эффузивно-осадочные толщи с рассеянной убогой импрегнацией или же нормально-осадочные (кремнисто-глинистые, карбонатные) породы с несколько повышенным содержанием Mn (в результате предшествующих гипергенных миграций Mn).

К. В. Радугин, исходя из таких (или очень близких) соображений, най-

денных им совершенно независимым и самостоятельным путем, в течение ряда лет упорно искал марганцевые руды в горах Средней Сибири и, наконец, в 1939 г. обнаружил крупнейшее месторождение своеобразных карбонатных руд по р. Усе. Рудной концентрации Mn здесь предшествовала убогая импрегнация его в подлежащих породах. Конечно, этот первый удачный исход сознательно направленных поисков марганцевых руд еще не может рассматриваться как полностью апробирующий все лежащие в основе поисков принципы. Но он показывает во всяком случае, что в высказанных выше соображениях зерно истины имеется.

Если все изложенное справедливо, хотя бы в самых общих чертах, то это означает, что в пространственной локализации марганцевых руд и бокситов влияние литологии и химического состава субстрата проявляется несравненно ярче и решительнее, чем в локализации руд железных. В этом отношении Al_2O_3 и особенно Mn напоминают поведение в зоне гипергенеза таких типичных «малых элементов», как Cu, Cr, V, As и др., накопление которых в осадке стоит в прямой зависимости от их содержания в исходных размывающихся породах. Именно в этой более тесной, чем для Fe, зависимости от характера субстрата, на наш взгляд, и заключается характерная особенность пространственной локализации марганцевых и бокситовых руд. Она же является основной причиной географического обособления, в пределах общих рудных провинций, руд марганцевых от руд железных и бокситовых. Вследствие неодинаковости свойств Al, Fe и Mn как химических элементов их рудные концентрации не только различаются своим фациальным профилем, но и локализуются в различных географических ареалах.

В неодинаковости химических свойств этих трех элементов лежит ключ к пониманию и ряда других тонких соотношений и отличий их руд. В частности, именно здесь кроется разгадка того, отмеченного Фохтом для Fe и Mn, Лякруа, Бауэром и Вартом для Fe и Al, обстоятельства, что в рудном ряду — бокситы — железные руды — марганцевые руды — между первым и вторым членами, а также между вторым и третьим в разных фациальных типах руд можно найти почти все постепенные переходы, тогда как между крайними членами — бокситами и марганцевыми рудами — никаких переходов не имеется. Поскольку Al_2O_3 в условиях гипергенеза наименее подвижен, а соединения Mn — наиболее мобильны, иных соотношений между их рудами собственно и ожидать нельзя.

Разница химических свойств Al, Fe, Mn ведет, наконец, еще и к тому, что из одной и той же среды они улавливают и концентрируют в себе значительно различные «малые элементы», почему в составе железных, марганцевых и бокситовых руд мы обнаруживаем обычно неодинаковые «примеси». Давно уже обратило на себя внимание, что бокситовым рудам всех фациальных типов свойственна резкая обогащенность титаном, составляющим 3—5—6% от руды, а в некоторых случаях даже 8—9—14 и 18%; в то же время эти руды слабо фосфористы, и примеси Cr, Ni, Cu и Co в них редки и не характерны. Руды железные, наоборот, слабо титанисты, но всегда интенсивно концентрируют V, As, P, реже Cr, Ni, Cu, Co (в зависимости от конкретной геологической обстановки). Типичную же особенность руд марганцевых составляет обычное наличие в них бария и кобальта, нередко в больших количествах, что ведет даже к образованию особых минеральных видов (асболаны). Очень часто марганцевые руды концентрируют в себе также резко повышенные количества радиоактивных минералов и P (ассоциируясь с фосфоритами).

РЕГИОНАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И ИХ АНАЛОГОВ

Изучая закономерности пространственного размещения железных руд для отдельных железорудных эпох, мы ограничивались пока только фаціальными вопросами, оставляя без разбора связи между железорудным процессом и основными регионально-тектоническими единицами земной коры — платформами, геосинклиналями и т. д. Между тем, чем дальше идет изучение геологического прошлого, тем яснее становится, что общая физико-географическая обстановка и прежде всего распределение суши и моря, самый характер морских бассейнов и сухопутных участков, типы поверхностного дренажа, темп и характер денудации и аккумуляции, а также самые осадки у каждой из регионально-тектонических категорий литосферы отличались своими особенностями, имели индивидуальные признаки. Сознание неизбежности таких отличий и необходимости их специального изучения за последние годы начинает как будто прочно укореняться в геологических кругах и отсюда — первые, пока робкие и несовершенные, попытки различать геосинклинальные и платформенные типы углей, фосфоритов, битуминозных сланцев, песчаников, известняков и т. д. Понятно, что при историко-геологическом анализе железных руд и их аналогов мы не можем пройти мимо возможных связей рудонакопления и региональной тектоники и должны будем подвергнуть их всестороннему и подробному изучению.

1. Регионально-тектоническое размещение гипергенных железных руд

При изучении регионально-тектонической локализации осадочных пород вообще и рудных накоплений в частности целесообразно различать три категории основных структурных единиц земной коры: платформы, геосинклинали и области предшествующей, по отношению к данному моменту, складчатости, например, каледониды в герцинский тектонический этап, герциниды в альпийскую эру, ларамиды в кайнозой, альпиды в конце неогена и в четвертичное время.

Эти регионально-тектонические единицы удобны не только потому, что заметно отличаются друг от друга своей общей палеогеографической обстановкой и динамическим режимом, но еще и потому, что представляют собою более или менее естественные этапы в общей тектонической эволюции земной коры; следовательно, основные отличия их седиментационных процессов приобретают не только специфически-литологический, но и общий историко-геологический интерес. Иногда (например, для углей, солей) весьма важно бывает внутри некоторых из этих основных единиц выделить еще частные подразделения, так сказать, второго порядка: например, краевые участки платформ и их центральные зоны, краевые (переходные) зоны геосинклиналей и их центральные части и т. д. В нашем случае в этом дробном подразделении надобности нет, почему мы его и не вводим.

Табл. 9¹ представляет попытку распределить известные сейчас железорудные месторождения и их запасы по принятым нами основным структурным зонам. Анализу ее предпослано несколько слов относительно того, насколько верно отражает эта таблица реально существовавшие когда-то соотношения.

¹ После опубликования этой таблицы в статье, помещенной в № 5—6 «Советской геологии», 1940 г., автору стала доступна работа П. Вагнера (1928), по которой цифры и были исправлены.

Тектоническое размещение гипергенных железных руд

Наименование этапов	Геосинклинальные участки ¹	Области предшествующей складчатости	Платформы	Примечание
Альпийский тектонический этап	В—2 288 млн. т (13) ² А—?	25 000—30 000 млн. т (16) ? 59 млн. т (15) (14) 16 000 млн. т (11)	(17) ? (18) 1 268 млн. т (12)	(11) Лейяс и доггер Англии, Франции, Германии, Польши, Урала (Халилово), эоценовые отложения Аппалачей и Луизианы (12) Юрские и меловые отложения Русской платформы (Хоперский, Липецкий бассейны), Сибирская платформа (Ботомаское месторождение) (13) Керченский бассейн (14) о. Куба (15) Мелкие месторождения Англии, Испании (17) Третичные отложения Австралии (16) Латериты о. Борнео и др. (18) Озерные отложения Севера
Герцинский тектонический этап	В—15 000 млн. т (6) А—258 600 млн. т (5)	21 000 млн. т (7)	(8) ? (10 и 9) (11) 200 млн. т	(5) Вост. Судеты, Рейнские сланцевые горы, Гарц, Тюрингия, Испания (?), западный склон С. Урала (6) Уэльс, Вестфалия, Силезия, северная часть Аппалачского бассейна (7) Угленосный бассейн Англии («Каледонский шельф» Бубнова) (8) Шаньси? (С. Китай) (9, 10) Угленосный бассейн Ю. Африки, Австралии, Китая (11) Тульский бассейн
Каледонский тектонический этап	— В—24 522 млн. т(2) А—25 000 млн. т(3) 1—	— —	— — 600 млн. т (4)	(2) Северная Норвегия (Дундерсланд), Нормандия, Бретань, Тюрингия, Зап. Судеты, Клинтон (США), Нью-Фаундленд (3) Малый Хинган; неучтенные запасы Манчжурии (4) Клинтонские руды штата Нью-Йорк
Донембрий (альгонк)	3 020 000 млн. т (1)	—	—	(1) Кривой рог, Курская магнитная аномалия, область Великих озер (США). Руды системы Нама-Трансвааль (по П. Вагнеру). Кроме того, неучтенные запасы железистых кварцитов Ю. Америки, Африки (Родезия и др.), Индии, Зап. Австралии
Всего . .	3 345 410 млн. т + ?	62—67 000 млн. т + ?	2 068 млн. т + ?	

¹ А—стадия прогибания геосинклиналей

В—стадия складкообразования и поднятий

² Данные по месторождениям СССР на 1 января 1937 г.

Для всякого ясно, что сводки, аналогичные нашей таблице, при современном состоянии знаний вообще могут служить лишь первым приближением к изображению природных условий. Состояние исследованности современных континентов не таково, чтобы можно было считать себя застрахованным от пропусков тех или иных (еще не открытых) месторождений; месторождения же уже установленные сохранились лишь частично, ввиду размыва, иногда значительного, в предшествующее время. Особенно это касается геосинклинальных осадков, сложенных в сжатые резкие складки, допускающие быстрое разрушение месторождений на больших пространствах. Эти источники ошибок разрастаются еще вследствие того, что доступные исследованию фрагменты разных месторождений изучены далеко не с одинаковой степенью точности, в особенности в геосинклинальных районах, рудные запасы которых, ввиду сложной тектоники, несравненно труднее учитываются, чем в областях платформ с их простым горизонтальным залеганием пластов. Перечисленные дефекты—такого порядка, что в некоторых случаях сводят на-нет всякое значение таблиц, аналогичных нашей. В нашем случае, однако, этого нет по следующим простым причинам.

Из современного состояния изученности железных руд вытекает, что наиболее значительное увеличение цифр запасов надо ожидать лишь для руд докембрийских и нижнепалеозойских геосинклинальных областей, которые исследованы наименее. Но такого рода изменение рудных запасов не только не нарушит общей картины, рисуемой нашей таблицей, но даже усилит ее: удельный вес геосинклинальных руд станет еще больше, чем он кажется нам теперь.

Наибольшие вторичные разрушения коснулись, как мы видели, опять-таки месторождений геосинклинальных зон, особенно древних. Не будь этих разрушений, руды геосинклинальные еще более подавляли бы собой массы всех остальных руд, чем это мы имеем сейчас, т. е. общие тенденции, обнаруживающиеся в таблице, после возможных поправок опять сохраняют силу. Что же касается ошибок в определении геологических запасов полезных ископаемых в месторождениях разных тектонических зон, то они возможны, конечно, в разных направлениях, и трудно сказать сейчас, каким будет их баланс для каждой категории месторождений, где они дадут преувеличение, где преуменьшение против истины. Но эта неопределенность не может иметь существенного значения, ибо разница между массами руд, приуроченных к разным тектоническим зонам, далеко превосходит пределы погрешностей при определении геологических запасов месторождений.

Итак, хотя вертикальные колонки нашей таблицы и не дают действительных масс руд, отложенных в прошлом на платформах, в геосинклинальных и складчатых зонах, общие соотношения между ними они отражают совершенно правильно и притом скорее в сглаженном, чем в преувеличенном, обостренном виде.

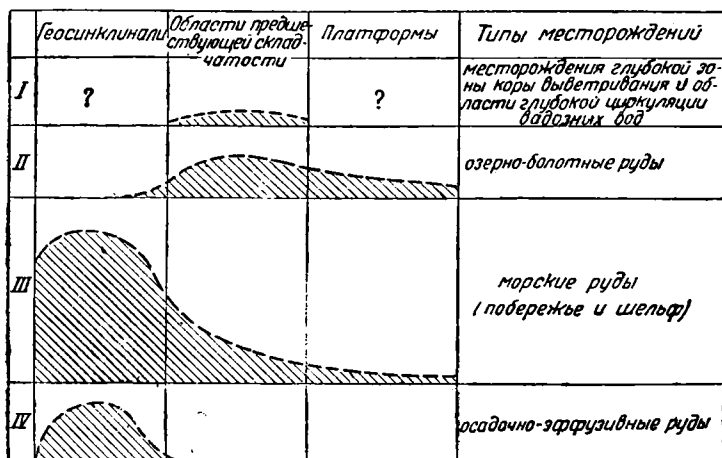
Каковы же эти соотношения?

Анализируя таблицу, нетрудно установить, что железо накапливается, вообще говоря, в чрезвычайно различной тектонической обстановке: и в геосинклиналях, и в областях предшествующей складчатости, и на платформах.

Однако массы железных руд на разных тектонических структурах резко неодинаковы. Запасы руд, сформировавшихся в разные моменты жизни еще действующих геосинклиналей, заведомо намного превосходят учетную массу их в 3 400 млрд. т; геосинклинальные руды, стало-быть, исчи-

сляются многими тысячами, а вероятно даже десятками тысяч миллиардов тонн. Руды, накопившиеся в областях предыдущей складчатости, выражаются пока в сумме 62—67 млрд. т, причем возможности увеличения этих запасов не очень велики. Если даже они возрастут вдвое и втрое, что мало вероятно, то и тогда массы этой категории руд будут измеряться только десятками или немногими сотнями миллиардов. Что же касается руд наплатформенного типа, то учтенные пока запасы их достигают лишь 2 млрд. т, причем возможности расширения этих запасов еще более ограничены; можно, следовательно, принять, что масса наплатформенных руд выразится единицами миллиардов тонн, в пределах первого или второго десятка.

Эти цифровые сопоставления показывают, что хотя железные руды распространены на всех основных типах структур земной коры, все же глав-



Фиг. 120. Размещение фациальных типов руд по основным регионально-тектоническим единицам земной коры.

ные, решающие массы их приурочиваются к геосинклиналям. Можно сказать поэтому, что железорудные месторождения — типично-геосинклинальное явление. Этот вывод имеет, по видимому, и более общее значение; можно думать, что и рассеянное железо сосредоточивается главным образом в геосинклинальных областях, поскольку мощность геосинклинальных пород намного превышает мощность наплатформенных.

Влияние тектонической природы сказывается, однако, не только на количестве железных руд, сформировавшихся на разных участках коры, но и на качественных признаках их, в частности на их фациальном составе, минералого-петрографических признаках, особенностях химизма и т. д. Табл. 10 иллюстрирует это (фиг. 120).

Озерно-болотные руды развиты на всех структурных единицах коры, но естественно тяготеют к платформам и областям предшествующей складчатости и, так сказать, избегают геосинклиналей, где представлены крайне скудно и по числу месторождений, и по массе сконцентрированного в них железа. Прибрежно-морские (и побережные) руды также встречаются на всех структурных единицах, но распределены между ними прямо противоположно тому, что наблюдается для руд озерно-болотных: главный район их формирования — это геосинклинали; все остальные структурные формы имеют в этом отношении совершенно подчиненное значение. Еще резче дифференцировка по структурным единицам для двух остальных фа-

Размещение фациальных типов железных руд по структурным единицам земной коры

Типы месторождений	Геосинклинали	Области предшествующей складчатости	Платформы	Месторождения
Месторождения глубокой зоны коры выветривания и области циркуляции вод	Нет	1 2 3 4	?	(1) Палеогеновые месторождения Аппалачской области (2) Палеогеновые и неогеновые месторождения Рейнских сланцевых гор, Гарца, Тюрингии; аналогичные месторождения Англии, Испании и других мест (3) Юрские (и более молодые) месторождения Урала (Уфалейское, Елизаветинское и др.) (4) Латеритные руды о-вов Куба, Борнео и др.
Озерно-болотные руды	1	2 3 4 5 6 7 8 9 10 11	12 13 14 15 16 17	(1) Сидеритовые руды Вост. Альп, Карпат, Крыма и Кавказа (2) Юрские железо-алюминиевые руды Урала, Казахстана, Салаира (3) Халиловские руды (4) Руды алапаевского типа на Вост. Урале (5) Сидериты в угленосных толщах урало-сибирских герцинид (6) Озерно-болотные палеогеновые руды в составе руд Аппалачской зоны (7) Бобовые руды Германии и Швейцарии (8) Месторождение Кубитас на о. Куба (?) (9) То же, Суринама (10) Пермские сидериты Вост. Австралии (11) Олигоценные руды Приаралья (12) Ботоманские сидериты (13) Железо-алюминиевые руды Енисейского кряжа (14) Пермские сидериты Ю. Африки и Индии (15) Современные озерно-болотные рудные накопления (16) Липецкие руды (?) (17) Сидериты Горьковского и Кировского краев
Морские руды	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11	17 18 19 20 21 22	23 24 25	(1) Докембрийские джеспиллитовые месторождения С. Америки (2) Итабириты Ю. Америки

Типы месторождений	Геосин-клинала	Области предшест-вующей складчатости	Платформы	Месторождения
Морские руды	12 13 14 15 16			(3, 4, 5, 6) Аналогичные месторождения Европы (Кривой Рог, КМА), Ю. Африки, Индии, Австралии (7) Малохинганские руды и аналогичные им образования нижнего палеозоя Кореи и Манчжурии (8) Нижнесилурийские руды Европы (Бретань, Нормандия, Тюрингия) (9) То же Нью-Фаундленда (10) Главная масса клинтонских руд (11) Сидериты паралических бассейнов Вестфалии, Силезии (12) Аналогичные образования Аппалачей (13) Юрские руды Кавказа (14) Мелкие месторождения в мелу Альп (15) Руды Туниса (16) Керченский бассейн (17) Сидериты C_2 в угленосных толщах Англии (18) Минетты Лотарингии (19) Месторождение Кливлэнд и пр. в лейасе Англии (20) Руды Зальцгиттер в Германии (21) Мугайское и Аятское месторождения Вост. Урала (22) Палеогеновые руды Техаса и Луизианы в США (23) Клинтонские руды штата Нью-Йорк и западнее до р. Ниагары в США (24) Сынтульские руды Русской платформы (25) Хоперские руды Русской платформы
Осадочные эффузивные железные руды	1 2 3 4 5 6 (?)	(?)	Нет	(1) Гематиты D_2-D_3 Рейнских сланцевых гор и Гарца в Германии (2) Пиритовые месторождения Раммельсберг и Мегген в Германии (?) (3) Пиритовые месторождения кульма провинции Гуэльва в Испании (4) Руды нижнеордовичского вулканогенного горизонта в Трондjemской мульде (5) Железо-марганцевые руды C_1 Казахской степи (6) Некоторая, связанная с эффузивами, часть докембрийских джеспиллитов

циальных железорудных типов. Руды коры выветривания (пэлювиально-метасоматические) привязаны исключительно к областям предшествующей складчатости и платформам, отсутствуя (?) в геосинклинальных зонах (в стадию их прогибания). Руды же осадочно-эффузивные устанавливаются пока лишь в геосинклинальных районах и отсутствуют (?) на платформах и в областях предшествующей складчатости. Не исключено, что в приуроченности этих двух фациальных типов только к строго определенным категориям структурных единиц отражается в некоторой мере неполнота наших знаний о прошлом и что впоследствии руды эти будут найдены и в таких структурных областях, где сейчас они неизвестны. Но это обстоятельство все же не поколеблет основного факта, что основные регионально-тектонические элементы земной коры характеризуются очень неодинаковым развитием на них различных фациальных типов осадочных железных руд и обладают каждая особым «фациальным профилем» последних.

Естественным следствием отсюда является значительное различие в минералого-петрографических признаках рудных комплексов, приуроченных к той или иной структурной единице земной коры.

Из свыше чем 3 400 млрд. т руды в геосинклинальных зонах лишь 15 млрд. падают на верхнекарбонные сидериты и еще меньшая доля на гидрогетитовые железные руды. Все остальное приходится на долю руд сложного гематит-лептохлорито-сидеритового типа. В областях предшествующей складчатости гематит-шамозито-сидеритовые руды составляют всего 12—13 млрд. из общей суммы в 67 млрд. т, остальное представлено сидеритами и гидрогетитами. То же самое и на платформах, где из суммы свыше 2 млрд. т на лептохлоритовые руды падает около 600 млн. т (клинтонские руды), а остальное — на гидрогетиты, сидериты, гидрогетит-фосфатные руды. Понятно, что к этим цифрам надо относиться лишь как к выражению некоторых общих тенденций в характере железорудных комплексов на разных структурных единицах земной коры. Но это именно нас в данном случае только и интересует. Таким образом, мы можем констатировать, что для геосинклинальных зон характерно в общем резкое преобладание морских гематит-лептохлорито-сидеритовых руд. На платформах, наоборот, основная масса принадлежит озерно-болотным и лагунным гидрогетит-сидеритовым образованиям. Области предшествующей складчатости занимают в этом отношении положение, близкое к платформам, хотя конкретные обстоятельства на них резко меняются от случая к случаю.

Учитывая, что различные минералого-петрографические типы руд (сидериты, гематит-лептохлорито-сидеритовые руды, гидрогетиты) встречаются, в сущности, на всех структурных единицах земной коры, естественно спросить: остаются ли при этом их минералого-петрографические и химические особенности совершенно тождественными или же в них можно отметить отчетливые вариации в зависимости от разной тектонической обстановки? Бесспорное и исчерпывающее решение этого вопроса — пока целиком дело будущих исследований. В настоящее время мы должны ограничиться лишь самыми общими и предварительными сопоставлениями.

При развитии (одновременном или разновременном) какого-либо железорудного типа на разных тектонических участках коры основные минералого-петрографические черты типа сохраняются как будто без изменений. Это достаточно демонстрируется, например, поразительной однотипностью гематит-лептохлорито-сидеритовых руд Нью-Фаундленда, клин-тонских и минеттовых, а также верхнекарбонно-пермских сидеритов Англии, Германии, Африки и Индии, хотя все эти руды возникали на совершенно различных тектонических участках коры. Все же, повидимому, никак нельзя говорить о полном тождестве однотипных

рудных образований в разных тектонических зонах. Есть основания полагать, что некоторые детали химического состава руд и, в частности, степень концентрации в них тех или иных малых элементов (Cu, Cr, Co, Ni, As, V и т. д.) будут отчетливо различны в разных тектонических областях. В пользу такого предположения говорят разрозненные и немногочисленные данные, имеющиеся пока в литературе. Я имею в виду главным образом цифры содержания в железных рудах малых элементов, опубликованные в работах А. Д. Архангельского и Е. В. Копченовой (1935), М. И. Кантора (1938), В. Гольдшмидта (1937), П. Вагнера (1928), С. Уэлда (1915), Халлимонда (1925).

Вот эти данные, разнесенные по соответствующим рубрикам¹ (табл. 11, 12, 13, 14).

Таблица 11

Содержание малых элементов (в %) в железных рудах разных тектонических зон
I. Геосинклинальные руды (стадии прогибания) (в %)

Наименование месторождения	V	As	Cr	Ni	Co	Cu
КМА	Нет	Следы	Следы	Нет	Нет	0.001
Юрские сидериты Кавказа (линзы)	»	»	»	Следы	»	0.003
Майкопские сидериты Кавказа (линзы)	»	»	»	Нет	»	0.003
Оолитовые руды системы Нама-Трансвааль	»	до 0.02	Следы до 0	»	—	Нет
Железистые кварциты той же системы	0—0.14	Следы	—	»	—	»
То же Индии	Нет	»	Нет	»	Нет	»

II. Области предшествующей складчатости

Наименование месторождения	V	As	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn
Уральские руды	Нет	0.002	0.11	0.077	Следы	Следы	Следы	Следы
Уральские »	0.004	0.002	1.26	0.39	0.07	»	—	—
Мугайские »	0.08	0.007	Следы	Следы	—	0.011	—	—
Керченские »	0.06	0.08	0.17	0.008	0.019	0.002	—	—

III. Платформы

Наименование месторождения	V	As	Cr	Ni	Co	Cu
Липецкие и тульские руды	0.013	0.09	Следы	0.003	Нет	Следы
Приокские сидериты	Нет	Следы	Нет	Следы	»	0.002
Хоперские руды	0.03	Нет	Следы	0.007	Следы	Следы
Современные озерные руды	0.04	0.008	0.02	0.001	Нет	0.002
Современные болотные руды	0.03	0.007	0.009	Нет	»	0.004

К этому надо добавить, что юрские минеттовые руды Кливленда в Англии содержат, по Халлимонду, Cr_2O_3 — 0.03%, V_2O_5 — 0.08%, As — 0.02% плюс кристаллы галенита и цинковой обманки. Прослой

¹ Цифры указывают средние содержания элементов, полученных из нескольких анализов.

1 Содержание бора в рудах разных типов
(по В. М. Гольдшмидту)

Наименование месторождений	B ₂ O ₃ , в %
Геосинклинальные руды	
Оолитовый красный железняк, о. Белл, Нью-Фаундленд, 4 различные пробы	0.001
Оолитовый гематит, Клинтон	0.005
Оолитовый красный железняк Нучицы	0.01
Железослюдковый сланец Маркетт США	0.005
» » Чемпион, хр. Маркетт	—
Мичиган, США	0.0005
Магнитный железняк шахта Чемпион, хр. Маркетт, США	Нет
Гематит с яшмой Негани Мичиган, США	Нет
Железослюдковый сланец Республика Мичиган, США	Нет
Гематит (с окаменелостями) Бирмингам Алабама США	0.05
Руды областей предшествующей складчатости	
Железная руда рудника Георг Фридрих, Ганновер	0.05
» » » Фортуна (первичная руда)	0.05
» » » Фортуна (проба из железной шляпы)	0.0005
Буровая проба (с глубины 333 м) из скважины с многочисленными окаменелостями	0.1
Железная руда Зальциттер	0.05
Известковистая железная руда, Бьюттен рудная галька	0.05
То же — основная масса	0.001
Глинистая руда Лангедэ Ганновер, рудная галька	0.1
То же — основная масса	0.005
Верхнефранкский оолит, песчанистая руда (доггер) из рудника Маленький Иоганн Пегниц	0.01
Оолитовая железная руда (доггер) Вассералфлинген Вюртембург	0.01
Там же из верхнего слоя руды доггера	0.01
Глинистый оолитовый железняк из Баара Донауэншинген, Баден	0.05
Минетта, Петтинген, Лотарингия	0.01
То же Альгринген	0.005
То же (зеленая руда) рудн. Лангенберг	0.01
То же (бурая руда) » »	0.005
Кремнистая минетта, рудн. Хитценберг Люксембург	0.1
Известковистая минетта рудн. Хребет Маунт	0.003
Руды платформ	
Данных нет	

же пиритовой оолитовой руды, помимо пирита, содержат еще 0.11% Ni, 0.015 Co и 0.015% Pb. Наличие Pbs, Zns и CuFeS₃ отмечается и для минеттовых руд Франции и Германии. Все эти руды относятся к рубрике руд зоны предшествующей складчатости.

Приведенные данные, конечно, далеки от полноты, в особенности по части геосинклинальных руд, но все же пройти мимо них совсем — никак нельзя. Смысл же их совершенно ясный. Железные руды, возникшие в областях только что завершенной складчатости, отличаются и наибольшим разнообразием и наибольшей концентрацией малых элементов. Наименьшее разнообразие малых элементов и наименьшие их накопления приходится на геосинклинальные руды, что несколько неожиданно, хотя, возможно, все-таки соответствует действительности.

Содержание скандия, галлия, германия и селена в разных типах железных руд (в %) (по В. Гольдшмидту)

№ по пор.	Наименование месторождений	Галлий	Скандий		Селен
	Руды геосинклинальных областей				
1	Шамозит, Шмидефельд, Тюрингия	10^{-3}	—	0.001	—
2	Красный железняк с криноидеями, Гарц, Эльбингероде	$5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
3	Железная руда, верхний плотный известняк, Пинж Магдебург, Адольф	$5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
4	Железная руда (оруденелый криноидный известняк), рудник Вестфалия	$< 5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
5	Оолитовый железняк, Нучица, Богемия	$5 \cdot 10^{-4}$	0.001	0.001	—
6	Красный железняк:				
6а	Клинтон США	$< 5 \cdot 10^{-4}$	0.001	0.001—0.01	—
	Нью-Фаундленд	—	—	0.001—0.0005	0.00012
7	с яшмой, хр. Негани Мичиган	$< 5 \cdot 10^{-4}$	—	0.001—0.01	—
8	Бирмингам Алабама, США .	$< 5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
9	Железослюдковый сланец, Республика Мичиган	$< 10^{-4}$	—	0.001—0.01	—
10	Железослюдковый сланец, Эйтеро (Норвегия)	—	—	< 0.0005	—
	Руды складчатых областей				
1	Бурый железняк (бобовая руда), Вюртемберг	10^{-3}	0.01	0.001	—
2	Железная руда Ильзеде . . .	$< 5 \cdot 10^{-4}$	—	0.0005	—
3	Минетты Петтинген, Лотарингия	$< 5 \cdot 10^{-4}$	0.0001	0.001	—
4	Минетты Альгринген	$< 5 \cdot 10^{-4}$	—	0.001	—
5	Оолит доггер (Пегниц) . . .	—	—	—	0.00054

Руды платформенных областей занимают в отношении малых элементов среднее место между рудами складчатых областей и геосинклиналей.

Подтвердятся ли отмеченные соотношения или же в них придется внести изменения, — покажет будущее. Сейчас ясно одно, что исследования в этом направлении представляют чрезвычайный интерес и являются совершенно актуальными. Они могут приобрести и чисто практическое значение, если учесть, что для ряда элементов, как As, V, Ni, Cr, железные руды представляют одну из форм их концентрации в осадочных породах вообще.

2. О факторах, определявших различный ход гипергенного железорудного процесса на разных структурных единицах земной коры

Своеобразные соотношения, существующие между гипергенными железными рудами и основными структурными категориями земной коры, естественно ставят вопрос о причинах, которые их вызывали.

Содержание мышьяка в рудах разных типов (в %)
(по В. Гольдшмидту)

Наименование месторождений	
Руды геосинклиналей	
Железослюдковые сланцы:	
Эйтеро	Нет
Дундерсланд-дален	Нет
Республика, хр. Негани	Нет
Рудн. Чемпионы, хр. Маркетт	Нет
Гематиты с яшмой Негани, штат Мичиган («В метаморфических осадочных рудах мышьяк в большинстве случаев отсутствует» Гольдшмидт)	Нет
Гематиты о. Белл (Нью-Фаундленд)	0.05—0.1
Оолитовые гематиты Клинтона (Нью-Йорк)	0.05
» » Бирмингама (Алабама)	0.01
Руды складчатых областей	
В мезозойских рудах Германии:	
в двух случаях	0.01—0.05
в одном случае	0.05
в двух случаях	0.05—0.1
в трех случаях	0.1
В шести минеттовых рудах Лотарингии	0.01—0.1
Руда Кюмеролла (гематитовая)	0.05
То же—сидеритовая	0.01

Судя по тому, что известно о пространственной локализации железных руд вообще, причины их своеобразного тектонического размещения могут корениться по крайней мере в трех основных обстоятельствах: а) в особенностях палеогеографических условий, свойственных платформам, геосинклиналям и областям предшествующей складчатости; б) в особенностях динамического режима, присущего каждой из этих структурных областей; в) в особенностях литологического состава субстрата, образующего поверхностные части литосферы.

К сожалению, до сих пор нет обстоятельного и исчерпывающего сводного исследования, которое давало бы характеристику платформ, геосинклиналей и областей предшествующей складчатости со всех упомянутых только что точек зрения¹. Но частные и беглые высказывания в этом направлении существуют и достаточно многочисленны, — и это обстоятельство позволяет уже теперь составить общее представление и об особенностях палеогеографии разбираемых регионально-геологических структур земной коры, и об их динамическом режиме, и даже об особенностях их литологического состава.

Одну из характернейших черт палеогеографии геосинклинальных областей, прямо вытекающую из геосинклинальной природы их как областей преимущественного прогибания, составляет широкое и устойчивое развитие морских условий. Морские бассейны существуют здесь не только в эпохи обширных трансгрессий, как нижне- и среднекембрийская, ордовикская, готландская, среднедевонская, лейяс-доггеровая, сеноманская, эоценовая, но и в эпохи обширных поднятий и регрессий, сопровождаю-

¹ Общая характеристика современного состояния знаний по этому вопросу дана в статье автора: «Историкогеологические типы осадконакопления» Изв. АН. Наук 1946, № 2.

щих крупные эпохи складкообразования и орогенеза. Только те геосинклинальные участки, которые непосредственно захватывались складкообразованием, более или менее длительно освобождались от морского покрова. Во всех остальных частях геосинклинальных зон море обычно удерживалось без существенных изменений. В критические, переломные эпохи, после крупных фаз складкообразования, в заключительные моменты одного тектонического этапа и в начале следующего, в геосинклинальных частях территории переживали морские бассейны, унаследованные от прошлого, и отсюда в значительной мере начинались впоследствии новые трансгрессии.

Но если геосинклинальные зоны и были областями морского режима по преимуществу¹, то это было довольно своеобразный режим. Чем дальше изучаются литология и условия образования геосинклинальных участков, тем более ясным становится, что хотя по размерам своим многие геосинклинальные бассейны и могли бы быть названы океаническими бассейнами (например Тетис в мезозое, урало-сибирская орогеническая зона в палеозое и др.) по палеогеографическим особенностям, а также по осадкам, это были отнюдь не океаны в современном понимании этого слова. Характернейшую черту современных океанических бассейнов составляет их необозримая водная гладь, простирающаяся на многие тысячи и десятки тысяч километров и прерываемая только одиночными островами, площадь которых исчезает среди площади, занятой водой. Сообразно с этой особенностью географии современных океанов, обломочные терригенные осадки на их площади приурочены лишь к ничтожной по ширине береговой зоне, остальная же, подавляющая по массе часть площади покрыта тончайшими органогенными или вулканогенными отложениями. Между тем в геосинклинальном комплексе морских осадков органогенные (карбонатные) породы играют совершенно подчиненную роль и представлены к тому же не пелагическими, а мелководными, часто рифовыми образованиями, независимо от того, с краевой или центральной частью геосинклинали мы имеем дело. На подавляющей части геосинклинальных морей аккумулируются чисто обломочные, часто грубообломочные осадки: полимиктовые пески, алевролиты, нередко конгломераты с ясными признаками близкого (территориально) происхождения их обломочного материала. Такой именно состав геосинклинальных морских осадков и привел геологов к единодушному заключению, что геосинклинальные «океаны» отнюдь не были похожи на современные океанические бассейны и вовсе не представляли собою безбрежной морской глади, но, наоборот, были бассейнами, изобиловавшими островами, разрушение которых и питало прилегающие впадины обломочным материалом. Зоны Антильского и Малайского архипелагов — вот, повидимому, наиболее подходящая современная параллель для типичной геосинклинальной ситуации. Об этом догадывались давно С. Бубнов и А. Д. Архангельский, особенно же ясно стало это после недавней работы С. Терсье (1940). Высокие и низкие острова чередовались в геосинклинальном море с глубокими и мелкими межостровными впадинами, придавая рельефу дна геосинклинальных морей сложный и прихотливый характер. В расположении островов и депрессий внутри геосинклинальной зоны была, повидимому, определенная закономерность. Замечено, что геосинклинальным фациям свойственна ярко выраженная тенденция давать узкие и длинные полосы, ориентиро-

¹ Во избежание недоразумений считаю полезным оговорить, что мне известно наличие среди геосинклинальных отложений и типично континентальных свит, но в общей картине это не изменяет характеристики геосинклинальных областей как зон преимущественно морского режима. В некоторых геосинклиналях (Донецкая) главная масса пород даже континентальная, но это — редкое исключение.

ванные в общем по основному простиранию зоны и часто близко совпадающие с простиранием крупных складчатых структур. Такая устойчивость фаций по простиранию и резкая (и быстрая) изменчивость их вкрест простирания возможны, конечно, лишь при условии, что острова внутри геосинклинальных морей ориентировались также в общем по простиранию зоны и представляли собою, в сущности, наиболее приподнятые участки зачаточных эмбриональных складок.

Говоря о типичной палеогеографии геосинклинальных зон в эпоху их погружений и формирования осадочных толщ, нельзя не отметить и другой ее характернейшей особенности: быстрой изменчивости географических очертаний суши и моря. Как известно, движения земной коры в геосинклинальных зонах отличаются относительной быстротой темпа, и с этой точки зрения они опять-таки очень напоминают современные архипелаговые области (Ангильскую и Малайскую), колебания которых также ускорены по сравнению с движениями прочих участков современной литосферы. Эта быстрота движений естественно приводила к тому, что размеры и очертания островов, их высота и глубина межостровных котловин постоянно менялись. На опускавшихся территориях островные участки превращались в морское дно, на приподнимавшихся — вырастали новые площади суши, и недавно сформировавшиеся осадочные толщи подвергались перемыву. С этой же относительной мобильностью геосинклинальных зон связано возникновение во многих местах их разрывов, по которым снизу поднималась и выливалась на поверхность магма. Обилие вулканических островов и подводных извержений, по большей части основной и средней магмы, составляет типичнейшую черту крупных геосинклинальных зон. Без этого подводного вулканизма мы не знаем, в сущности, ни одной такой зоны, хотя вместе с тем внутри геосинклинальных участков вулканизм распределялся весьма неравномерно: наряду с обширными вулканическими территориями располагались крупные площади без эффузий. Понятно, что эффузивный процесс заключался отнюдь не в простом выбросе пеплов и излиянии жидкой лавы. Его всегда сопровождала более или менее напряженная гидротермальная деятельность, вынос фумарол и излияния терм, причем материал, доставляемый последними, осваиваясь так или иначе водной оболочкой, входил в состав формирующихся морских осадков.

Совсем иначе выглядела типичная палеогеографическая картина на платформах. Тенденция к прогибаниям, столь характерная для геосинклинальных зон, здесь, как известно, выражена в наименьшей степени и свойственна лишь определенным частям платформенных тел, впадинам, в то время как для других, и очень крупных территорий — выступов, — наоборот характерно стремление к высокому стоянию, к поднятиям. Отсюда естественно получалось, что погружение под уровень моря в истории платформ было явлением более редким и менее значительным, чем в истории геосинклиналей. Крупные морские бассейны развивались на платформах лишь в эпохи обширных трансгрессий, как нижнекембрийская, ордовикская, силурийская, среднедевонская и другие, перечисленные выше. Но и в эти моменты отнюдь не все платформы погружались под уровень моря, а те, на которых трансгрессии имели место, затоплялись отнюдь не целиком. Общая сумма потопляемой площади платформ в пределах современных континентов сейчас не поддается сколько-нибудь точному учету, но едва ли когда-нибудь превосходила $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ (как максимум) всей их территории. И это резко противопоставляет платформы геосинклинальным зонам, которые в эпохи трансгрессий потоплялись целиком или почти целиком, так что даже характерный островной режим их временами несколько ступшеывался. Что же касается эпох регрессивных, то в это

время все платформы как правило (за редкими и ничтожнейшими исключениями) стояли выше уровня моря, тогда как на значительных частях геосинклинальных зон морской режим и в это время удерживался.

Значительно меньшее развитие на платформах морских условий дополнялось существенно иным характером самих морских бассейнов. Судя по широкому распространению мелководных карбонатных фаций, преобладанию глинистых и глинисто-песчаных осадков среди обломочных пород, отсутствию сколько-нибудь значительных конгломератовых накоплений, обычно малой мощности осадков, — эпиконтинентальные моря представляли собою мелководные, плоские образования с мягкими очертаниями дна, лишённые сколько-нибудь развитой сети островов. Ближайшими аналогами этих морских бассейнов являются современные Северное, Баренцево и Карское моря и Гудзонов залив. В пространственной локализации (координации) наплатформенных морских фаций отсутствует то ярко выраженное линейное расположение, какое так характерно для бассейнов геосинклинальных: фации лежат крупными, иногда почти изометричными, иногда более или менее вытянутыми, неправильных очертаний, пятнами с постепенными переходами по всем направлениям. Острова и неровности рельефа дна, где они были, имели вид не полузаотопленных узких и длинных складок, а широких, пологих, с мягкими очертаниями вздутий и прогибов, в ориентации которых часто не было определенной направленности. Надводный рельеф островов, а также окружавшей моря суши почти всегда был незначительным по высоте и амплитудам колебаний его отрицательных и положительных элементов, а очень часто являлся даже совершенно пенецилизованным. Равнины современной Средней России, Западно-Сибирской низменности, Мексиканского побережья, вероятно, могут служить живым образцом этого древнего наплатформенного рельефа.

Сообразно общей устойчивости, стабильности платформ их вековые движения (колебания) отличались особой медлительностью, инертностью и стали моделью, по которой мы представляем себе эпейрогенические колебания вообще. Отсюда — малая напряженность денудационных процессов и всегда пониженная, по сравнению с геосинклинальными, мощность наплатформенных отложений. Вулканические излияния в истории платформ обычно редкость. Некоторые из платформ, как Русская или Северо-Американская, за время с конца альгонка даже практически не испытывали их (или же испытывали в исчезающе малых размерах). Другие — Сибирская, Ю. Американская, Индийская — пережили каждая по одной, максимум по две эпохи, когда основная магма в крупных размерах поднималась по расколам и частью внедрялась в виде пластовых залежей, в плащ слоистых пород над докембрийским фундаментом, частью же изливалась на поверхность. Все же вулканизм в истории платформ не представляет явления, столь органически связанного со всеми периодами их жизни и непрерывно их сопровождавшего, как это типично для вулканизма геосинклинального. Наоборот, это признак каких-то относительно редких, но важных критических моментов платформенной истории. Характерно также, что в отличие от геосинклиналей излияния магмы происходят не в стадии их погружений, а в стадии поднятий и потому осуществляются не в морских, а, как правило, в континентальных условиях. Поэтому типичнейшие для геосинклиналей кремнисто-яшмовые эффузивно-осадочные формации, со всем сопровождавшим их гидротермальным (подводным) комплексом, среди платформенных осадков отсутствуют.

Представляя собою образования переходного типа между геосинклинальными зонами и типичными платформами, области предшествующей складчатости характеризуются палеогеографией промежуточного характера. На одних участках (например южно-тяньшанские дуги в мезозое,

Средняя Сибирь в верхнем палеозое, западноевропейские герциниды в мезозое) палеогеографическая обстановка областей предшествующей складчатости довольно близка к геосинклинальной: обширное развитие морских условий, обилие островов, мощность свит, масса терригенных пород, местами даже проявления вулканизма. На других и, пожалуй, количественно более многочисленных территориях (например западно-сибирские герциниды в палеогене и др.) обстановка близко соответствует платформенной. Судя по мощностям свит, и динамический режим этих зон имеет переходный, промежуточный характер.

В свете изложенных представлений тектоническая локализация гипергенных железных руд, мне кажется, получает простое и правдоподобное объяснение. Разгадка лежит в резко неодинаковом характере транспортировки Fe поверхностными водами.

Представляя себе геосинклинальные бассейны по типу современных Антильского и Малайского архипелагов, нужно признать, что на входивших в их состав островах не было места для сколько-нибудь крупных речных артерий. Поверхностный сток осуществлялся большей или меньшей серией мелких речек и ручьев, т. е. происходил в форме, которая обеспечивала минимальные потери Fe в процессе переноса и, значит, максимальную возможную поставку его в морской бассейн. При извилистости береговой линии островов и ограниченных размерах их площадей, отношения периметра островов к площадям должны были достигать максимальных значений из возможных для суши вообще, а следовательно и вероятности вскрытия водоносных горизонтов, — весьма важных в смысле переноса Fe —, непосредственно на побережье или в прибрежной части дна бассейна также должны были быть наибольшими. Таким образом, поверхностный сток в геосинклинальных областях происходил в форме, которая чрезвычайно благоприятствовала донесению до моря перешедшего в раствор железа. Естественно, что и массы возникших в геосинклиналях железных руд отличаются колоссальными размерами.

Дренаж на платформах должен был иметь диаметрально противоположные черты. Наличие всегда, даже в эпохи крупных трансгрессий, обширных сухопутных участков, при общей слабой расчлененности рельефа, непосредственно обуславливало существование крупных и крупнейших речных артерий (типа современной Волги, Амазонки, Миссисипи и др.). Дренаж мелкими водотоками должен был играть совершенно подчиненную, ничтожную роль. Вместе с тем в силу крупных размеров сухопутных участков отношение их периметров к площади должно было быть меньшим, чем у геосинклинальных островов, а стало быть и шансы на непосредственное прорезание береговой линией водоносных горизонтов резко убывали.

Таким образом, оба основных способа переноса Fe, благоприятствовавших возникновению его рудных накоплений в геосинклиналях, на платформах были ослаблены до минимума. Что же поразительного в том, что и руд на территории платформ возникло, относительно говоря, ничтожно мало? К этому надо добавить, что различия в характере дренажа и переноса железа в обоих случаях поддерживались и усиливались характером субстрата, подвергавшегося выветриванию. В геосинклиналях — это эффузивы, метаморфические породы, полимиктовые песчаники с большим содержанием невыветрелых пород и минералов; во всех этих образованиях — обилие темноцветных, богатых железом силикатов. На платформах в области выступов — глубоко срезанные эрозией гранитные и гнейсовые породы фундамента с лоскутными пятнами других кристаллических сланцев, во впадинах — исключительно осадочные накопления, часто карбонатные и песчаные, с пониженным содержанием Fe. Правда, и здесь встре-

чаются полимиктовые образования, аналогичные геосинклинальным, но они редки, возникают в совершенно специфических условиях и мало меняют общую картину. Накладываясь на влияние дренажа, эта разница обнаженных на поверхности литологических комплексов могла, конечно, только усиливать тяготение гипергенных руд к геосинклинальным, а не платформенным участкам. Области предшествующей складчатости, как переходные образования, с режимом переходного характера, естественно накопили меньше железных руд, чем геосинклинали, но больше, чем платформы. Характерно, однако, что с этой точки зрения они стоят несравненно ближе к платформам, чем к геосинклиналям. Очевидно, общая палеогеографическая обстановка у них была гораздо ближе к платформенной, чем к геосинклинальной, — положение, которое целиком согласуется с существующими на этот счет взглядами.

Но если для железорудного процесса вообще геосинклинали и являлись наиболее благоприятной, а платформы — наименее «подходящей» ареной, то для отдельных фациальных типов железных руд это было не всегда так.

При обширности и устойчивости внутри геосинклинальных зон морских пространств и незначительности и изменчивости континентальных территорий естественно, что железорудный процесс сводился здесь к образованию главным образом морских оолитовых гематит-шамозито-сидеритовых руд и лишь в очень незначительной степени руд озерно-болотных. Ускоренный, по сравнению с платформами, темп эпейрогенических движений и более быстрые изменения палеогеографии и геоморфологии островных участков не давали возможности развиваться сколько-нибудь мощной коре выветривания и возникнуть сколько-нибудь значительным массам элювиальных железных руд; те же из этих руд, которым удавалось сформироваться, имели массу шансов быть быстро уничтоженными последующим ходом движений. Перманентно существовавший геосинклинальный вулканизм, неизменно сопровождавший геосинклинальные прогибания, при обширном развитии морских бассейнов естественно протекал в большей своей части в виде подводных излияний, и это было причиной возникновения именно в геосинклиналях своеобразного типа эффузивно-осадочных железных руд. Таким образом, специфическая палеогеографическая обстановка геосинклиналей была не только причиной общей напряженности, интенсивности гипергенного железорудного процесса, но и фактором, придававшим этому процессу своеобразную индивидуальную (качественную) окраску. Резкое преобладание морских руд над континентальными озерно-болотными, отсутствие (или крайняя редкость?) элювиальных руд и наличие эффузивно-осадочных рудных накоплений, — все эти черты геосинклинального типа, которые раньше мы установили чисто эмпирическим, статистическим путем, легко и без всяких натяжек выводятся из специфических особенностей палеогеографии геосинклинальных зон, как она представляется в настоящее время на основании всей совокупности геологического их исследования.

То же и с платформенным типом рудонакопления. Широкое развитие сухопутных площадей и подчиненное значение морских, свойственное этой регионально-тектонической категории, находит свое отражение в очень крупной роли среди платформенных руд именно континентальных озерно-болотных, а не морских типов. Замедленный тип движений коры и общая стабильность платформ позволяли местами развиваться мощным элювиальным плащам и элювиальным рудам в них (латериты на траппах в Индии, в Африке и т. д.). Редкость в истории платформ вулканических пароксизмов и в особенности то обстоятельство, что они происходили главным образом на фоне поднятий, а не прогибаний, обусловило кон-

тинентальный тип самих эффузий и отсутствие месторождений осадочно-эффузивного генезиса.

Палеогеографическая близость областей предшествующей складчатости к платформенным находит отражение в сходстве, хотя и не тождестве, фациального профиля железных руд в этих районах. Специфическую черту складчатых зон по сравнению с другими составляет, как мы видели, обогащенность руд, качественная и количественная, «малыми элементами»: Cr, Ni, Co, Cu, As и др. Причиной является, несомненно, то обстоятельство, что в зонах предшествующей складчатости еще в процессе складкообразования и долгое время спустя эрозия вскрывает и сносит верхние рудоносные части интрузий и их контактово-метаморфические оболочки. Заключенные в этих породах элементы переходят (частично) в раствор, мигрируют в поверхностных водах и, в конце концов, выпадают в формирующиеся на территории складчатой зоны осадочные породы, в том числе гипергенные железные руды. На платформах, где на выступах обнажаются глубоко денудированные корни интрузивных тел и вмещающих их складок, рудоносные части интрузий в подавляющей массе своей удалены; во впадинах же находятся осадочные породы, вообще небогатые малыми элементами. Поэтому, вообще говоря, платформенные руды беднее «примесями», чем руды складчатых областей. По сходным причинам бедными и руды геосинклинальные, хотя существующие материалы по этому поводу еще слишком скудны, чтобы категорически настаивать на таком утверждении. Возможно, что в дальнейшем среди геосинклинальных рудных накоплений найдутся и такие, которые содержат заметные примеси As, Cu, Cr и т. д., и что резко изолированное положение, какое занимают сейчас в этом отношении геосинклинальные руды, сгладится. Здесь почти девственное поле для интересных и существенных дальнейших исследований.

Итак, своеобразные и неожиданные, на первый взгляд, соотношения между регионально-тектоническими единицами земной коры и гипергенными железными рудами при ближайшем анализе оказываются совершенно закономерным результатом специфической палеогеографической обстановки, характеризовавшей в прошлом геосинклинальные зоны, платформы и области предшествующей складчатости. При наличии специфических черт в характере морских бассейнов и сухопутных участков, в общем динамическом режиме этих трех основных структурных категорий литосферы, — иным распределение железных руд и быть не могло.

Помимо частного интереса применительно к гипергенным железным рудам, это заключение имеет и некоторое общее значение, ибо раскрывает, так сказать, механизм, посредством которого тектоническая природа тех или иных частей литосферы определяет особенности развитых на них отложений. Влияние это осуществляется через специфические черты палеогеографии и динамического режима, свойственного каждой из регионально-тектонических единиц коры.

3. Осадочные железные руды и тектоническая эволюция земной коры

До сих пор мы разбирали тектоническое размещение осадочных железных руд в общей форме, независимо от отдельных геологических периодов и эр. Посмотрим теперь, насколько постоянной остается тектоническая локализация руд при переходе от одного тектонического этапа к другому.

Железорудные месторождения докембрийской эры представлены в известных до сих пор случаях исключительно геосинклинальным типом и,

в частности, ассоциируются с толщами, возникшими в эпохи прогибания и накопления геосинклинальных свит. И джеспиллиты С. Америки, и итабириты Ю. Америки, и железистые кварциты Криворожья и Курской магнитной аномалии, и аналогичные им толщи Ю. Африки, Индии и Зап. Австралии, все эти комплексы, судя по их мощностям и сложным дислокациям, суть несомненно настоящие геосинклинальные образования эпохи прогибания геосинклинальных зон и накопления геосинклинальных пород.

Месторождения, связанные с эпохами замыкания геосинклиналей, а также с площадями предшествующей складчатости и с платформами, неизвестны в докембрии вовсе. Вряд ли можно расценивать отсутствие этих типов как реальный факт. Судя по дальнейшей истории, несомненно, что эти типы формировались и в докембрии, но до нас не дошли в силу последующего размыва и уничтожения. Но если они и существовали, то их удельный вес в общей массе рудных месторождений, по сравнению со значением руд геосинклинального типа, должен был быть совершенно ничтожным. Даже в палеозое, мезозое и кайнозое, когда площади платформ, каледонской и герцинской складчатости были уже достаточно крупны, они накопили, как мы знаем, лишь весьма небольшую относительно массу железных руд. В докембрии же, когда происходило только формирование платформ, размеры их не могли быть крупными, а значит и массы железных руд, на них концентрировавшихся, должны были быть очень небольшими. Учитывая все эти соображения, мы можем сказать, что докембрийская эпоха в целом представляла время резкого преобладания геосинклинального типа железных руд над всеми остальными.

От каледонского тектонического этапа до нас дошли уже руды и геосинклинальные, и наплатформенные. Первые, как и прежде, приурочены к стадии прогибания геосинклиналей; сюда относятся нижнесилурийские месторождения Нормандии, Бретани, Тюрингии, Зап. Судет, Зап. Саян, а также, условно, кембрийские месторождения Малого Хингана, северной части Норвегии; массы этих месторождений не учтены вполне точно, но, несомненно, огромны, ибо одни лишь абсолютно достоверные силурийские отложения дают до 24.5 млрд. т, мало-хинганские же руды оцениваются цифрой от 1 до 25 млрд. т.¹ Весьма вероятно, что кембро-силурийские геосинклинальные руды заключают массы порядка нескольких десятков миллиардов тонн. Руды наплатформенные известны пока в единственном пункте: на Северо-Американской платформе. Я имею в виду клинтонские руды западной части штата Нью-Йорк, располагающиеся в соседстве с северо-восточным концом Аппалачской геосинклинали. Геологические запасы их подсчитаны в 600 млн. т и таким образом резко уступают запасам геосинклинальных месторождений. Месторождения в области предшествующей складчатости в каледонское время неизвестны совсем. Преобладающее значение геосинклинального железа в железорудную эпоху из этих данных вырисовывается достаточно отчетливо.

В герцинском этапе мы знаем месторождения на всех категориях структурных областей: и в геосинклиналях, и в областях складчатости предыдущего этапа, и на платформах. Вместе с тем, в распределении месторождений между этими типами проступают новые, весьма характерные черты. Чрезвычайно интересно, что в геосинклинальном типе мы встречаем теперь лишь очень ограниченные массы руд, связанных

¹ С. А. Музылев (1937) дает для разведанных участков запасы в 800 млн. т, местные же работники поднимают эту цифру до 25 млрд. т.

с фазой формирования (прогибания) геосинклиналей и накопления геосинклинальных толщ. Это — маломощные месторождения девонского периода в Средней Европе (Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Тюрингия, В. Судеты), в Испании, на западном склоне Урала. В сумме учтенные запасы их дают немногом больше двухсот шестидесяти миллионов тонн. Главные массы геосинклинального железа возникают теперь в эпохи замыкания геосинклиналей, в тех котловинах, где идет формирование угленосных толщ паралического типа. Таковы месторождения в продуктивных слоях Ю. Уэльса, Вестфалии, Силезии, северной части Аппалачской геосинклинали. Запасы их полностью не учтены, но несомненно огромны, так как в одном Ю. Уэльсе они составляют 15 млрд. т. Чрезвычайно резко выступает железнакопление в зоне предыдущей — каледонской складчатости. В области «каледонского шельфа» (Бубнов) в Англии в эпоху S_2 формируется 21 млрд. т руды в виде прослоев сидеритов, подчиненных угленосной толще. Что касается месторождений на платформах, то от них до нас доходят, с одной стороны, карбоновые залежи сидеритов в каменноугольных толщах Шань-Си (?), с другой — аналогичные по типу, но пермские по возрасту месторождения Ю. Африки и Индии. Запасы их не учтены, но, принимая во внимание площади и мощности свит, едва ли можно сомневаться в их значительных размерах. В итоге получается, что в герцинское время массы железных руд, заключенные в осадочных породах платформ и областей предыдущей складчатости, во всяком случае сравнимы с массами руд, формировавшихся в геосинклинальных зонах. Тем самым намечается совершенно новая тенденция в распределении железа по тектоническим единицам вообще: удельный вес железа геосинклинального понижается, значение же железа, сконцентрировавшегося на жестких структурах, возрастает.

В альпийский тектонический этап эта новая тенденция проявляется с необычайной яркостью. Как видно из табл. 10, в геосинклиналях в эпоху их прогибания железо не накапливается совсем¹. Железо в геосинклинальных зонах появляется лишь в очень поздние моменты их жизни — в последние стадии их замыкания, в эпоху окончательного превращения их в жесткие складчатые системы или даже в эпоху уже начавшегося разрушения последних. Таковы эоценовые руды С. Африки, среднеплиоценовые керченские руды. Формирование этих месторождений произошло в столь поздний момент истории альпийских геосинклиналей, что они по существу вплотную подошли ко второму из выделенных нами типов — месторождениям в областях предыдущей складчатости. Что касается общих запасов геосинклинальных железных руд альпийского возраста, то они резко уступают запасам того же типа руд герцинских и каледонских. Одновременно с продолжающимся упадком накопений геосинклинального типа значительно возрастает удельный вес месторождений в области герцинид. Железные руды в юрских и меловых месторождениях Средней Европы и Урала, в эоценовых отложениях США составляют уже цифру в 41 млрд. т, т. е. во много раз превосходят массы железа геосинклинального. Увеличивается накопление и на платформах. Достаточно указать, что от этой эпохи до нас дошли такие месторождения крупного промышленного значения, как Липецкий бассейн, хоперские руды на Русской платформе, Ботомакское месторождение на Сибирской платформе, латериты Индии и ряд других. Учтенные запасы на платфор-

¹ Если исключить несколько абсолютно ничтожных месторождений сидеритов в юрских и палеогеновых отложениях Кавказа, даже не вошедших в общий подсчет запасов в СССР.

менных железных руд исчисляются цифрой около 1 млрд. т, но в действительности запасы, бесспорно, больше, особенно если учесть огромные площади латеритов, располагающиеся в Индии в основном как раз на платформе. В итоге мы можем сказать, что в общем процессе рудонакопления в альпийское время жесткие зоны решительно оттесняют зоны геосинклинальные и резко выступают на передний план.

Итак, мы наблюдаем, что в ходе в ре мен отчетливо замечается перемена «арены», где происходит накопление гипергенных железных руд. Геосинклинальные участки начинают играть все меньшую роль, участки же молодых и старых платформ все большую. Происходит как бы миграция осадочных железных руд из геосинклинальных областей в платформенные. Трудно не видеть в этом процессе изумительной аналогии с давно уже установленным и общеизвестным процессом сокращения геосинклинальных зон и разрастания участков платформенных. Можно сказать, что история железных руд есть лишь отражение в своеобразной форме этого общего процесса тектонической эволюции земной коры.

4. Параллели из области осадочных марганцовых руд и бокситов

Общепризнано, что в условиях гипергенеза Mn является близким аналогом железа, давая концентрации в совершенно тех же фашиальных условиях, что и железо. Недавно, благодаря работам А. Д. Архангельского и его сотрудников, выяснилось, что весьма сходно с железом и поведение свободной гидроокиси алюминия, образующей бокситы. В связи с этим естественной является попытка проанализировать тектоническое размещение осадочных марганцовых руд и бокситов с тех же точек зрения, что и для осадочных железных руд.

К сожалению приходится признать, что современное состояние изученности этих рудных объектов находится на значительно более низком уровне, чем железных руд, и это резко сужает возможности и доказательность историко-геологического анализа. Все же несколько небезытересных параллелей подметить и в этом материале можно, мне кажется, уже сейчас.

Из рассмотрения табл. 15, дающей размещение по тектоническим единицам руд марганца, видно, что последние целиком подчиняются закономерностям, выведенным нами для железных руд. Как и железорудные накопления, они встречаются на всех структурных категориях земной коры, но в резко неодинаковых количествах. Наибольшее число марганцовых месторождений отчетливо приурочивается к геосинклинальным зонам; в областях предшествующей складчатости их значительно меньше, а на платформах они встречаются в качестве редкости. Таким образом, и марганцовые руды являются типично-геосинклинальными образованиями эпох прогибания орогенических зон. Любопытно и другое совпадение. Сравнивая распределение марганца между тектоническими элементами на разных уровнях стратиграфической колонки, мы обнаруживаем, что для самых низких горизонтов ее (докембрий, палеозой) характерна почти исключительная приуроченность марганцовых накоплений к геосинклинальным зонам; накопления на платформах единичны и имеют ничтожное значение. В мезозое и кайнозое число месторождений марганца на платформах и в областях предшествующей складчатости явственно увеличивается; число же месторождений в геосинклиналях по сравнению с накоплением первой категории уменьшается.

**Распределение марганцовых руд по основным структурным единицам
земной коры**

Периоды	Геосин- клинали	Области предшест- вующей складча- тости	Платфор- мы	Месторождения
Q + современ.			1	Современные марганцовые руды в северных озерах (Южная Швеция и др.)
Третичный		12		(1) Остров Куба (2) Чиатури (3) Лабинские месторождения, Мангышлак (4) Моравия и др., Прикарпатье (5) Малая Азия (6) С. Урал (7) Алтайское предгорье (8) Германия (Рейнские сланцевые горы) (9) Аппалачская зона (10) Никополь (11) Ряд мелких озерных месторождений в Европе (Испания) и С. Америке (запад)
	1 2 3 4 5	6 7 8 9 11	10	
Меловой	1 2			(1) Мелкие (может быть вторичные) месторождения в верхнемеловых толщах Македонии и других стран Балканского полуострова (2) Скалистые горы США
Юрский	5?			(1) Ряд месторождений формации Сан-Франциско в С. Америке (2) Зеленые сланцы в Альпах (лейяс? Обергальштейн и др.) (3) Радиоляриты Боснии (4) Радиоляриты Эльбы и Тосканив (5) Радиоляриты северного Борнео
	1 2 3 4			
Триасовый	?	?	?	
Пермский	?	?	?	
Карбоновый				(1) Центральный Казахстан (Успенский район) (2) Кульм Германии (Келлервальд, Гарц и пр.) (3) Провинция Гуэньва в Испании (4) Пиренеи (Сьерр д'Аве и Вьей Ор) (5) Штат Новая Англия в США
	1 2 3 4	5 ?		

Периоды	Геосинклинали	Области предшествующей складчатости	Платформы	Месторождения
Девонский	1 2			(1—2) Среднедевонские марганцовые руды Южного и Среднего Урала среди толщ яшм и эффузивов
Силурийский	1 2 3		4	(1) Штат Нью-Джерси (слабая концентрация Mn в сланцах) (2) Мидлэнд (Англия) (3) Бельгийские руды (тремадок) (4) Округ Бэтсвил в Арканзасе
Кембрийский	8 5 6 7 1 2 3 4			(1) Карбонаты Mn и родонит среди сланцев Ст ₁ в Уэльсе (2) Альеж (Франция) (3) Постмассбург в Ю. Африке (4) Кварциты Ст ₁ вдоль западного края Аппалачей (5) Нью-Фаундленд (6) Железо-марганцовый горизонт Кара-Тау (7) Усинское месторождение в Кузнецком Алатау (8?) Мавульское месторождение
Докембрийский	4 5 1 2 3			(1) Марганец в железорудной свите хр. Бивабик в США (2) Mn в итабиритовой серии Ю. Америки (3) Серия Гвелув Ю. Америки (4) Mn в серии Гондит Индии (5) Mn в докембрии Золотого Берега Африки (серия Бирриман)

Явная аналогия с перемещением железных руд из геосинклинальных областей на платформенные!

На железных рудах мы показали, что тектоническая природа разных участков земной коры влияет не только на количество, но и на качество возникающих на них руд.

Отыскание аналогий в марганцовых рудах в данном случае сильно затруднено тем, что минералогический спектр их гораздо более узок, чем руд железных, и тем, что сравнительное изучение распределения редких элементов в марганцовых рудах только еще начинается. Естественно поэтому, что минералого-петрографические различия марганцовых руд на разных структурных участках коры сейчас кажутся сильно смазанными и не распознаются как следует. Выяснение истинного объема их — задача будущего. Но все же имеется один очень характерный пункт, в котором уже сейчас есть полная ясность. Это — исключительная приуроченность к геосинклинальным зонам руд осадочно-вулканического генезиса, связанных с эффузивно-кремнистыми свитами. На геосинклинальный характер этих руд указывал еще К. Гуммель в

1923 г., в статье, посвященной рудам Келлервальда. Поскольку удельный вес осадочно-вулканических руд у марганца выше, чем у железа, их исключительная приуроченность к геосинклиналям является хотя и единственным пока, но зато очень демонстративным примером влияния региональной тектоники на процессы осадочного марганцевого рудонакопления.

При изучении размещения бокситов по основным тектоническим структурам земной коры мы встречаемся с затруднением другого порядка: слишком малым количеством материала, который к тому же приурочивается к самым верхним частям геохронологической колонки. По этой причине в настоящий момент, например, затруднительно с полной уверенностью ответить на основной относящийся сюда вопрос: к платформам, геосинклиналям или областям предшествующей складчатости относится главная масса бокситовых руд? Неполнота материала создает слишком большую возможность aberrаций наших представлений. Приходится идти к цели косвенными путями. В связи с этим интерес представляет следующее наблюдение.

Как показывает табл. 16, в герцинском этапе месторождения бокситов имеются и в геосинклинальных зонах, и в областях каледонской складчатости, и на платформах. Однако численно (по количеству месторождений) и экономически (по запасам) геосинклинальные накопления оставляют за собой наплатформенные и каледонские. В альпийский этап бокситы встречаются также на всех трех основных тектонических единицах, но количественно месторождения платформ и областей предшествующей складчатости не только не уступают, но намного превосходят месторождения геосинклиналей. В это время центр бокситообразования несомненно приурочен к территории жестких единиц. Нельзя не видеть в этом близкой аналогии с историей накопления железа и марганца.

Опираясь же на эту аналогию, можно ожидать: 1) что палеозойские геосинклинали (особенно кембро-силурийские) при тщательных поисках в них бокситов могут дать несравненно большие массы бокситов, чем мы знаем теперь, и, значит, резко усилить удельный вес именно геосинклинальной группы; 2) что вообще основные черты тектонического размещения бокситовых руд более или менее близко воспроизведут особенности размещения руд железных, т. е. что бокситы отойдут в ту же историко-геологическую группу, что и железные руды, хотя, вероятно, тяготение их к жестким единицам будет выражено несравненно резче, чем у последних.

В качестве дополнительного штриха к этой проблеме представляет интерес то обстоятельство, что бокситы, помещаемые нами в разные тектонические группы, имеют и отчетливо различные петрографические и генетические признаки. Для бокситов геосинклинальной группы типично то, что: 1) главная их масса — морского происхождения и парагенетически связана с мощными известняковыми толщами; 2) что помимо диаспоро-гидраргиллитовых среди геосинклинальных бокситов сильно распространены диаспорошамозитовые, известные пока в палеозое Урала и Средней Азии. Бокситы наплатформенные характеризуются совершенно иными чертами. Среди них нет совсем морских, а лишь озерные и латеритные, особенно последние; диаспор-лептохлоритовые руды отсутствуют целиком. Бокситы областей предшествующей складчатости (Аппалачи, Арканзас, Урал, Казахстан) представляют как бы переходный тип, но в общем стоят гораздо ближе к платформенному, чем к геосинклинальному типу. Все это в конечном счете близко напоминает картину, наблюдающуюся у железных руд.

Распределение бокситов по основным структурным единицам земной коры

Периоды	Геосинклинали	Области предшествующей складчатости	Платформы	Месторождения
Q+современный		1	2	(1—2) Латеритные бокситы Ю. Америки, Индии, Австралии
Третичный		1 2 3 4 5		(1) Фогельсберг в Германии (2) Арканзасские бокситы США (3) Южноаппалачская область (4) Олигоценовые бокситы Богемии (5) Эоценовые бокситы Ирландии
Меловой	7 2 3 4 5 6 1		8	(1—2) Пиренеи (Ю. Франция) (3) Италия (4) Истрия (5) Румыния (6) Греция (7) Венгрия (8) Индия (север)
Юрский J		3 (?) 1 2	4 (?)	(1) Южноуральские бокситы (2) Североуральские бокситы (3) Казахские, салаирские бокситы (4) Енисейский кряж
Триасовый	?			
Пермский P				
Карбоновый C	3		1 2	(1) Тихвинские бокситы (2) Рязанские бокситы (3) Среднеазиатские бокситы
Девонский D	3 2 1			(1—2) Ряд месторождений восточного склона Урала (3) Верхнедевонские бокситы западного склона Урала
Силурийский	1			(1) Бердское месторождение в Салаире
Кембрийский	1			(1) Буксонское месторождение в Вост. Саянах
Докембрийский	?			

Полное исследование связей рудного железонаноса с основными структурными единицами земной коры — платформами, областями предшествующей складчатости, геосинклиналями — дело дальнейшей работы. Но уже сейчас с совершенной отчетливостью выясняется, что и количественная, и качественная сторона процесса рудного железонаноса находились в прошлом под чрезвычайно сильным влиянием общей тектонической обстановки, в какой совершалось рудоотложение в каждом

отдельном месторождении. Больше того, мы можем утверждать, что влияние тектоники на формирование осадочных железных руд выражается несравненно отчетливее, ярче, показательней, чем на возникновении таких обычных пород, как известняки, песчаники, глины. Это не составляет какой-либо индивидуальной особенности именно железных руд. Разбор с тектонической точки зрения ряда других малых фаций, как угли, соли, ледниковые осадки, медистые песчаники, показывает, что и на них влияние тектонической обстановки сказывается часто не менее ярко, чем на железных рудах. Отчетливость связей с тектоникой вообще характерная черта рудных фаций, которые можно было бы назвать поэтому своего рода «геологическими» индикаторами. Понятно, что для целей историко-геологического анализа именно рудные фации представляют особый интерес и должны стать в дальнейшем первоочередным объектом таких исследований.

Глава V

ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ЭПОХ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА КАЧЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Выяснив в общих чертах механизм, регулировавший пространственную локализацию железных руд (и их аналогов) в течение отдельных железорудных эпох, обратимся ко второй основной задаче нашего исследования: к анализу факторов, определявших возникновение (и прекращение) самих железорудных эпох, а также к индивидуальным особенностям качественного состава формировавшихся в разные эпохи руд.

Мысль о том, что возникновение осадочных железных руд в истории Земли не представляет случайного явления, а связано с какими-то более общими геологическими процессами, возникла давно и отчетливо сформулирована Л. Кайо в 1913 г. в небольшой и малоизвестной заметке «Связь осадочных железных руд с разрушением горных цепей».

«Едва только горные цепи начинают подниматься, — пишет этот автор, — как они становятся жертвой атмосферных агентов и моря, которое непрерывно работает над возвращением себе территорий, откуда было изгнано поднятием гор. Таким образом горы, как бы велики они ни были, обречены на полное разрушение; со временем они нивелируются, а слагающие их компоненты освобождаются. Миллиарды тонн железа приводятся в движение эрозионными агентами за счет одной единственной горной цепи...»

«В одних случаях этот элемент распределяется равномерно в осадках, окрашивая их в разнообразные цвета; в других он концентрируется на определенных уровнях и порождает руды. Если так, то каждая разрушаемая горная цепь должна иметь свой ареал осадочных железных руд». Факты, по мнению Кайо, совершенно согласуются с этим заключением. Докембрийские руды Сев. Америки возникли за счет разрушения архейских горных хребтов. С разрушением Гуронской цепи в Европе связаны силурийские руды Нижней Бретани, Анжу и Нижней Нормандии. Каледонская цепь дала среднедевонские (эйфельские) руды Арденн и фаменские оолитовые руды Бельгии; и те и другие связаны с силурийскими цепями Арденн. «В карбоновое время в условиях лагунного режима, который превалировал в Зап. Европе, железо фиксируется уже не в форме оолитов, но всегда в виде недифференцированных карбонатов, годных

к эксплуатации только в Англии». «Герцинская цепь, особенно богатая изверженными породами, доставила мезозойским осадкам в процессе своего разрушения колоссальную массу железа. Мы обязаны ей лейясовыми рудами Бургони, многочисленными месторождениями на востоке Парижского бассейна, в Юре, Ронском бассейне, рудами келлоева, оксфорда и т. д., не говоря уже о месторождениях, которые эксплуатируются за границей». Только у Альпийских цепей мы не знаем сопутствующих руд, но это происходит потому, что агенты эрозии едва приступили к разрушению гор, после того, как последние были воздвигнуты. Отсюда следует, по Л. Кайо, что действительно «каждой горной цепи, исключая новейшие, свойственны свои осадочные железные руды».

В очерченной схеме Л. Кайо, очень общей, существует немало неопределенностей, как в определении объема понятия «горная цепь», так и в точном указании момента осадочного железнакопления в общей истории разрушения горных цепей. Работа, начатая Л. Кайо, требовала критики и продолжения, но к сожалению не нашла их. На протяжении почти тридцати лет после выхода в свет заметки Л. Кайо, геологи и литологи, касавшиеся этих вопросов, ограничивали свою задачу пределами частных конкретных месторождений или самое большее — небольших региональных групп их, но не разбирали связи железных руд с геологической историей в общей форме, как это было сделано Кайо. Такой разбор частных случаев мы находим в работах очень многих авторов, особенно у А. Д. Архангельского, Б. П. Кротова, А. Л. Яншина и др. Представляя несомненный интерес, такого рода примеры частного анализа генезиса руд, конечно, не могли заменить собою обсуждения проблемы в ее общей форме, а лишь подготавливали почву для успешного анализа ее. И только в самое последнее время, в 1940 г., указанная общая проблема о связи рудного железнакопления с ходом геологической истории вновь привлекла к себе внимание и была разобрана одновременно и независимо друг от друга Л. В. Пустоваловым и автором настоящей монографии.

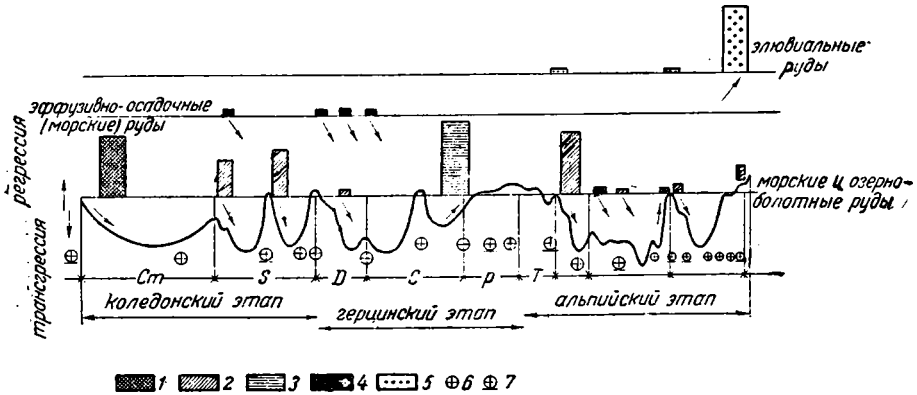
Л. В. Пустовалов исходит в конечном счете из тех же основных предпосылок о зависимости рудонакопления от орогенических движений, что и Л. Кайо, но только уточняет связи этих двух процессов и пробует физико-химически объяснить их. При эрозионном разрушении горных цепей вначале возникает главным образом обломочный и, в частности, грубообломочный материал, который и окаймляет цепи в виде более или менее широкого шлейфа. Позже, с ослаблением денудационных процессов, усиливается химическое выветривание, и роль растворенных веществ возрастает. При этом в процессе переноса растворов происходит химическая дифференциация растворенных веществ: менее стойкие оседают скорее и ближе к источнику питания, более стойкие — позже и дальше от него. Так как железистые соединения принадлежат к числу нестойких, то они выпадают из раствора одними из первых. Отсюда следует, что железные руды, вообще говоря, должны быть одними из наиболее ранних образований в общем ходе седиментационного процесса, получившего толчок от орогенических движений. Схема распределения осадков Европейской части СССР, изображенная на стр. 363 т. I «Петрографии осадочных пород», по мнению Л. В. Пустовалова, подтверждает его выводы, полученные по существу простым анализом хода химической дифференциации.

В отличие от Л. В. Пустовалова, автор настоящей монографии шел чисто эмпирическим путем сопоставлений общего хода осадочного железорудного процесса с общей картиной палеогеографических изменений на земной поверхности в геологическом прошлом, причем получил ряд соотношений, не укладывающихся в схему Пустовалова — Кайо. Так как автор и сейчас убежден в предпочтительности именно эмпирического

и индуктивного подхода к разбираемой проблеме, то в дальнейшем мы остановимся прежде всего на чисто фактических сопоставлениях оро- и эпейрогенических движений земной коры и хода рудного железорудного накопления.

1. Историко-геологическая обстановка возникновения железорудных месторождений и эпох

В нашу задачу не может входить реконструкция последовательности оро- и эпейрогенических движений земной коры в прошлом во всем их объеме, ибо это составляет предмет целой отрасли геологической науки — исторической геологии. Но напомнить самые общие черты истории эпейрогенеза совершенно необходимо, причем сделать это сейчас очень удобно при помощи кривых, данных впервые Г. Штилле в его «Основах сравнительной тектоники» (1924). Попытку обновить и расширить эти кривые эпейрогенеза для всего промежутка времени от кембрия до настоящего



Фиг. 121. Движения земной коры и формирование гипергенных железорудных месторождений.

1 — джеспиллитовые морские руды; 2 — гидротетито-шамозито-сидеритовые руды; 3 — паралические сидериты; 4 — эффузивно-осадочные руды; 5 — элювиальные руды; 6 — орогенические фазы; 7 — орогенические фазы совершенно в иной области, чем та, где идет накопление железа.

времени представляет диаграмма, изображенная на фиг. 121, на которой помимо колебаний земной коры нанесены и все железорудные эпохи.

Так как фациальные типы железных руд достаточно разнообразны, можно а priori предполагать, что и отношение их к общему ходу эпейрогенических колебаний земной коры будет неодинаково. В наших целях удобно все руды сгруппировать в три отчетливо различных группы, из которых первая обнимает морские и озерно-болотные, вторая — элювиальные, третья — эффузивно-осадочные накопления. Эти три группы и изображены на диаграмме фиг. 121 отдельно.

Анализируя отношение выделенных типов руд к орогеническим движениям нетрудно заметить, что оно значительно неодинаково. Из всех железорудных комплексов, какие мы знаем в истории Земли, только два — верхнекарбонный и неогеновый — действительно совпадают территориально и хронологически с ясно выраженными орогеническими процессами и могли бы принципиально ставиться в связь с предшествующими орогеническими (в тектоническом смысле) движениями. В верхнекарбонное время паралические сидеритовые руды возникают в Англии, Германии и США, на площади огромного предгорного прогиба, сформировавшейся под непосредственным воздействием судетского орогенеза, хотя

и в значительном удалении от поднявшихся горных цепей. Точно так же в неогеновое время керченские руды формируются вблизи возникающего Кавказского хребта, который как раз перед киммерийской эпохой испытал незначительный складкообразовательный пароксизм. Во всех остальных подавляющих количественно случаях какой-либо уловимой связи между орогеническими актами и железнакоплением в морях и озерах установить не удается. Таконийская складчатость, с которой можно было бы сопоставлять клинтонское рудоотложение в США, имела место на крайнем северо-востоке Аппалачей, накопление же руд происходило в средней и особенно южной их частях, на громадном расстоянии от области складкообразования. Древнекиммерийская складчатость, предшествовавшая юрской железорудной эпохе, свое главное развитие имела в Вост. Альпах, Карпатах, в Крыму, Средней Азии, на северо-востоке и юго-востоке Азии, т. е. как раз в тех местах, где сколько-нибудь заметное рудоотложение отсутствовало. На территории западноевропейских герцинид, где в юрское время происходило накопление подавляющей массы железных руд, сколько-нибудь заметные проявления древнекиммерийской фазы не констатируются. Еще резче сказывается этот диссонанс для ларамийской складчатости. Ее зона действия — Кордильерская и Андийская геосинклинали, руды же возникают (в эоцене и конце мела) на юго-западе Аппалачей, в Зап. Европе (Германия) и на Русской платформе (хоперские руды). Для остальных железорудных комплексов вообще нет данных связывать их с проявлениями орогенических фаз. В то же время существует ряд (иногда крупных) тектонических пароксизмов, у которых нет соответствующего железорудного эквивалента. Таковы — салаирский орогенез, движения конца силура, конца перми, конца юры, австрийская фаза, пиренейская и ряд неогеновых. Все эти факты ясно свидетельствуют, что наличие орогенических движений в более или менее близком прошлом вовсе не является таким необходимым условием возникновения морских и озерно-болотных руд, как это рисуется схемой Кайо — Пустовалова. В отдельных редких случаях такое совпадение имело место, в подавляющем же большинстве, наоборот, осадочное рудное железнакопление как бы избегает орогенные эпохи и области, тяготея к зонам и временам медленных эпйрогенических колебаний.

Еще резче выражена эта тенденция у руд элювиального типа. В настоящее время известны три комплекса их — неогеново-четвертичный, ранне-палеогеновый и ранне-юрский. В первом случае формирование руд падает на эпоху, когда в земной коре, вообще говоря, идут интенсивные горообразовательные процессы, но локализуются эти процессы совершенно в иных местах, чем те, где формируются железные руды выветривания. Орогенезы захватывают Кордильеры, Анды, зону Тетиса. Руды же возникают в Гвиане, Бразилии, Ц. Африке, Индостане, Австралии. Руды о. Куба и Борнео попадают как-будто в зону орогенеза, но занимают здесь места, которые пережили орогенез задолго до образования руд и к моменту их возникновения представляли тектонически спокойные, нивелированные районы. Руды раннего палеогена находятся в Аппалачах и Германии, а более или менее синхроничные орогенезы — в западной части С. Америки, на юге Европы, на северо-востоке Азии. Ранне-мезозойские же элювиальные руды Урала возникли вообще до древнекиммерийских движений, в конце длинного континентального промежутка времени, следовавшего за герцинским орогенезом этой части западно-сибирской складчатой зоны. Таким образом, элювиальные железные руды самым отчетливым образом избегают проявлений орогенеза. Это и естественно. Необходимым условием их генезиса является отсутствие сколько-нибудь резких колебаний земной коры и связанного с этим усиления

денудационной деятельности. В областях же идущего или только что завершенного орогенического акта нет ни динамической стабильности, ни нивелированного рельефа, ни слабой денудации. Менее определенно обстоит дело с рудами эффузивно-осадочными, вообще, как известно, довольно редкими. Часть этих месторождений (как в девоне Судет) возникла в областях, где в прошлом имело место проявление каледонского орогенеза. Но для большинства доказать этого нельзя. Наоборот, руды подчинены крупнейшим согласно напластованным свитам и, значит, должны были возникать на фоне длительно протекавших плавных эпейрогенических колебаний.

Таким образом, отношение железорудного процесса к орогеническим движениям земной коры совершенно не то, каким рисуют его схема Кайо — Пустовалова. Лишь в отдельных немногочисленных случаях озерно-болотных, морских и эффузивно-осадочных руд рудоотложение следует за орогенической фазой и располагается территориально вблизи области проявления орогенеза (на территории предгорного прогиба). В подавляющем же своем большинстве рудонакопление происходит лишь в зонах и областях плавных эпейрогенических колебаний. При этом довольно крупная группа элювиальных руд и внутри эпейрогенных территорий приурочивается лишь к ареалам особо замедленных, затухающих колебаний и пенепленизирующегося рельефа.

Но эпейрогенические колебания сложны. В каждом из них можно различить по крайней мере четыре момента: фазу нарастания прогибания, фазу его максимума (приостановка погружения), фазу поднятия и следующую за ней фазу верхней остановки. Мелкие частные колебания, кроме того, сливаются в более крупные, широкие и длительные движения, охватывающие огромные территории континентов. Анализируя соотношения рудонакопления с эпейрогенезом, естественно поставить вопрос: с какими же фазами крупных и мелких колебаний преимущественно связано отложение железных руд. Изучение с этой точки зрения диаграммы эпейрогенеза, изображенной на фиг. 121, показывает, что подавляющая масса озерно-болотных, морских и эффузивно-осадочных комплексов приурочивается либо к началу крупных и длительных волн погружений, к эпохам трансгрессии, либо к концу этих волн, к эпохам регрессий, отчетливо избегая их срединных моментов. В самом деле, нижнекембрийские, нижнесилурийские, верхнесилурийские, нижнедевонские, лейясо-доггеровые и эоценовые морские и озерно-болотные руды самым отчетливым образом совпадают с развертыванием крупных трансгрессивных волн, характеризующих соответствующие периоды. Наоборот, нижнепермские и датские руды попадают отчетливо на периоды поднятий, характеризующих в это время земную кору вообще. Не вполне ясно положение верхнедевонского железорудного комплекса, который с равным правом может рассматриваться и как относящийся еще ко времени нарастания трансгрессивной волны, и как принадлежащий уже ко времени максимума ее. Но если даже справедливо последнее, общей картины это не меняет.

Еще более отчетливо выступает связь с началом и концом колебательных движений при разборе условий образования отдельных месторождений.

Изучая соответствующую литературу, мы сталкиваемся с замечательным явлением, которое повторяется почти без исключения на всех известных морских и озерных месторождениях. Железорудные толщи этих месторождений располагаются почти неизменно на размытой поверхности подлежащих пород и представляют, следовательно, трансгрессивно залегающие свиты. Собственно же железорудные пласты в подавляющей своей массе приурочены к нижним частям свит и находятся либо непосредственно у контактовой поверхности (редко), либо на некотором рас-

стоянии от контакта (чаще всего), представляя как бы переход от базальных членов разреза к более высоким и тонкозернистым. Пласты, которые не привязаны к нижним горизонтам свиты, в подавляющем большинстве случаев оказываются расположенными в самой верхней части разреза, уже вблизи следующей, лежащей выше трансгрессивной свиты. И лишь в отдельных случаях железные руды не обнаруживают закономерной связи с какой-либо частью разреза железорудных толщ. Соотношения первого типа (железные руды вблизи нижнего контакта) наблюдаются в нижнекембрийских месторождениях Испании и Маньчжурии, в нижнесилурийских железистых кварцитах Зап. Саян, в ордовичских же рудах Богемии, Бретани, Нормандии и Нью-Фаундленда. В этом последнем случае можно видеть, что железорудная свита в целом разделяется на четыре комплекса, располагающихся один на другом трансгрессивно, причем пласты железных руд залегают почти без исключения вблизи контактов; в исключительных случаях они сосредотачиваются, наоборот, в верхних частях комплекса. Трансгрессивное залегание и близость к контакту устанавливаются также для верхнесилурийских клинтонских руд С. Америки, для девонских красных железняков Урала, юрских (минеттовых и других) руд Германии и Англии, юрских руд Русской платформы и Урала (Халиловский бассейн), лейясовых и мальмовых руд Кавказа, Хоперского железорудного горизонта, эоценовых руд С. Америки, Керченского железорудного бассейна. Достаточно отчетливо повторяются те же черты и в ряде ближе изученных бассейнов докембрия: Криворожском и КМА, Мезаби, Пеноки и др. в С. Америке, в толщах Витватерсранд и Нама-Трансвааль в Ю. Африке. Таким образом, обстановка нарастания и режеспада трансгрессивных волн — все равно крупных или малых — вот обстановка, наиболее благоприятствовавшая в прошлом возникновению как отдельных морских и озерно-болотных месторождений (малые волны), так и целых серий и групп их — железорудных горизонтов (крупные волны).

К этому необходимо добавить еще, что если и не всегда, то во многих случаях эпохе трансгрессии предшествовал достаточно хорошо выраженный и длительный континентальный промежуток, в течение которого рельеф имел достаточную возможность пенепленизации, а выходящие на поверхность породы к образованию коры выветривания. Эти соотношения наблюдаются у отдельных месторождений почти всех эпох, особенно нижнекембрийской, верхнесилурийской, юрской, палеогеновой и др.

Так как эпейрогенные морские и озерно-болотные руды образуют главную массу дошедших до нас ископаемых руд вообще, установленная только что закономерность их возникновения определяет закономерность появления (и исчезновения) железорудных эпох в истории Земли. Железорудные эпохи в общем теснейшим образом связаны с ходом эпейрогенических движений и совпадают с начальными (реже — с конечными) стадиями крупных трансгрессивных волн, имевших место в истории Земли. Наличие небольшого числа эффузивно-осадочных и элювиальных руд, не подчиняющихся этому правилу, не отменяет самой закономерности, а вскрывает только истинный характер ее как чисто статистической, массовой, аналогичной закономерностям распределения руд по фациям (гл. III) и тектоническим структурам (гл. IV).

Поскольку марганцеворудные и бокситоворудные эпохи либо полностью совпадают с железорудными, либо очень близки к ним, основная закономерность, выведенная для железорудных эпох, относится, очевидно, и к их ближайшим аналогам.

2. О причинах привязанности морских и озерно-болотных железных руд к эпохам разветывания и спада трансгрессий

Спрашивается, что же обуславливает привязанность морских и озерно-болотных железных руд к эпохам разветывания и спада трансгрессивных волн? Чтобы понять это, необходимо обратить внимание на некоторые специфические особенности палеогеографии эпох трансгрессий и регрессий.

Развитие крупной трансгрессии на каком-либо значительном участке земной коры предполагает нисходящее движение этого участка, что и вызывает постепенное погружение его под уровень моря. В силу различий структуры разных участков, это нисходящее движение осуществляется не везде одинаково быстро: одни участки забегают вперед и уже заливаются водой, другие — отстают и выдаются из-под воды в виде более или менее крупных островов и полуостровов с причудливыми очертаниями береговой линии. С развитием погружений размеры и количество островов убывают, а площадь воды — возрастает, и в конце концов, в момент максимума трансгрессий, территория прежнего континента превращается в огромный водный бассейн, водное зеркало которого либо совсем свободно от остатков суши, либо содержит минимальное их количество. При регрессии все события идут, очевидно, в обратном порядке; из-под водной глади поднимаются один за другим все новые острова, растут, сливаются друг с другом и превращаются, наконец, в сплошной континентальный массив с умирающими реликтовыми бассейнами на нем.

Таким образом, как при трансгрессии, так и при регрессии колеблющиеся территории временно проходят через более или менее выраженную и длительную стадию островного моря, обстановка, как мы видели в гл. III, особо благоприятную (по характеру дренажа поверхностных вод) для возникновения морских осадочных железных руд (и их аналогов). В этом обстоятельстве и кроется основная причина, почему морские руды так отчетливо тяготеют к колебательным движениям земной коры, особенно к эпохам разветывания прогибаний или начала поднятий. Когда трансгрессивные волны мелки и единичны, возникают единичные месторождения. Когда (как в эпохи общих погружений) они крупны и широко развиты, образуются серии железорудных накоплений, возникают железорудные эпохи.

Одновременно с изменениями палеогеографии затопляемой территории идут характерные изменения седиментационного процесса, которые также не остаются без влияния на формирование морских железных руд.

Известно, что в любой отрезок геологического времени континентальные участки доставляли в бассейны, где шла аккумуляция, с одной стороны, обломочный материал разной крупности, с другой — растворы разнообразных веществ, в том числе и Fe. Но соотношения этих групп веществ, равно как и абсолютные массы их, не оставались постоянными. Из самого механизма возникновения трансгрессий, данного выше, видно, что если даже трансгрессия осуществляется на территории пенеплена, неодинаковая быстрота погружений разных частей площади создает некоторое временное «омоложение» рельефа и усиление денудационных процессов, в одних случаях — большее, в других — меньшее. В непенепленизированных районах это оживление денудации будет, вероятно, еще более значительным.

В самом начале трансгрессии в период омоложения рельефа и усиления на островах (и континенте) геоморфологических процессов общая масса выносимого материала будет относительно большой, при особенно значительном удельном весе обломочных частиц в ней.

Это значит, что обстановка самых начальных моментов развития трансгрессионных волн весьма благоприятна для формирования в бассейне чисто обломочных пород, но неблагоприятна для возникновения химических осадков. С развитием погружений и денудации рельеф понижается, механический смыв ослабевает, химическое же выветривание усиливается, ибо теперь одна и та же масса породы дольше подвергается действию атмосферных агентов. Общая масса выносимого материала становится, конечно, меньше, чем в первые моменты седиментации, но уменьшение его идет за счет исключительно обломочных частиц, химически же растворенные вещества не убывают (абсолютно и относительно), а даже увеличиваются. Тем самым создается благоприятная обстановка для возникновения химических осадков вообще и железных руд в частности. В момент максимума трансгрессии, с исчезновением островов и пенеппенизации оставшегося незатопленным континента, размыв почти прекращается. Кора выветривания на нем очень глубока. В бассейн с континента не выносятся почти ничего, так как механическая денудация слаба, поверхностные же воды промывают глубоко выветрелые породы и потому также несут крайне мало растворимых веществ. В районах аккумуляции идет поэтому накопление не обломочных и не химических, а органогенных пород, карбонатных и кремнистых образований. При постепенных поднятиях континентов и усилении геоморфологических процессов события пойдут в обратном порядке, и вновь в какой-то определенный момент, хотя и далеко не всегда, создадутся благоприятные условия для отложения химических осадков.

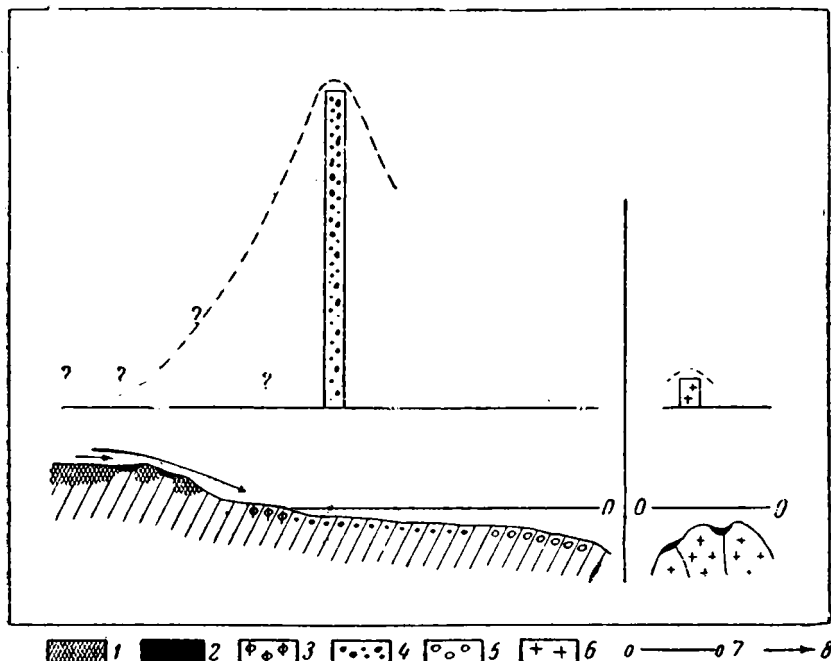
Так как отнюдь не всегда благоприятная географическая обстановка (т. е. конфигурация береговой линии, островной характер моря) сочетается с благоприятными условиями рельефа и денудации, то это достаточно объясняет, почему не всякая трансгрессия (и регрессия) сопровождается возникновением железных руд. Последние формируются лишь там, где архипелаговая география моря сочетается с умеренным рельефом островов, медленностью движений коры и относительной слабостью денудационных процессов. Этот же геоморфологический и динамический фактор определяет, сформируются ли железные руды непосредственно у контактовой поверхности с подлежащими породами или же на некотором расстоянии от нее.

Сказанное о морских рудах приложимо *mutatis mutandis* и к рудам озерным (их прямым гомологам). При начале нисходящих движений обширных пенеппенизированных территорий, в силу разных темпов этих движений, на различных участках площади возникает рельеф с положительными, денудлируемыми элементами — холмами, и с отрицательными — впадинами, служащими местом аккумуляции снесенных частиц. В зависимости от размаха возникшего рельефа может иметь место либо чисто обломочная, либо же смешанная, вначале обломочная, потом хемогенная аккумуляция. При умеренном рельефе вначале обычно сносится прежняя кора выветривания, а затем на обнажившихся поверхностях возникает новый элювиальный чехол. Эпоха его возникновения и является наиболее благоприятной для формирования всяких вообще хемогенных осадков, в том числе и железорудных, почему руды эти возникают в низах континентальных озерно-болотных свит. Динамическая неустойчивость создавшегося режима, однако, более или менее быстро нарушает эту обстановку и вновь приводит к возникновению чисто обломочных свит. В некоторых, правда редких, случаях ситуация, благоприятная для формирования озерно-болотных руд, в ходе указанных колебаний создается по нескольку раз, и тогда возникают 2—3 горизонта железных руд, как, например, в юрских отложениях Ю. Урала, где железорудные накопления встречаются и в хайбуллинской, и в зырень-агачской свитах.

3. О качественных особенностях отдельных железорудных комплексов и о факторах, их определявших

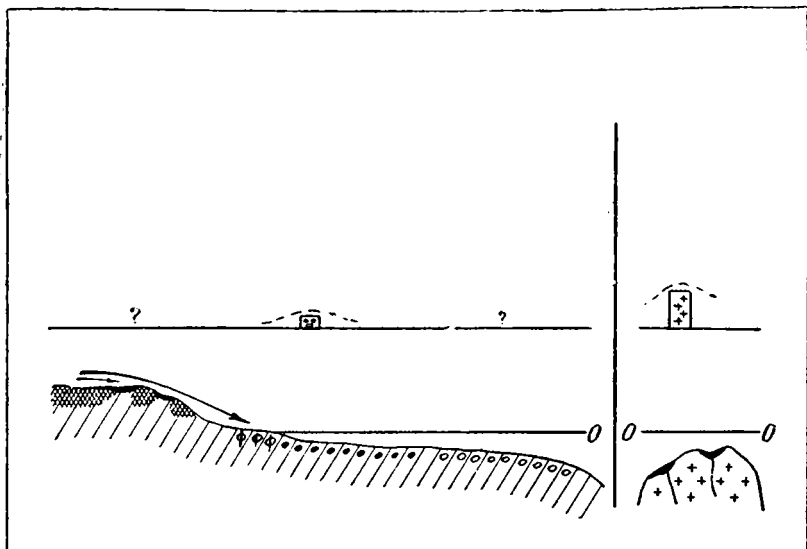
Итак, возникновение железорудных эпох и месторождений есть прямая функция общего хода оро- и эпейрогенических движений земной коры вообще и отдельных участков ее в частности.

Сказанным, однако, влияние движений коры на общий ход железорудного процесса не ограничивается: оно сказывается и на качественном составе железорудных комплексов, возникших в разные железорудные эпохи.



Фиг. 122. Фациальный профиль ордовичского рудного железнакопления.
 1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды;
 4 — гематито-шамозито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.

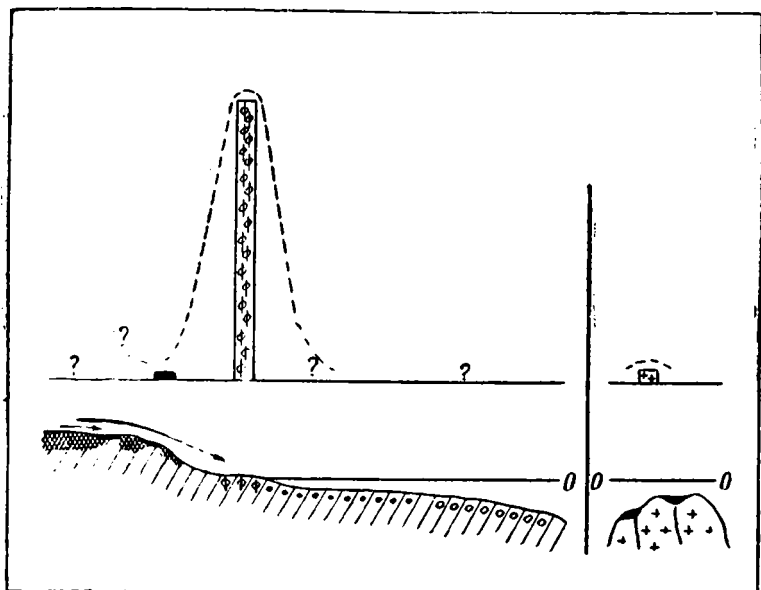
На фиг. 122—128 воспроизведены фациальные профили для отдельных железорудных эпох. Правда, они не полны и, значит, не отражают действительности во всей ее сложности. Но все же в сопоставлении с кривой эпейрогенеза они вскрывают очень интересные и несомненно не случайные соотношения. Когда железорудная эпоха совпадает с развитием общих погружений и трансгрессий, возникающие железорудные комплексы характеризуются резким преобладанием морских (осадочных и эффузивно-осадочных) железных руд или даже их исключительным наличием (?). Если же массовое железнакопление идет на фоне общих восходящих движений коры, возникают главным образом или даже исключительно (?) континентальные железные руды. Соотношения первого типа существуют у нижнесилурийской, верхнесилурийской, девонской, юрской эпох; второй тип свойствен верхнекарбоновой и неогеново-четвертичной эпохам. Конечно, уничтожение отдельных фациальных типов (например, континентальных руд) на древних стратиграфических горизонтах может спо-



1 2 3 4 5 6 7 8

Фиг. 123. Фациальный профиль девонского рудного железнакопления.

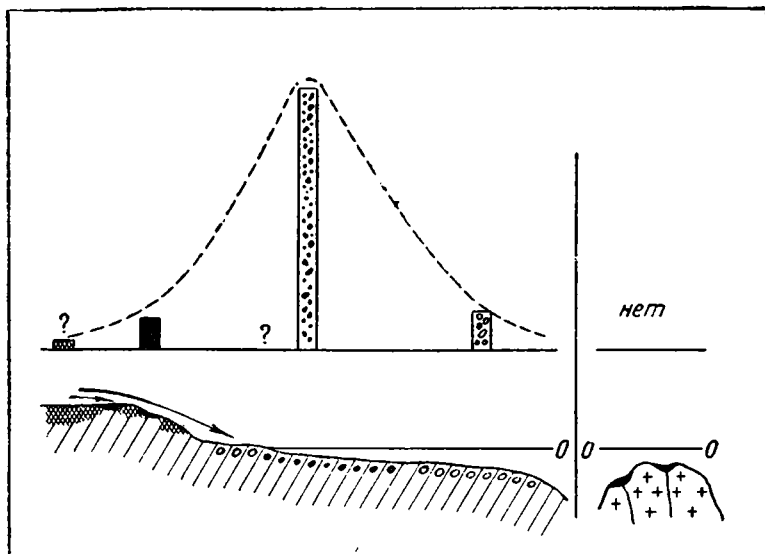
1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды; 4 — гематито-шамовито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.



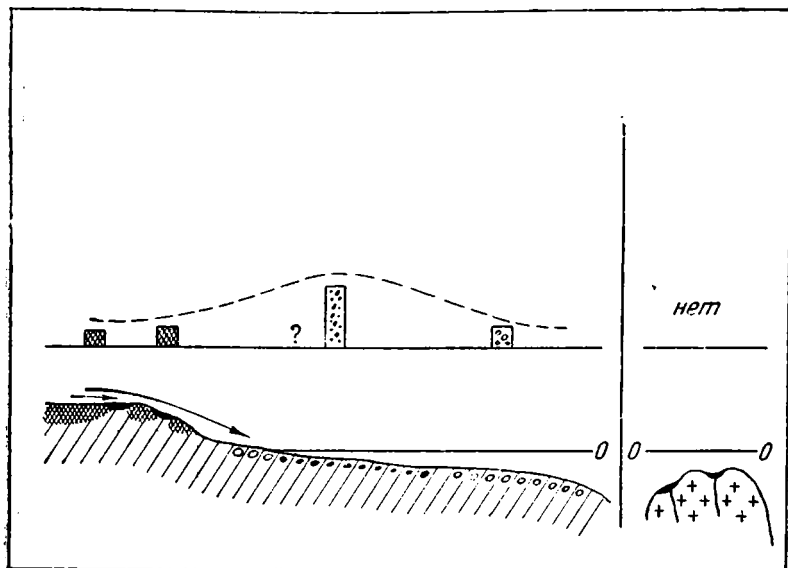
1 2 3 4 5 6 7 8

Фиг. 124. Фациальный профиль карбонового рудного железнакопления.

1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды; 4 — гематито-шамовито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.

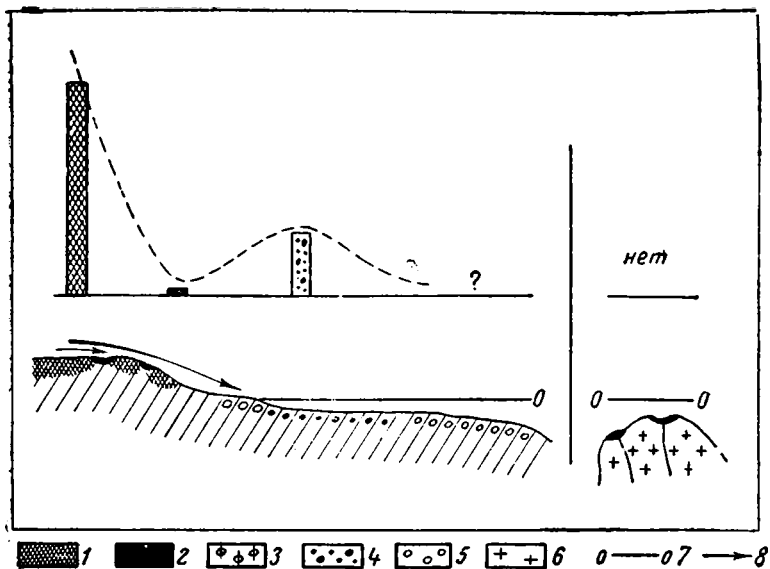


Фиг. 125. Фациальный профиль юрского рудного железнакопления.
 1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды;
 4 — гематито-шамозито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.



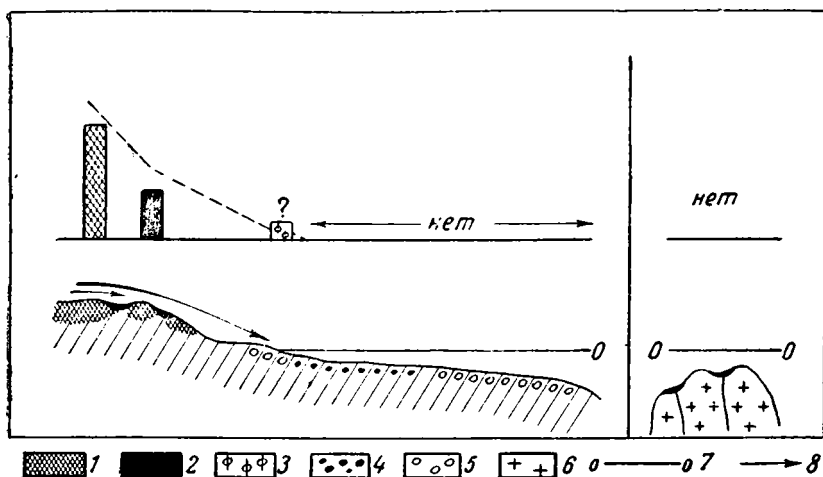
Фиг. 126. Фациальный профиль палеогенового рудного железнакопления.
 1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды;
 4 — гематито-шамозито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.

собствовать излишне резкому проявлению указанных отличий железорудных комплексов. Но в основе их лежат несомненно первичные соотношения, ибо слишком уж непосредственна связь между общим характером



Фиг. 127. Фациальный профиль неогенового рудного железнакопления.

1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды; 4 — гематито-шамозито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.



Фиг. 128. Фациальный профиль современного рудного железнакопления.

1 — элювиальные руды; 2 — озерно-болотные руды; 3 — паралические руды; 4 — гематито-шамозито-сидеритовые руды; 5 — сидеритовые руды; 6 — осадочно-эффузивные руды; 7 — уровень моря; 8 — направление миграций.

ром палеогеографической обстановки и фациальными типами железных руд.

Отмеченную закономерность можно выразить еще иначе. Изучение тектонической истории Земли показывает, что она может быть подразделена на несколько тектонических этапов. Для постальгонского периода это этапы каледонский, герцинский и альпийский; для докембрия — их может быть еще несколько. Хотя каждый последующий этап есть действи-

тельно новый шаг в развитии коры с целым рядом присущих ему новых индивидуальных особенностей в конфигурации платформ и геосинклиналей, в локализации и самом ходе трансгрессий и регрессий, в размещении вулканических очагов, даже в составе и типе формирующихся осадков (не говоря уже об органическом мире), — все же в общем ходе оро- и эпейрогенических колебаний в течение отдельных этапов есть и нечто общее. Начало этапа и средняя часть его характеризуются развитием погружений и трансгрессий на самых разнообразных участках земной коры, погружений, которые многократно могут сменяться временными поднятиями и даже более или менее заметными орогеническими актами. Конец же этапа отличается особенно развитыми орогеническими фазами и поднятиями коры, охватывающими (не вполне одновременно и не всегда в одинаковой степени) разные участки литосферы. В некоторых пунктах (регионах) в это время имеют место даже обратного характера движения (регрессии), но общего смысла картины это не меняет, хотя и значительно усложняет ее.

Если в эту общую характеристику тектонического этапа вставить наши железорудные комплексы, то получится, что в начале и в средней части этапа, когда идут общие погружения, возникают главным образом морские (гидрогётит-шамозит-сидеритовые) руды, в конце же этапа, в эпоху регрессий и поднятий — озерные, паралические и элювиальные руды, т. е. главным образом гидрогётиты, сидериты. Это очень хорошо видно для альпийского тектонического этапа, от которого рудные накопления уцелели с максимальной полнотой, а также для этапа герцинского, где до нас дошли руды и начала и конца этапа. От более древних уцелевают лишь руды начала и середины тектонического этапа, почему и относятся исключительно к категории морских накоплений. Но общая закономерность изменения характера железорудного комплекса в зависимости от положения его в истории тектонического этапа и для этих древних эпох в высшей степени вероятна.

Недостаточность фактического материала по марганцовым рудам и особенно по бокситам не позволяет проверить, насколько изложенные историко-геологические особенности железорудного процесса проявляются у его аналогов. Учитывая, что марганец склонен давать первичные концентрации главным образом в морских условиях, а Al_2O_3 , наоборот, в континентальных, можно думать, что периодические колебания в качественном составе рудных комплексов должны быть у них менее эффектны, чем у руд железных.

Глава VI

К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Анализируя стратиграфическое размещение различных фациальных типов гипергенных железных руд, нельзя не заметить одного чрезвычайно любопытного обстоятельства. По мере того, как мы спускаемся во все более глубокие горизонты стратиграфической колонки, петрографические типы руд начинают явственно меняться (фиг. 115). Обычные, разобранные в предыдущем, типы железных руд в виде элювиальных и озерно-болотных гидрогётитов, сидеритов, морских оолитовых гидрогётит-шамозит-сидеритовых руд и т. д. известны лишь из относительно «молодых» периодов истории Земли и не спускаются ниже нижнего палеозоя или самого верхнего альгонка (например, руды системы Нама-Трансвааль Ю. Африки).

Уже в нижнем палеозое появляется новый тип руд — полосчатые железняки, джеспиллиты, железистые кварциты, которые в более глубоких горизонтах пользуются исключительным распространением, вытесняя там собою все остальные типы.

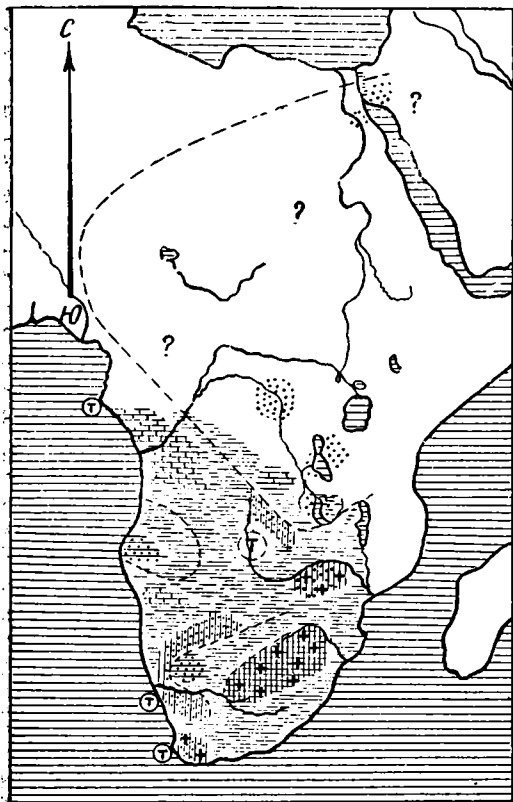
Отмеченный своеобразный состав докембрийских железных руд уже давно обратил на себя внимание исследователей и послужил толчком к появлению гипотез относительно причины этого явления. Наметились в общем две прямо противоположные точки зрения. Согласно одной докембрийские руды — точный аналог постальгонских морских руд, и отличия их от последних вызваны глубоким последующим метаморфизмом. Этот взгляд был в очень отчетливой форме сформулирован в 1911 г. Л. Кайо. «Несмотря на глубокие отличия, которые их (докембрийские и постальгонские) руды. — Н. С.) разделяют, — пишет этот исследователь, — аналогии остаются все же весьма существенными. И эти аналогии, с моей точки зрения, говорят в пользу общего происхождения. Что касается различий, то как бы глубоки они ни были, они — дело времени и вторичных воздействий». «Железистые осадки докембрия представляют, в моих глазах, наиболее древние члены крупной группы пород, всегда и везде сходных по своей сущности и развитых на очень разнообразных (стратиграфических) уровнях осадочной серии, начиная от гурона до меловой эпохи». Совершенно иной взгляд на докембрийские руды был высказан американскими исследователями Ван-Хайсом, Лийсом, Джиллом, Муром и Мейнардом и др. «Железорудные формации оз. Верхнего, — пишут в недавней работе С. Лийс, Ланг и А. Лийс (1935), — подобно аналогичным докембрийским формациям других мест, представляют осадки такого типа (и объема), какие неизвестны в послекембрийское время». «Они — единственный в своем роде результат специальной комбинации условий, которые с той поры больше не повторялись». Эта точка зрения на докембрийские руды как на своеобразные первично-осадочные породы, свойственные только глубокому прошлому, сейчас пользуется широким распространением и стала почти ходячим взглядом. Но, несмотря на это, до сих пор, к сожалению, неясно, как же следует толковать фаціальную природу докембрийских руд и каковы были причины, обусловившие их своеобразные отличия от более юных железорудных типов? Еще более загадочным остается, почему эти тонкослоистые джеспиллиты в своем распространении так упорно ограничиваются докембрием (в лучшем случае — докембрием и нижним палеозоем) и исчезают в последующие, новые этапы истории Земли? В чем заключаются изменения физикогеографической обстановки, уничтожившие этот древний тип и заменившие его новым?

Вдумываясь в причины, по которым разъяснение вопросов о фаціальном типе докембрийских руд находится в настоящее время в столь неясном положении, невольно приходишь к заключению, что коренятся они в характере материала, которым располагали предшествующие исследователи, обсуждавшие проблему докембрийских руд. В полевой работе железистые джеспиллиты встречались всегда оторванно, изолированно от более молодых типов руд, соотношения с последними никогда не устанавливались чисто фактически, почему и толкование фаціальных условий образования докембрийских руд всегда могло быть только условным. В настоящее время, после выхода в 1928 г. работы П. Вагнера о железных рудах Ю. Африки, такое положение дел радикально меняется, ибо этому исследователю посчастливилось на примере системы Нама-Трансвааль установить искомые фактические соотношения джеспиллитовых руд с оолитовыми гематит-шамозито-сидеритовыми и тем самым поставить всю проблему докембрийских руд на прочную документальную базу. К со-

жалению, сам П. Вагнер не понял этого принципиального значения своего открытия для всей проблемы гипергенного рудного железнакопления и ограничился обычного типа (преимущественно петрографическим) исследованием. Но это, конечно, несколько не мешает нам использовать его фактические данные в наших собственных, более широких целях. Изложению и анализу этих данных и посвящаются последующие страницы.

1. Оолитовые гематито-шамозито-сидеритовые руды системы Нама-Трансвааль Ю. Африки

Как видно из карты (фиг. 129), отложения Нама-Трансвааль встречаются в Ю. Африке чрезвычайно большим распространением, встреча-
ясь и на площадях верхнеальгонкских платформ, и в областях верхнеальгонкских геосинклиналей. На платформах они представлены относительно маломощными свитами (не свыше 400—1000 м), в одних случаях чисто карбонатными, в других — известняково-обломочными и даже чисто обломочными (вероятно континентальными). В составе этих свит нет ни эффузивных пород, ни железорудных накоплений, и очень мало кремнистых осадков. В геосинклиналях отложения Нама-Трансвааль, как правило, измеряются многими тысячами метров (до 10—14 тыс.) и значительно большим разнообразием фациальных типов. К северу и югу от Бенгуэльского массива отлагаются почти исключительно карбонатные осадки, достигающие 1000 м на севере и 4000 м на юге. В доломитах и известняках на севере часто сохраняется оолитовая структура, а исследование под микроскопом устанавливает нередко наличие многочисленных скорлупок фораминифер и сине-зеленых известей выделяющих водорослей. В известняках к югу от Бенгуэльского массива были обнаружены даже археоциаты (*Coscinoocyathus?* и др.). К югу и востоку от известняковой фации тянутся участки с еще более мощными карбонатно-обломочными свитами, где пачки доломитов и из-



Фиг. 129. Фаши системы Нама-Трансвааль Ю. Африки (по Е. Кренкелю).

1 — карбонатные толщи; 2 — проявления эффузивной деятельности; 3 — обломочные песчано-глинистые толщи геосинклинальные; 4 — обломочные песчано-глинистые толщи платформенного типа; 5 — железистые свиты и подчиненные им толщи железных руд в верхней части системы Нама-Трансвааль (низы системы в этом районе сплошь карбонатные); 6 — континентальные обломочные свиты; 7 — тиллитовые (или тиллитоподобные) образования внутри системы Нама-Трансвааль; 8 — границы альгонкских платформ и геосинклиналей; 9 — предполагаемое распространение морских осадков.

вестняков и известняков на севере часто сохраняется оолитовая структура, а исследование под микроскопом устанавливает нередко наличие многочисленных скорлупок фораминифер и сине-зеленых известей выделяющих водорослей. В известняках к югу от Бенгуэльского массива были обнаружены даже археоциаты (*Coscinoocyathus?* и др.). К югу и востоку от известняковой фации тянутся участки с еще более мощными карбонатно-обломочными свитами, где пачки доломитов и из-

вестняков в 200—300 м мощностью чередуются с еще более мощными толщами песчаников и глинистых сланцев. Конгломераты обычно располагаются в самом низу, в основании свиты, являясь базальными (или основными) и достигая иногда колоссальной мощности (1000 м у Гогабиса). На крайнем востоке Конго-Родезийской геосинклинали в верхах Нама-Трансвааль появляются прослой изверженных пород. К югу от Бечуанского массива строение системы становится сложнее. Нижний отдел слагается почти исключительно карбонатными породами, известняками и доломитами, особенно развитыми в Трансваале, где доломитовая серия достигает 1200—1600 м мощности; в доломитах часты прослой кремней и были найдены шарообразные концентрически-слоистые постройки известь выделяющих водорослей *Cryptozoon* и *Newlandia*. Верхний отдел (известный в Трансваале под названием серии Претория, а в области Гриквы под названием слою Грикватаун), наоборот, почти лишен карбонатных осадков и представлен мощными толщами яшм, а часто и глинистых сланцев, с которыми ассоциируются железные руды и, на некоторых горизонтах, эффузивные толщи. За пределами указанных двух штатов, на крайнем юго-западе отложения Нама-Трансвааль представлены обломочными и эффузивно-обломочными свитами, очень плохо изученными. Железорудные накопления здесь не указываются.

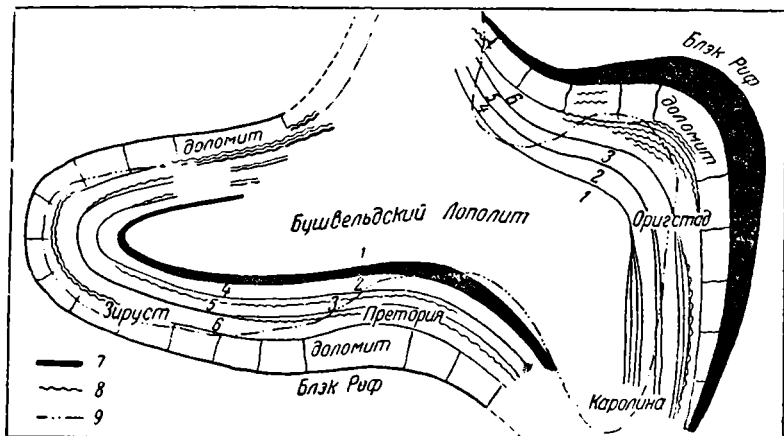
Итак, внутри огромной площади, занятой системой Нама-Трансвааль, железорудная фация встречается на относительно ограниченной территории к югу от Бечуанского массива. В пределах этой территории различаются три обособленных ареала их развития. Первый располагается в области Зап. Гриквы, причем представляет полосу шириною ок. 10 миль и длиной до 300 миль, протягивающуюся от Дорнсберга (на юго-западе) через Асбестовые холмы к холмам Куруман. Второй район обнимает периферические части котловины, выполненной Бушвельдским комплексом (фиг. 130). Третий — небольшую мульду Потчэфсрум к югу от Бушвельдской котловины.

Петрографически выделяются два резко различных типа железных руд: оолитовые гематит-(магнетит)-шамозито-сидеритовые руды и так называемые железистые кварциты¹ или железистые роговики. Первый тип развит главным образом по южной и восточной периферии Бушвельдского комплекса, где образует несколько обособленных, ясно выраженных горизонтов (фиг. 131, 132), приуроченных к зоне Таймеболл-Хилл (Главный горизонт или Магнитный кварцит, Пизолитовый железняк, глинистый пласт), к зоне Даспурт и зоне Магалесбергских кварцитов, — т. е. к средним и верхним частям серии Претории. Те же горизонты оолитовых руд встречаются и в Потчэфсрум. Железистые кварциты наиболее отчетливо и мощно выражены в области Зап. Гриквы, где слагают громадные толщи в сотни метров мощностью. В области Бушвельдского комплекса они располагаются в самом основании серии Претория и по северной и северо-восточной периферии комплекса.

Ознакомление с минералого-петрографическими особенностями руд удобно начать с руд оолитового типа и, в частности, с руд таймеболлского горизонта как изученных наиболее подробно. Основным пластом здесь является «Магнитный кварцит» или главный таймеболлский горизонт (фиг. 132). Это наиболее устойчивый рудный пласт и, без сомнения, один из величайших железорудных пластов в мире вообще, если только не самый грандиозный (П. Вагнер). По южной окраине Бушвельдского комплекса (фиг. 130) он тянется от Лпруста на западе до окрестностей Дельмаса, на востоке на протяжении около 200 км; по восточной окраине — от окрест-

¹ Этим термином как наиболее принятым в русской литературе мы передаем термин П. Вагнера banded ironstones.

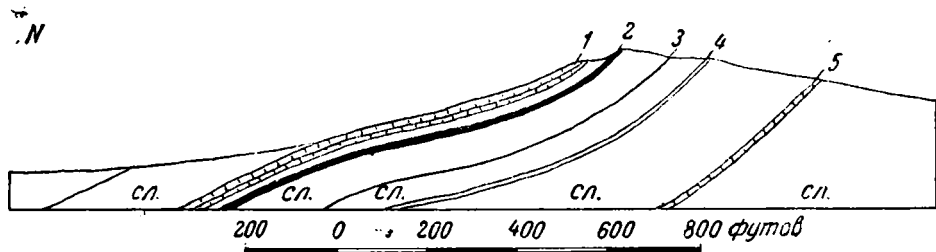
ностей Каролины до окрестностей Оригстада, на расстоянии 288 км (измерено по линии выходов). Если даже южная полоса не переходит непосредственно в восточную, то и тогда совокупная длина пласта превосходит 480 км; в противном случае она еще больше. На этом огромном протяжении как



Фиг. 130. Схема геологии Бушвельдской котловины, показывающая изменения в мощности и литологическом составе различных подразделений системы Нама-Трансвааль и границы различных железорудных горизонтов (из П. Вагнера).

1 — кварциты Магалисберга; 2 — кварциты Даспурта; 3 — кварциты Таймеболла; 4 — сланцы Магалисберга; 5 — сланцы Даспурта; 6 — сланцы Таймеболла; 7 — кварцитовая группа; 8 — железорудная фация ее; 9 — приблизительная внешняя граница метаморфизма.

мощность пласта, так и его строение конечно меняются не раз и притом значительно. На крайнем западе он беден железом и типично развит лишь к востоку от железной дороги Кругерсдорп-Хекпурт, достигая наилучшей выраженности в окрестностях г. Претория (фиг. 130). Здесь мощность пла-

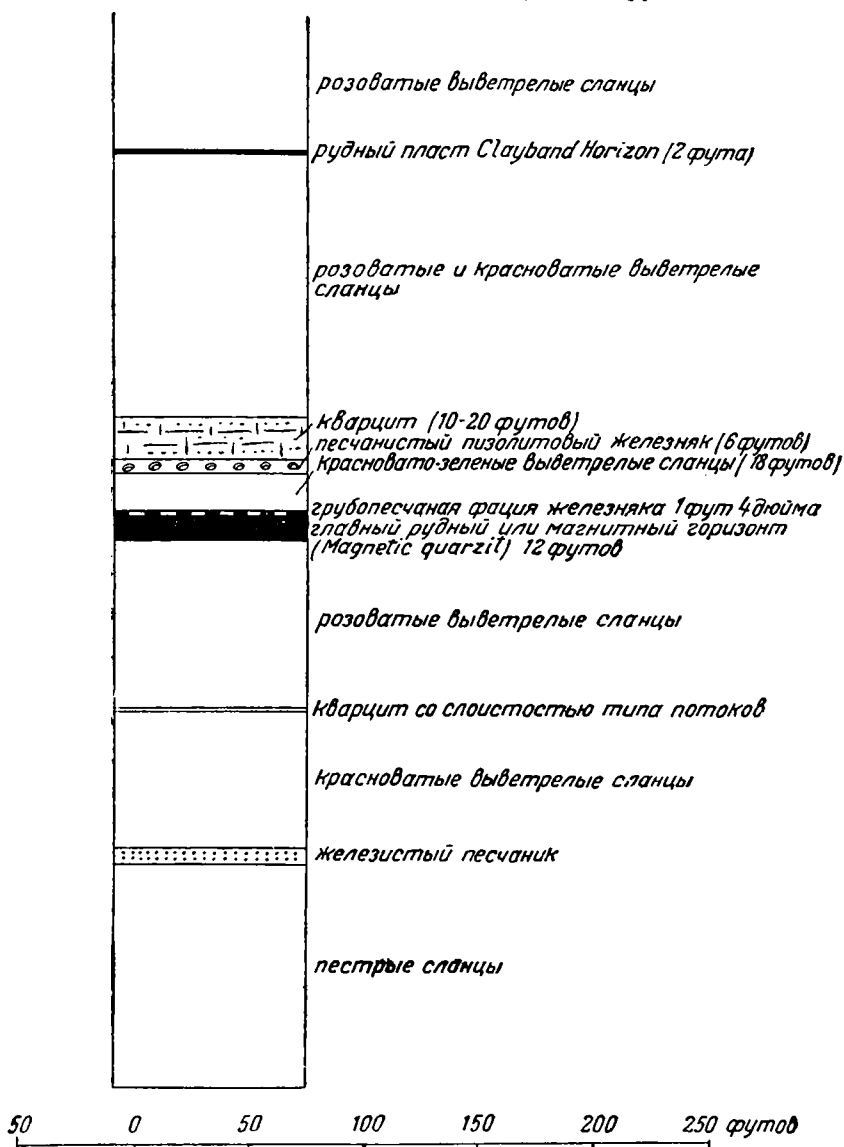


Фиг. 131. Разрез железорудных слоев зоны Таймеболл Хилл (по П. Вагнеру).

1 — кварцит; 2 — рудный пласт; 3 — кварцит носослюстый; 4 — железистый песчаник; 5 — кварцит; сл. — сланцы.

ста колеблется от 1.8 м до 6.5 м; отделяясь от него незначительным промежутком в 6 м, следует песчаный пизолитовый железняк (в 3 м), который, хотя его и выделяют в самостоятельный рудный горизонт, представляет по существу как бы часть главного пласта. На востоке (фиг. 130) наибольшее развитие пласта имеет место в окрестностях станции Эйрли железной дороги от г. Претории до залива Делагоа, где мощность руды достигает 9 м (27 футов). На расстоянии 12—13 м к низу его сопровождается здесь другой, слабо выраженный железистый горизонт, а на расстоянии 22—23 м — третий пласт, несколько более мощный (но бедный железом).

«Макроскопически железорудный пласт, — пишет П. Вагнер, — представляет плотную твердую тонкозернистую блестящую породу черного или красно-бурого цвета. Невооруженным глазом в ней можно обнаружить маленькие обработанные водой кварцевые зерна, погруженные в обильную



Фиг. 132. Разрез железорудных слоев зоны Таймеболл Хилл (деталь к фиг. 131).

основную железистую массу. С помощью лупы обычно легко открывается тонкая оолитовая структура руды и маленькие сверкающие кристаллики магнетита или мартита. Кварцевые зерна в некоторых случаях распределены в породе равномерно. Но обычно порода более или менее отчетливо полосчата благодаря чередованию прослоев более богатых и более бедных кварцем. Богатые кварцем прослои достигают 26 дюймов мощности и местами делают весь пласт на несколько пачек». В других случаях (на вос-

токе) внутри пласта, особенно в нижней части, появляются прослой глин. У г. Претории верхние 0.8 м руд вообще сильно песчанисты. Характерную черту рудного пласта составляет частое наличие в нем косой слоистости типа временных потоков и иногда волноприбойных знаков. «Трещины усыхания были отмечены в тонком пласте зеленоватого сланца, перекрывающем грубопесчанистую разновидность рудной породы, образующей верхнюю часть пласта». «В некоторых случаях руда включает валуноподобные тела, до 2 см в диаметре, плоской дискоидальной формы, образованные главным образом окисью железа (тип глиняных катунов)».

Изучение в шлифах образцов из буровой скважины к западу от г. Претории, взятых с глубины 115 до 120 м и представляющих невыветрелую породу, показало (фиг. 133—137), что в состав руды входят довольно разнообразные компоненты и прежде всего многочисленные эллипсоидальные и сферические оолиты размерами около 0.3 мм по большей оси (крайние пределы 0.61×0.38 мм и 0.1×0.06 мм). «В качестве ядра оолитов служит обычно зерно кварца, но оно может быть образовано также магнетитом, маленькими пятнами шамозита или тонкораздробленного гематита. Первичный кварц ядра может быть иногда замещен вторичным кальцитом. Ядра окружены чередующимися тесно расположенными концентрическими магнетита и шамозита, которые снаружи облечены толстой оболочкой магнетита. Последняя сама часто окружена широкой, но менее определенной каймой красного «аморфного» гематита; гематит же встречается иногда и между ядром и внешними оболочками. Гематит (в этих случаях) производит впечатление вторичного образования. Но в некоторых оолитах тонкие оболочки магнетита и нормального плотного гематита чередуются одна с другой, и гематит здесь, очевидно, первичный. Внутренние оболочки магнетита и гематита, как правило, очень тонки, некоторые из них имеют мощность только 0.001 мм. Внешние магнетитовые концентры в общем превосходят 0.02 мм в толщину. Между размерами ядра и общей толщиной окружающих его оболочек определенных соотношений не наблюдается. Иногда очень крупное зерно кварца окружено только одним или двумя тонкими слоями окиси железа или шамозита, в то время как в других случаях оно может быть одето очень значительной по толщине общей оболочкой шамозитовых и магнетитовых слоев. Многие из оолитов сложные, причем два или более зерна с самостоятельными ядрами включаются в общую непрерывную внешнюю оболочку окиси железа».

Наряду с оолитами в качестве обособленных составных частей рудного пласта значительную роль играют зерна кварца и кристаллы магнетита. Обломочные кварцевые зерна колеблются в размерах от 0.05 до 0.8 мм, редко больше. «Большинство из них имеет овальные очертания. По большей части они достаточно хорошо окатаны, а иногда окатанность их исключительно высокая». Кристаллы магнетита замещают оолиты и зерна кварца. «Крошечные резко ограниченные октаэдры этого минерала, — пишет П. Вагнер, — иногда целиком погружены в периферической зоне кварцевого зерна. Местами агрегаты крупных магнетитовых кристаллов почти целиком замещают первичную основную массу породы. Магнетит обязан своим происхождением перекристаллизации части содержащегося в породе железа, причем железо, пошедшее на его образование, было заимствовано как из оолитов, так и из основной массы, в которую они были погружены». «Промежутки между оолитами, кристаллами магнетита и кварцевыми зернами... заняты либо одним шамозитом, либо смесью шамозита и плотного тонкораздробленного красного гематита, либо, наконец, смесью шамозита, гематита и магнетита». Цемент породы настолько плотен, что при разбивании она раскалывается одинаково и по цементу и по кварцевым зернам.

Несколько уклоняются от описанного типа руды пизолитового пласта (фиг. 138), сопровождающего в окрестностях Претории главный пласт, а также руды «Глинистого пласта» (фиг. 139, 140). Пизолитовый пласт слагается красновато-бурой выветрелой породой, образованной богатыми железом пизолитами до 1 см в диаметре, разбросанными в тонкозернистой основной массе. «Пизолиты отчетливо полосчатые и состоят из чередования концентрических слоев желтовато-бурого и желтого цвета... Неизменные оолиты вероятно состояли из чередующихся тонких слоев гематита или лимонита и богатого шамозитом ила». Цемент, в который они погружены, состоит из угловатых и полуокатанных (субангулярных) зерен, до 0.13 мм в диаметре, и склеивающих его гематита или лимонита.

«Глинистый пласт» в невыветрелом состоянии представляет «слабопятистную, тонкозернистую серовато-черную породу, обладающую на свежих поверхностях разлома оттенком зеленого; при выветривании образует желто-бурую глиноподобную лимонитовую массу, откуда и название пласта. Шлифы свежих буровых образцов показывают, что руда состоит главным образом из магнетит-шамозитовых оолитов (средний диаметр около 0.1 мм), расположенных в сидеритовой основной массе, или же из оолитов только шамозитовых, причем сидерит оказывается распределенным в породе несколько неравномерно. В редких, исключительных случаях основная масса слагается главным образом из магнетита. В нормальном, богатом железом, развитии руда практически свободна от обломочного кварца, но некоторые более бедные разновидности содержат значительную долю кварца. Во всей породе рассеяны многочисленные зерна анортита своеобразной формы, занимающие промежутки между рудными минералами. Интересно, что в оолитах и в основной массе руды шамозитом ассоциируется какой-то бурый блеке не определенный минерал (возможно частично окислившийся сидерит). Достоверно установленный сидерит «местами замещает шамозит оолитов и основной массы руды, и это замещение локально оказывается почти полным», — явление, в точности воспроизводящее соотношения этих минералов, например в Wabana-ores Нью-Фаундленда.

Химический состав пород демонстрируется следующими анализами (табл. 17 и 18).

На основании первых анализов табл. 17 и 18 П. Вагнер высчитал следующий примерный минералогический состав невыветрелой руды для Главного рудного пласта (I) и для пласта Глинистого (II):

I		II	
Кварц	11.19%	Шамозит	21.97%
Ильменит	0.29	Сидерит	12.53
Магнетит	35.22	Магнетит	60.92
Гематит	17.01	Апатит	2.65
Шамозит	28.60	SiO ₂ (остаток)	0.60
Апатит	0.46	Fe (избыток)	0.56
Кальцит	1.36	P ₂ O ₅	0.04
CaO (не вошедший в рас- чет)	0.28		99.27%
Вода	5.50		
	<hr/>		
	99.86%		

Руды горизонта Даспурт и Ваайкрааль (Магалесберг), там где они не затронуты процессами метаморфизма, характеризуются совершенно теми же особенностями, что и руды горизонта Таймболл-Хилл, почему останавливаться на них особо нет нужды. Но в тех пунктах, где, благодаря близкому соседству с Бушвельдским интрузивным комплексом, руды

**Химический состав южноафриканских руд системы Нама-Трансвааль слоя
«Главный магнитный кварцит»
(по П. Вагнеру)**

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	19.05	22.16	17.97	18.20	17.44	18.80	21.0	19.95
TiO ₂	0.15	Следы	Нет	Следы	Следы	—	Нет	0.15
Al ₂ O ₃	6.60	5.24	5.79	5.60	7.38	4.48	5.60	6.05
Cr ₂ O ₃	Следы	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—
Fe ₂ O ₃	41.30	36.35	69.71	62.64	68.11	66.80	65.00	64.55
FeO	22.70	23.13	0.87	6.65	1.32	4.81	3.21	0.70
MnO	0.25	0.45	0.19	0.55	Не опр.	Не опр.	0.26	—
MgO	1.25	1.02	0.12	0.09	0.47	0.22	0.17	0.56
CaO	1.25	2.36	Нет	0.30	0.75	Не опр.	Следы до 0.02	0.40
P ₂ O ₅	0.20	1.02	0.34	0.66	0.39	0.398	0.55	0.45
S	0.25	0.56	?	0.047	0.014	0.01	0.03	Следы
CO ₂	0.60	0.18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	0.10
H ₂ O—	5.50	Не опр.	»	»	4.30	2.92	—	7.45
H ₂ O+	0.65	»	»	»	—	—	—	0.80
Cu							Нет	—
Zn							Нет	—
As							Сл. до 0.02	—
Ni							Нет	—
V							Нет	—
Fe	46.56	43.65	49.45	49.00	48.60	50.1	48.00	45.72
P	0.12	0.54	0.15	0.29	0.17	0.18	0.24	0.20
S	0.25	0.56	0.02	0.047	0.014	0.01	0.03	Следы

I—VII—пласт «Главный магнитный кварцит»; I—оолитовая руда из буровой у Претории; II—среднее из 3 анализов из той же буровой; III—образец из разреза; IV—образец из 3.6 м пласта у Йоганнесбурга; V—образец из разреза; VI—то же у Претории; VII—среднее из 43 образцов из траншеи в западной части Претории; VIII—пизолитовая руда из сопровождающего пласта

Таблица 18

Химический состав «Глинистого слоя»

	I	II	III	IV		I	II	III	IV
SiO ₂	5.84	6.65	8.82	7.70	S	0.08	0.03	0.035	0.12
TiO ₂	0.26	0.17	0.46	—	CO ₂	4.75	—	—	—
Al ₂ O ₃	4.40	6.00	6.20	0.194(?)	H ₂ O+	2.90	—	—	—
Fe ₂ O ₃	42.03	76.51	69.00	73.57	H ₂ O—	0.28	—	—	8.60
FeO	34.55	1.19	5.57	—	As	Следы	Следы	Следы	—
MnO	0.90	1.30	0.45	—	Pb	Нет	Нет	Нет	—
NiO	Нет	Нет	Нет	—	Cu	»	»	»	—
MgO	0.90	0.46	0.82	0.33	Zn	»	»	»	—
CaO	1.50	0.26	1.02	0.45	Fe	56.14	54.49	32.63	—
P ₂ O ₅	1.19	1.24	1.35	1.19	P	0.52	0.55	0.59	0.52
V ₂ O ₅	Нет	—	—	0.14	S	0.08	0.03	0.035	0.02

I — невыветрелая руда из буровой у Претории
 II — выветрелая руда из карьера там же
 III — выветрелая руда из обнажения на холме Возвращения к западу от Претории
 IV — выветрелая руда из обнажения около коттеджа Форрестера, Макленейк, Претория



Фиг. 133. Руда пласта «Магнитный кварцит». В центре — крупный концентрический слоистый магнетито-шамозитовый оолит, кварцевое ядро которого частично замещено кальцитом. $\times 60$ (по П. Вагнеру).



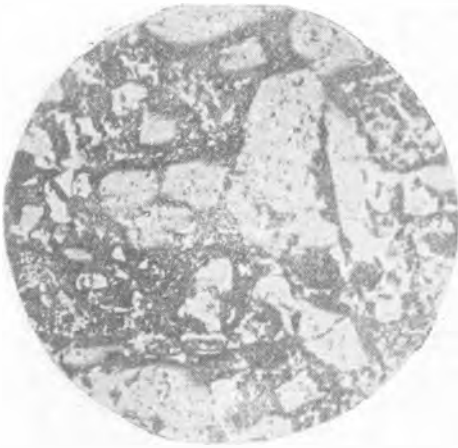
Фиг. 134. Тот же пласт. Замещение магнетитом части кварцевого зерна в ядре крупного оолита (центр). Белое в левой половине фото — разрыв в шлифе. $\times 60$ (по П. Вагнеру).



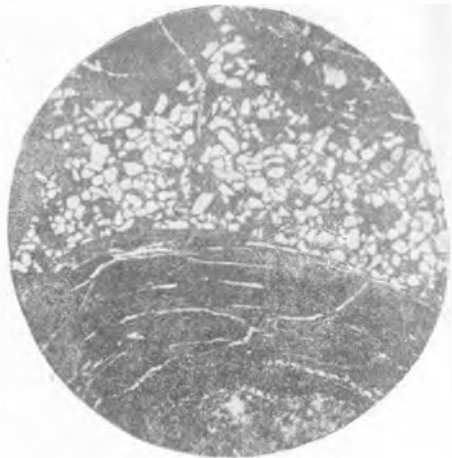
Фиг. 135. Тот же пласт. Замещение кристаллом магнетита концентрически слоистого оолита с кварцевым ядром (центр фото). $\times 60$ (по П. Вагнеру).



Фиг. 136. Тот же пласт. Два сложных оолита. $\times 60$ (по П. Вагнеру).



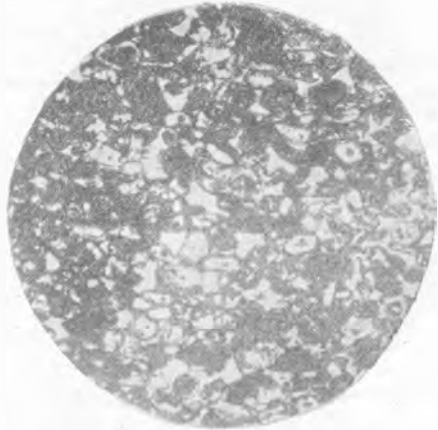
Фиг. 137. Аншлиф богатой песком разности пласта «Магнитный кварцит». $\times 50$ (по П. Вагнеру).



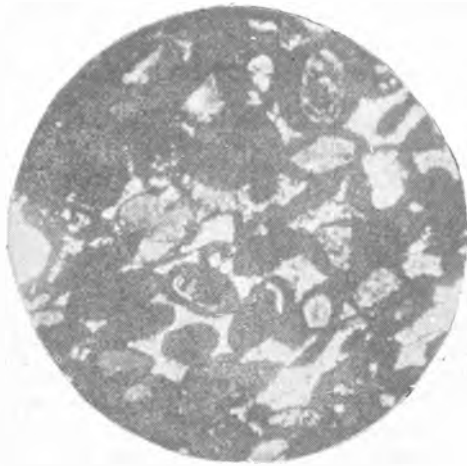
Фиг. 138. Пласт «Пизолитовый железняк» (Mukleneuk Hill, Претория). Пизолит, составленный чередующимися оболочками гематита, лимонита и измененного шамозита, которые окружают ядро из глинистого вещества; цемент песчаный. $\times 14$ (по П. Вагнеру).



Фиг. 139. Быветрелая руда «Глинистого пласта». Оолиты шамозита и магнетита в сидеритовом цементе. Стрелка указывает зерно промежуточного апатита. $\times 60$ (по П. Вагнеру).



Фиг. 140. Невыветрелая руда из «Глинистого пласта». $\times 18$ (по П. Вагнеру).



Фиг. 141. Руда горизонта Даспурт из Boshhoek № 159. Potschefstrom оолиты шамозита и гематита в цементе из шамозита и леверрьерита. $\times 50$ (по П. Вагнеру).



Фиг. 142. Перекристаллизованная руда г. Даспурт из Syfertfortain № 963 Rustenburg District. Кристаллы магнетита, окруженные серицитом в цементе из железной слюдки. $\times 50$ (по П. Вагнеру).

подвергаются его метаморфизирующему воздействию, на фоне первичных признаков появляется целый ряд вторичных особенностей, учесть которые чрезвычайно важно для дальнейшего. Так как бушвельдский лаколит вторгся в самые верхние горизонты серии Претория, то естественно руды горизонта Даспурт показывают более слабый метаморфизм, руды же Ваайкрааль — более сильный.

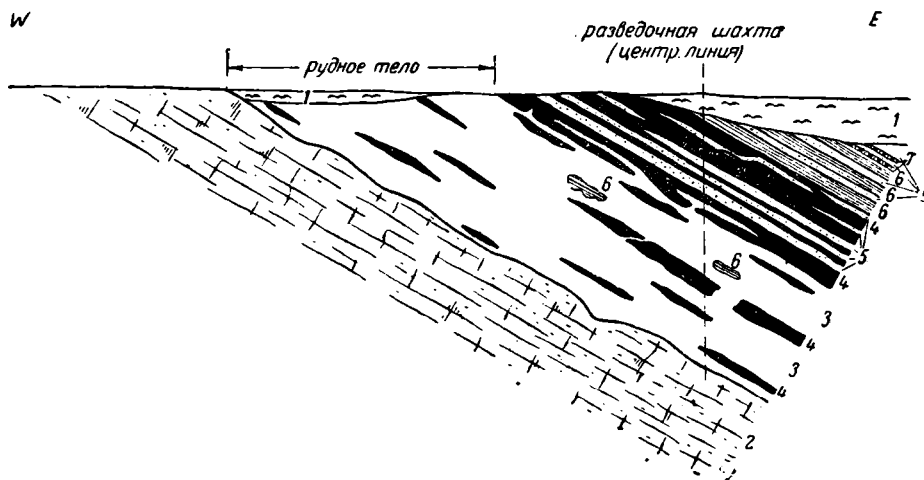
Метаморфизацию руд Даспурт П. Вагнер наблюдал к западу от г. Претории около Бунс Сидинг на железной дороге Кручерсдорп-Мэфикинг. «Выход рудного пласта, — пишет он, — здесь прослеживается с перерывами на протяжении 19 км. Эффект контактового воздействия Бушвельдского комплекса очень ясно обозначается повсеместно, делаясь более значительным по направлению на запад. То, что у Претории было представлено мягкими, розовыми и красными выветрелыми глинами, оказывается здесь плотными андалузитовыми сланцами и другими типами роговиков. Оолитовые железняки испытывают полную перекристаллизацию и становятся красивой блестящей черной породой, сложенной в основном железной слюдкой, магнетитом и мусковитом, причем последний сопровождается в подчиненном количестве редкой разновидностью ванадиевой слюды — роскоэлитом. Несмотря на глубокие изменения, первичная оолитовая текстура местами еще ясно заметна, причем оолиты оказываются мелкими овальными тельцами, сложенными главным образом из перемежающихся кристаллов железной слюдки. Волноприбойные знаки, которые составляют обычную черту руд этого горизонта, также ясно сохраняются». Микроскопическая картина несколько варьирует (фиг. 141, 142). В одних случаях «кристаллы магнетита разбросаны среди сетки маленьких пластинок и кристаллов железной слюдки, содержащей крупные и мелкие неправильные участки серицита, сопровождающиеся неправильными чешуями и гексагональными пластинками буровато-зеленой слюды (роскоэлита)». В других случаях «гематита гораздо больше, а каждый кристалл магнетита включен в тонкую оболочку чешуек серицита, сопровождающихся подчиненным количеством роскоэлита»... Встречаются неправильные участки до 1.2 мм диаметром, сложенные главным образом серицитом, в которых располагаются изолированные перекристаллизованные овальные оолиты, достигающие около 0.1 мм по большей оси.

Гораздо большую стадию метаморфизма показывают руды горизонта Ваайкрааль, развитые на ферме Ваайкрааль № 205, в 67 км к западу-северо-западу от г. Претории (фиг. 143). «Железные руды и связанные с ними кварциты и измененные известковистые сланцы образуют часть полосы метаморфизованных осадочных пород, располагающихся по контакту между норитом и красным гранитом Бушвельдского комплекса или лежащих на небольшом расстоянии ниже его. Они принадлежат горизонту серии Претории, который первично располагался выше Магалесбергских кварцитов. Железные руды прослеживаются к западу-северо-западу от Ваайкрааль до Потгитерсгута № 721 на расстоянии 10.5 км и к юго-востоку до Лосперфонтейна на расстоянии в 6.5 км и образуют, таким образом, хорошо развитый устойчивый горизонт. У Ваайкрааль, где руды обильно пропитаны и пересечены жилами вулканических пород, они имели первоначально мощность от 3 до 4 м. Это темная блестящая порода, среднезернистая, с аллотриоморфной зернистой текстурой. В шлифах она оказывается состоящей главным образом из магнетита и сильно плеохроичного богатого алюминием зеленого авгита, сопровождающегося зернами апатита и неопределимого сероватого мутного минерала. Порода получилась, вероятно, в результате перекристаллизации богатых шамозитом глинистых железняков. Никаких следов оолитовой структуры различить невозможно».

Химический анализ образца показал:

SiO ₂	34.90%
TiO ₂	0.30
Fe	29.90
P ₂ O ₅	0.005
S	0.002

В других образцах указывается большое содержание Al. Из сказанного видно, что в результате метаморфизма меняется, вообще говоря, не только минералогический состав, но и структура руд. В частности, оолитовая структура, столь характерная для типичных гематит-шамозито-сидеритовых руд, может быть полностью утеряна, хотя это происходит только при очень далеко зашедшем изменении пород; при первых стадиях метаморфизма оолитовая структура сохраняется, хотя и затушевывается. Наоборот, текстура железных руд оказывается весьма стойкой. Ни в одном случае П. Вагнер не отмечает, чтобы неслоистые руды в результате метаморфизма обращались бы в более или менее тонкослоистые, или наоборот; обстоятельство очень важное для дальнейших сопоставлений.



Фиг. 143. Условия залегания метаморфизованных железных руд у Ваайкрааля.
 1 — почва; 2 — желтовато-серый кварцит; 3 — кварцево-пироксенитовое золотосодержащее габбро; 4 — перекристаллизованная железная руда, пересеченная многочисленными дайками; 5 — пегматитовое кварцевое габбро; 6 — роговики, сильно янжецированные магмой; 7 — перекристаллизованный железник (по П. Вагнеру).

Сказанного достаточно, чтобы убедиться, что как по общим петрографическим признакам, так и по химическому и минералогическому составу, морфологии минералов и их генетическим соотношениям оолитовые руды Бушвельдской котловины совершенно повторяют обычные постальгонкские морские гематит-шамозито-сидеритовые руды, как они нам известны по описанию Хайеса (1915) для руд Вабана (на Ньюфаундленде), Смита (1892—1894), Бурхардта, Хартнагеля (1910, 1912), Холдена (1925) для клинтонских руд, Л. Кайо (1909, 1924) для брегонских, Г. Берга для минетт (1922) и т. д. Микрофотографии П. Вагнера, которые мы воспроизводим на фиг. 133—142, целиком подтверждают это заключение.

2. Железистые кварциты системы Пама-Трансвааль в Южной Африке и их аналоги

Совершенно иначе выглядят железистые кварциты, входящие в серию Претория и развитые частью в длиннейшей 500-километровой полосе Западной Гриквы, частью же в основании этой серии по северному и северо-

восточному краю Бушвельдского комплекса. Так как эти железняки совершенно сходны с аналогичными породами более древних формаций Ю. Африки, то П. Вагнер не дает особого их описания, но ограничивается общей характеристикой типа железистых кварцитов как такового. Железистые кварциты встречаются пластами, колеблющимися в мощности от многих метров до 300 м. Характернейшую их черту составляет распределение материала в виде бесчисленных перемежающихся кремнистых и железистых прослоечков, варьирующих в толщину от долей миллиметра до 12 см. «Кремнистые прослоечки могут быть белого, серого, желтого, розовато-серого, серовато-розового, розового, красного, яркокрасного, буровато-красного и пурпурно-красного цвета, а их структура может варьировать от структуры тонкозернистого кремня или яшмы, неразрешимой даже под лупой до структуры сахаровидного кварцита, в которой очертания индивидуальных зерен могут быть установлены простым глазом. В некоторых метаморфизованных железистых кварцитах перекристаллизация прошла даже еще гораздо дальше». «Окраска красных слоев обусловлена как показывает микроскопическое исследование, наличием тончайшей гематитовой пыли». «Железистые прослоечки, как правило, состоят из плотного, тонко- и равнозернистого стально-серого, черного или буроватокрасного гематита. Он часто сопровождается железной слюдкой, а на выходах бурой водной окисью железа. Почти неизменно присутствуют небольшие количества магнетита, а в некоторых случаях (как, например, в руде серии Крайпан) последний преобладает почти до полного вытеснения гематита, отчего железистые кварциты становятся сильно магнитными» Наряду с кремнистыми и железистыми прослоечками, в которых железистая кремнистая кислота отчетливо разделены, существуют и такие, в которых SiO_2 и Fe_2O_3 теснейшим образом смешаны и находятся в более или менее одинаковых количествах. «В таких прослоях, которые большей частью много толще, чем обычные железистые и кремнистые, и часто составляют главную массу породы, железные окислы встречаются в виде кристаллов, зерен или неправильных участков, безразлично разбросанных среди основной массы тонкокристаллического кварца, либо концентрирующихся на разных плоскостях, параллельных направлению слоистости, что более обычно. Надо заметить, что толстые (в сантиметры) типичные железистые и кремнистые прослои также обнаруживают внутри слоя более слабо выраженную мелкую тонкую слоистость.

«Индивидуальные кремнистые и железистые прослои в железняках никогда не бывают строго прямолинейными, но обычно имеют несколько волнистые очертания, а часто сильно нарушены, смяты и сморщены... В общем, полосы окиси железа более устойчивы, чем кремневые. Последние часто имеют вид коротких плоских линз, кончающихся резко овальным ограничением, причем соседние железистые пластики в таких случаях загибаются вокруг их концов и сливаются вместе. Но в некоторых более тонкослоистых разновидностях железняков железистые пластики оказываются по большей части прерывистыми и образуют серию неправильных табличатых тел, со всех сторон окруженных кремнистым материалом».

Наряду с описанными особенностями железистым кварцитам системы Нама-Трансвааль свойственны еще некоторые очень любопытные черты, являющиеся, вероятно, реликтовыми структурами. Как указывалось уже, в обычных кремневых и особенно толстых железисто-кремневых пластах окись железа встречается частично в виде кристаллов. «Последние нередко имеют ромбоэдрические очертания, указывающие, что окись железа, представленная или гематитом или магнетитом, или бурым железняком, является псевдоморфозой по ромбоэдрическому карбонату», который «почти наверняка был сидеритом». Псевдоморфозы колеблются в диаметре от

0.06 до 0.7 мм. В других случаях «очертания ромбоэдров иногда выступают по внешней границе плотных железистых пластов, указывая на первичное присутствие в них карбоната» (сидерита?). «В некоторых случаях кремневые пластики, окаймляющие железистые, необычайно чисты от зерен и кристаллов окиси железа, но взамен того заняты относительно грубо-зернистым вторичным кварцем. Некоторые из зерен кварца имеют ромбоэдрические очертания, указывающие, что карбонат (сидерит? — Н. С.) был выщелочен и его место занято кварцем». Выявляется, таким образом, что исходный осадок, из которого образовались в конце концов железистые кварциты, помимо окиси железа содержал, вероятно, еще и сидерит. В какой-то степени ему была свойственна может быть оолитовая или точнее псевдооолитовая, микробовая структура. Такое мнение можно себе составить на основании следующих любопытных микроскопических наблюдений П. Вагнера. Помимо индивидуальных ромбоэдрических зерен окиси железа, встречаются зерна «сложного характера», образованные из облоочки магнетита или гематита и ядра, сложенного из тесно сближенных зерен кварца. «Тонкие пластиночки окиси железа, ориентированные в направлении первичной ромбоэдрической спайности, иногда внедряются в кварцевую мозаику с внутренней периферии оболочек», картина, — напоминающая перекристаллизованные железистые оолиты с кварцевым центром. В других случаях «кремнистые прослойки сами имеют курьезный дробовидный или пятнистый вид, который, как показывает изучение под большим увеличением, обусловлен наличием крошечных пылеобразных овальных или округлых телец, разделенных тонкими светлыми зонами... Размеры телец варьируют от 0.006 до 0.009 мм вдоль короткой оси и от 0.01 до 0.02 по длинной. Они также состоят из кварца, проросшего крошечными включениями неопределенной природы, возможно бурой окиси железа. Эти округленные тельца указывались из полосчатых железняков серии Претории в Трансваале и области Западной Гриквы, а также из серии Крайпан. Первичная природа их неясна». Частичный анализ типичного образца богатого железом полосчатого железняка из мощной зоны в основании серии Претории в том пункте, где она пререзается Лимпопо (Крокодиловой рекой), в северо-западной части Трансваала обнаружил: SiO_2 — 40.12%, Fe_2O_3 — 56.98%, FeO — 3.28%, причем на все остальные компоненты приходится меньше, чем 1%. Минералогический состав пород, вычисленный П. Вагнером по этому анализу, таков: кварца 40.12%, гематита — 52.35%, магнетита — 7.93%. Любопытно, что в пяти анализированных образцах вторично обогащенной гематитовой руды из этой же области (тип железных руд оз. Верхнего) совсем не обнаружено Ni, V, As, Cu, Pb, Zn. В других разновидностях содержатся значительные количества Al_2O_3 , и типичные руды переходят по простиранию в железистые глинистые сланцы.

Сопоставляя с приведенной характеристикой южноафриканских железистых кварцитов описания большинства джеспиллитовых руд С. Америки (Ван-Хайс и Лийс, 1911), Ю. Америки (Лийс и Гардер, 1911; Шайбе, 1936), Кривого Рога (Свитальский, 1932), Индии (Уэлд, 1915), манчжурских руд (Мураками, 1922), нетрудно убедиться, что все основные черты первых повторяются и у всех других. Для всех перечисленных месторождений характерна тонкополосчатая текстура руд и полное отсутствие уловимого кластического материала; причем не только в виде псаммитовых зерен, но и в виде тонкодисперсных пелитовых частиц, почему все эти руды уже давно и прочно рассматриваются как чисто химические образования. Для всех месторождений характерен сложный минералогический состав из гематита, магнетита, сидерита и отдельных лептохлоритов, причем соот-

ношения между этими минералами в разных случаях могут значительно колебаться и полиминеральная система может переходить в би- и даже мономинеральную, содержащую только реликты других минералов. Во всех месторождениях, наконец, руды лишены настоящей оолитовой структуры и, самое лучшее, заключают в себе лишь следы былого наличия ее, причем даже не в виде настоящих оолитов, а скорей псевдооолитов и даже микробобовин. Даже у знаменитых гриналитовых сланцев формации Бивабик в хр. Мезаби С. Америки, которые после Ван-Хайса и Лийса (1911) принято (на наш взгляд без должных оснований) рассматривать как исходную породу для многих железистых кварцитов докембрия, мы наблюдаем, строго говоря, не оолитовую, а именно микробобовую структуру.

Убедившись в достаточной типичности как оолитовых руд, так и железистых кварцитов Ю. Африки для соответствующих типов постальгонкских и докембрийских руд, перейдем теперь к нашей основной задаче: выяснению их фациальных соотношений и вытекающей отсюда фациальной природы руд джеспиллитового типа.

3. Соотношение оолитовых руд и железистых кварцитов в системе Нама-Трансвааль и фациальная природа тонкослоистых руд

Соотношения эти отчетливо выражены в табл. 19. Оолитовые гематит-шамозито-сидеритовые руды Главного пласта горизонта Таймеболл-Хилл, необычайно устойчивые вдоль всей южной и восточной окраины Бушвельдского комплекса, по направлению к северной окраине исчезают, а на их стратиграфическом уровне на северо-западе появляются мощные железистые глинистые сланцы, представляющие, как мы только что видели, обогащенную глиной разновидность железистых кварцитов. Совершенно те же соотношения (и то же географическое размещение) наблюдается у руд горизонта Даспурт. Весь этот горизонт в целом рассматривается южноафриканскими исследователями, кроме того, как стратиграфический эквивалент верхней рудной толщи (железистые кварциты) соседней (с запада) области Западной Гривкы. Совокупность этих стратиграфических и географических соотношений позволяет, как будто, сделать одно единственное заключение, а именно, что оолитовые и полосчатые руды докембрия — две различные и самостоятельные фации, имеющие каждая свое особое место внутри отложившего их морского бассейна. Это в своеобразной форме и было выражено П. Вагнером, заметившим, что на территории Бушвельдской котловины на всех уровнях серии Претории (верхняя часть системы Нама-Трансвааль) закономерно повторяется одно и то же соотношение: там, где развиты оолитовые руды (юг и восток), отсутствуют железистые кварциты, где появляются последние, — исчезают оолитовые железнакопления (север и северо-восток).

Справедливость толкования сравниваемых железорудных типов как самостоятельных фаций подтверждается также чрезвычайно любопытными наблюдениями над контактовым метаморфизмом оолитовых руд горизонта Даспурт и Ваайкрааль в тех немногих случаях, когда такой метаморфизм имеет место. Хотя оолитовая структура при этом обычно в большей или меньшей степени (иногда целиком) исчезает, но тонкополосчатая текстура типа железистых кварцитов ни в одном из наблюдаемых случаев не развивается, и резкая разница между обоими типами остается по существу совершенно не стертой.

Но если оолитовые руды и железистые кварциты — действительно две разные железорудные фации, то спрашивается, как толковать их фациальную природу?

Стратиграфические соотношения оолитовых и джеспиллитовых железных руд Ю. Африки

(по П. Вагнеру, 1928)

Железорудные горизонты	Трансваальская фация						Фация Griqualand-West (джеспиллитовая)
	южный тип разреза			западный тип разреза	северо-западный тип разреза (Двасберг)	северный тип разреза	
	центральная площадь	восточная площадь	южная площадь				
1. Оолитовые руды Ваайкрааль тоже—Даспурт	+	—	—	—	—	—	—
	+	—	—	Представлен железистыми сланцами	Замещен железистыми сланцами	Развит местами	Представлен
Тайме-болл-Хилл {	Глинистый пласт	+	Слабо развит	—	—	—	—
	Пизолитовый железняк	+	—	—	—	—	—
	Магнитный кварцит	+	+	Развит местами	—	Замещен железистыми кварцитами	—
2. Железистые кварциты	—	—	—	Представлен железистыми сланцами	—	+ с крупными вторичными концентрациями высококачественного гематита	+ с крупными вторичными концентрациями высококачественного гематита

Мы уже отмечали выше необычайно близкое сходство, какое имеется между оолитовыми гематит-шамозито-сидеритовыми рудами Ю. Африки и аналогичными образованиями постальгонкских эпох. И минералогический состав, и оолитовая структура, и текстура трансваальских руд, и наличие в них отчетливо уловимого терригенного псаммитового материала, все это настолько разительно напоминает постальгонкские гематит-шамозито-сидеритовые руды, что аналогия всплывает, так сказать, сама собой. Но постальгонкские оолитовые морские руды, как было выяснено выше (гл. III), представляют собой типично мелководные прибрежные накопления, отложения заливов, бухт, верхней прибрежной части шельфа. Такими же весьма мелководными и прибрежными, возникшими на верхней части шельфа, должны были быть и оолитовые руды системы Нама-Трансвааль. Огромная протяженность рудных пластов плохо мирится с толкованием руд как отложений заливов, бухт, лагун, но известную роль могли иметь осадки и этого типа.

Наличие в рудах косой слоистости (типа временных потоков), волноприбойные знаки, иногда трещины высыхания в налегающих пластах глин, следы перемывания осадка (глиняные валуны), хорошо окатанный песчаный кварцевый материал — все это, конечно, прекрасно укладывается в рамки такого толкования и подтверждает его.

Существенно иное представляли собой, повидимому, осадки, давшие начало железистым кварцитам. Учитывая, что руды эти появляются по простиранию оолитовых руд и пространственно замещают последние, что при этом косая слоистость, трещины высыхания, следы перемывания, а также весь псаммитовый материал полностью исчезают и даже пелитовые частицы в типичных разностях становятся неуловимыми, — трудно уйти от мысли, высказанной и П. Вагнером, что перед нами отложения гораздо более удаленных и глубоководных зон моря, нижней части шельфа, может быть даже начала континентального склона.

С таким пониманием фациальной природы железистых кварцитов хорошо согласуется и их тонкослоистая текстура: насколько мы знаем сейчас, такого рода слоистость возникает только у осадков центральных, очень удаленных от берега частей крупных озерных и морских бассейнов и никогда не наблюдается у прибрежных фаций. И если представлять себе генезис тонкослоистости железистых кварцитов так, как это предложили не так давно Е. Мур и Мейнард (1929), т. е. как результат одновременной коагуляции SiO_2 и Fe_2O_3 из их смешанных коллоидальных растворов, то необходимой предпосылкой эффективности такого механизма будет как раз достаточная удаленность от берега (чистота воды от мути) и отсутствие возмущающих волнений у дна.

В пользу развиваемого толкования говорит и фациальный парагенез южноафриканских руд. Как вытекает из данных П. Вагнера, джеспиллитовые руды системы Нама-Трансвааль ассоциируются здесь либо с яшмами, либо с доломитовыми известняковыми массивами, т. е. с породами, также чисто химического (или биохимического) происхождения, возникшими в условиях достаточного удаления от берега или во всяком случае — малой подачи терригенного материала. В других месторождениях джеспиллиты ассоциируются с филлитами и даже кварцитами, но последние также чисто химического происхождения. Настоящие кластические кварциты и даже конгломераты, хотя и встречаются в железорудных свитах, но, насколько мне известно, никогда не включаются в джеспиллиты и даже не являются непосредственно соседними с ними породами. Брекции же в джеспиллитах М. Хингана, как справедливо указал в недавно (1940) вышедшей работе А. Н. Чураков, «никак нельзя считать ни базальными брекчиями (аналогом базальных конгломератов), ни образованиями прибрежными». Это явно материал, нанесенный в область отложения джеспиллитов какими-то специфическими агентами: оторванными бурей донными водорослями (?), либо плавающими льдинами (?)... В общем, толкование железистых кварцитов как осадков, относительно удаленных от берега и глубоководных, не только не противоречит их петрографическим особенностям и фациальному парагенезу, но прямо вытекает из этих признаков.

Но принимая его, мы сейчас же сталкиваемся с двумя новыми, тесно связанными друг с другом вопросами. Во-первых, как понять возникновение руд в относительно удаленных и глубоководных частях докембрийских морских бассейнов, если во все постальгонское время мы достоверно наблюдаем рудоотложение лишь в прибрежных зонах? Во-вторых, как понять, что это относительно пелагическое и глубоководное рудоотложение существует лишь в докембрии и исчезает уже с эпохи нижнего палеозоя?

Ключ к разрешению загадки лежит в двух обстоятельствах. Уже давно Дэли (1907) высказал очень интересную и по существу несомненно глубоко правильную мысль, что соленость мирового океана не была в истории Земли величиной постоянной, но что она под влиянием процессов выветривания на континентах медленно и неуклонно возрастала. Древнейшие архейские и альгонские моря и океаны были, вероятно, весьма мало похожи на

современные и представляли собой как бы огромные озероподобные бассейны с пресной или слабо солоноватой, — хотя постепенно и осолоняющейся, — водой.

Разница в содержании электролитов между пресными континентальными и морскими водами, столь резкая и характерная для современного геологического момента, в те древнейшие времена еще не существовала или лишь едва намечалась, и это именно обстоятельство и послужило первой причиной аномального поведения железа в архее и альгонке. Не встречая при впадении в море столь резко выраженного коагулирующего действия электролитов, как это имеет место теперь, коллоидальные растворы железистых соединений могли, естественно, гораздо далее отходить от побережья и достигать не только верхней части шельфа, но и нижней части его и уноситься в больших массах дальше в открытое море, где под влиянием электролитов они, конечно, все же, наконец, выпадали в осадок.

К этому следует добавить, что благодаря относительному обилию CO_2 в докембрийской атмосфере, допускаемому многими исследователями,¹ моря докембрийской эры должны были быть гораздо сильнее насыщены ею, по сравнению с морями современными. рН их, вероятно, никогда не достигал таких больших значений, какие ему свойственны сейчас, и, значит, разница в активной реакции (рН) между поверхностными континентальными водами и подциклонными (планктоном) морскими также, вероятно, не чувствовалась так резко, как теперь. Это обстоятельство могло, очевидно, только усиливать аномальный эффект, какой создавало отсутствие резко выраженной засоленности океанических вод. Обе указанные причины вместе взятые и приводили, на наш взгляд, к тому, что в глубоком архее и даже еще в альгонке железо выпадало из коллоидальных растворов не непосредственно в прибрежной зоне, а лишь в относительном удалении от берега в пелагических и глубоководных частях бассейна. Оседая здесь попеременно с SiO_2 (способом, указанным Е. Муром и Д. Мейнардом), эти хемогенные продукты естественно образовали тонкослоистые илы, уплотненные продукты которых мы знаем под названием железистых кварцитов, джеспиллитов, железистых роговиков и т. д.

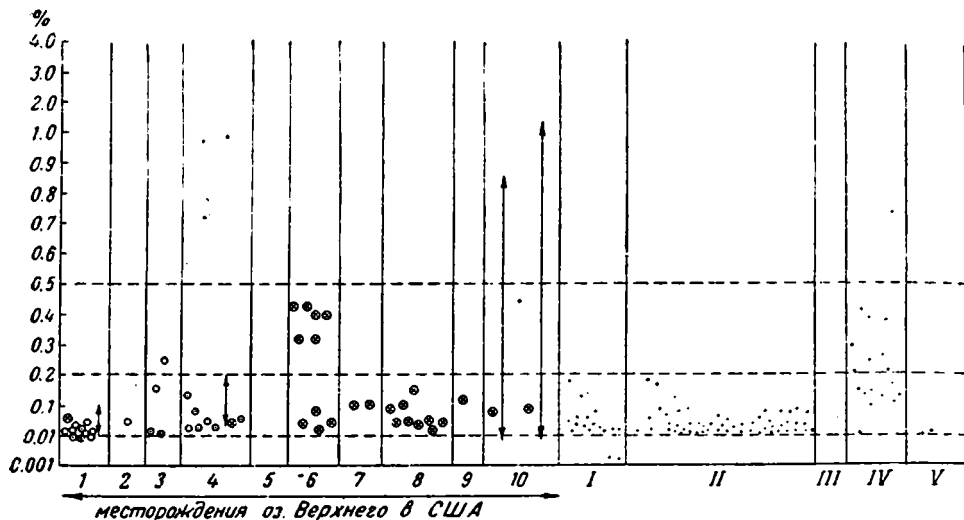
С течением времени, однако, соленость океанов возрастала, и вместе с тем все менее благоприятной для далеких миграций становилась в них физико-химическая обстановка. Подвергаясь все усиливающемуся коагулирующему действию электролитов, железо стало оседать все ближе к побережью, а железорудные месторождения все более приобретали характер прибрежных, пока, наконец, не стали осадками исключительно мелководного типа. Как видно из диаграммы (фиг. 115), эта перемена места формирования железных руд внутри морских бассейнов стала обозначаться уже в конце докембрия. В верхнем альгонке и в нижнем палеозое на смену исключительно «пелагическим» рудным месторождениям типа джеспиллитов приходит промежуточная ситуация, когда руды (в разных морях) возникают и в пелагической и в прибрежной области (оолитовые руды). А затем в результате продолжающегося осолонения бассейна и уменьшения CO_2 в атмосфере полосчатые железняки окончательно исчезают, и рудное железнакопление сосредоточивается исключительно в прибрежной зоне — в заливах, бухтах, лагунах, верхней мелководной части шельфа.

Это перемещение рудоотложения из одной фациальной области моря в другую естественно привело к полной перемене и во внешних петрогра-

¹ По мнению А. П. Виноградова (1940), недавно касавшегося этой темы, подобного рода гипотеза должна рассматриваться как совершенно достоверное утверждение.

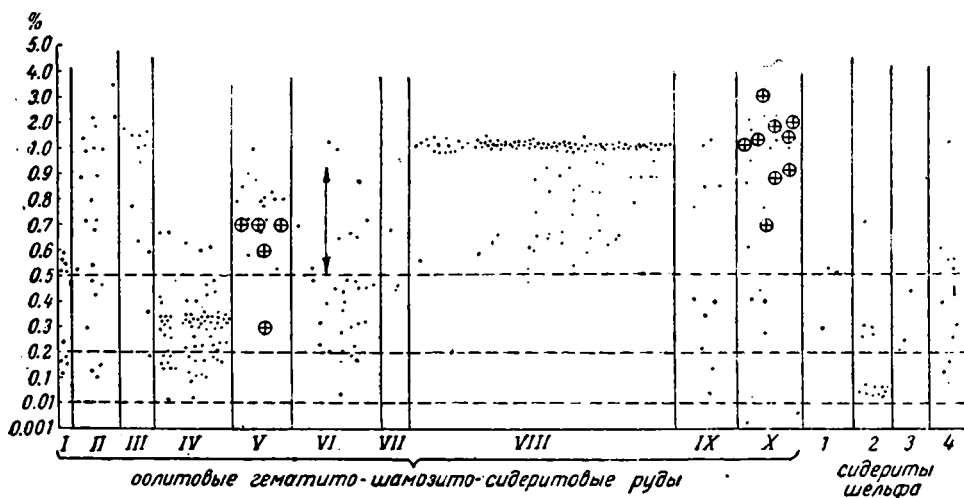
фических свойствах руд, и в их фаціальном парагенезе, отчасти даже в химических особенностях руд. Перемещаясь в прибрежную зону, железо все больше «отрывается» от SiO_2 , потому что кремнекислота, как очень мало чувствительная к действию электролитов, продолжает попрежнему далеко уноситься в море. Характерное для докембрия сочетание химически осажденного Fe_2O_3 с химически осажденной SiO_2 исчезает. Кремнистость руд приобретает совершенно другой смысл: это уже не хемогенная, а главным образом кластическая кремнекислота, поступившая на место формирования руд с берега в виде обломочного кварца или обломочных силикатов и алюмосиликатов. Наличие волнений в мелководной зоне не дает возможности осадку приобрести тонкую слоистость, и столь типичные для докембрия джеспилиты отходят в вечность, уступая место неслоистым и только очень грубослоистым рудам. Появление в осадке, наряду с хемогенными гелями Fe_2O_3 , Al_2O_3 и др., многочисленных псаммитовых зерен кварца, обычно заряженных отрицательно по отношению к окружающей воде, приводит к тому, что Fe_2O_3 (и связанные с нею SiO_2 , Al_2O_3) оседают около этих зерен, как около центров, и возникает характерно выраженная оолитовая структура, сменяющая неясно выраженную микробовую структуру некоторых джеспиллитов. Весьма возможно, что и повышенная фосфористость альгонкских и особенно постальгонкских оолитовых морских руд сравнительно с джеспиллитами есть также следствие новых условий отложения (фиг. 144, 145), так как фосфор в конце-концов приносится в море реками и потому прибрежное рудонакопление имеет гораздо больше возможностей к адсорбционному захвату его, чем руды «пелагические». Так, параллельно с перемещением железных руд из более пелагических и глубоководных частей морских бассейнов к берегу преобразуется весь облик самих железных руд как минеральных тел.

Исчерпывается ли изложенным все своеобразие докембрийского рудного железнакопления? Наверняка нет. Но имеющегося фактического материала недостаточно, чтобы уверенно подойти к расшифровке других деталей. Об одной дополнительной особенности, впрочем, можно догадываться. Авторы, занимавшиеся докембрийскими рудами, пишут об их частой ассоциации с вулканическими толщами, что действительно наблюдается у ряда формаций С. Америки (Судан, Айронвуд и др.) и Южной Африки. Эта тесная связь с эффузивными толщами породила даже мысль о том, что докембрийские руды вообще, в отличие от последующих, связаны с подводным (и надводным) вулканизмом и стало быть должны быть отнесены к типу эффузивно-осадочных (Ван-Хайс, Алдриг и др.). В таком крайнем виде идея о роли подводного вулканизма в докембрийском рудонакоплении неприемлема потому, во-первых, что среди альгонкских свит существуют крупные железорудные формации, совершенно лишенные эффузивных материалов (формация Бивабик в США, итабиритовая свита в Ю. Америке, саксаганская в СССР, в Кривом Роге и КМА, хинганск я в Азии и т. д.), и потому, во-вторых, что джеспиллитовые руды исчезают в истории Земли гораздо раньше, чем руды эффузивно-осадочные (см. фиг. 115) и, значит, явно независимы от них, чего, в случае решающего значения для формирования джеспиллитовых руд подводного вулканизма, никак бы быть не могло. Но если мысль об определяющей роли подводного вулканизма в докембрии и не верна, то гипотеза о большем относительном значении его в древние эпохи по сравнению с последующими, нам кажется заслуживающей внимания, тем более, что слабосоленая вода докембрийских океанов, несомненно, была благоприятна для миграции соединений Fe, выделенных гидротермами, и, значит, железо могло отла-



Фиг. 144. Содержание фосфора в докембрийских рудах джеспилитового типа.

1 — формация Бивабик; 2 — формация Гунфлинт; 3 — формация Анимики; 4 — формация Айронвуд; 5 — формация Виджини; 6 — формация Вулкан; 7 — формация Негани; 8 — формация Судан; 9 — формация Элен; 10 — пределы колебаний в средний состав (x) руд, добытых в 1906 и 1909 гг. в окрестностях оз. Верхнего вообще (все по Ван-Хайзу и С. Лийису). I — джеспилитовые руды Манчжурии (по Мураками); II — Кривой Рог и КМА (по Святальскому); III — Ю. Африка (по П. Вагнеру); IV — малохинганские руды (по Дуброва и Мухоморову); V — итабириты Ю. Америки (по Шайбе).



Фиг. 145. Содержание фосфора в постальгонкских мелководных гидрогетито-шамозито-сидеритовых рудах (оолитовых) и шельфовых сидеритах.

I — руды системы Нама-Трансвааль; II — руды Вабана Ньюфаундленда (по Хайсу); III — орловские руды Англии (по Строгану и др.); IV — Клинтонские руды США (по Бурхарду и др.); V — Минетовые руды Лотарингии (по Эйне и Келеру); VI — юрские руды разных мест Германии (по Эйне и Келеру); VII — Мугайские руды (по Архангельскому и Копченовой); VIII — Керченские руды (по Кантору); IX — сынтюльские руды (по Пустовалову); X — Хоперские руды (по Платонову и др.); 1 — майнопские руды (по Архангельскому и Копченовой); 2 — юрские руды на Кавказе (из того же источника); 3 — неомские руды Германии (по Эйне и Келеру); 4 — нижнекарбовые руды Германии (из того же источника).

гаться не только в непосредственном соседстве с вулканическим очагом, а и в некотором от него удалении.

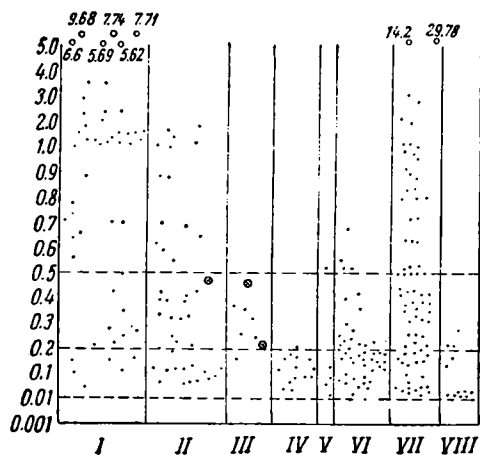
4. О некоторых признаках эволюции железных руд в постальгонское время

Соображения, развитые в предыдущем, помимо разъяснения фацциальных условий отложения докембрийских руд, имеют то общее значение, что открывают совершенно новую сторону гипергенного железорудного процесса: наличие в истории земли медленно идущих изменений как фацциальной арены, где происходит рудоотложение, так и петрографического облика самих железных руд, короче — наличие своеобразной эволюции железорудных накоплений.

При переходе от древнейших эпох докембрия к нижнему палеозою эта эволюция, сообразно колоссальным промежуткам протекшего времени и крупным изменениям геологической среды, достаточно наглядна и уловима, так сказать, невооруженным взглядом. В последующее время признаки ее как бы ослабевают, во всяком случае не бросаются так в глаза, как ранее; наоборот, получается впечатление значительной монотонности и однотипности железных руд и постоянного повторения железорудных эпизодов в одной и той же петрографически (и геохимически) форме. Естественно встает вопрос: верно ли это впечатление? Действительно ли за весь период времени от верхнего силура доныне формы рудного железонакопления только повторяются, не видоизменяясь? Очень интересна с этой точки зрения прежде всего история эффузивно-осадочных руд. Среди докембрийских джеспиллитов руды этого типа были, как мы знаем, довольно распространены. В постальгонское время они достоверно констатированы из силура, девона и нижнего карбона, но удельный вес их в общем рудном накоплении этой эпохи весьма невысок. После нижнего карбона эффузивно-осадочные железорудные накопления как особый случай гипергенного железорудного процесса, исчезают совсем, хотя сами по себе эффузивно-осадочные комплексы остаются, и даже железо относительно накапливается в них (но не до стадии руд). Чем вызывается это исчезновение целого типа железных руд и является ли оно прочным, реальным, — пока неясно. Возможно, что причина кроется в каких-то особенностях тектонической эволюции земной коры, нам пока неизвестных. Как бы то ни было, однако, совершенно ясно, что при обсуждении вопроса об эволюции гипергенных железных руд это своеобразное явление, как одно из слагаемых общей картины игнорироваться не может.

Заметные концентрации фосфора в железных рудах появляются, как мы знаем, одновременно с возникновением в конце альгонка мелководных оолитовых гематит-шамозито-сидеритовых руд. Все руды постальгонские по содержанию Р превосходят руды джеспиллитовые (см. диаграммы фиг. 146—149). При этом в более поздние эпохи начинают встречаться случаи особо значительного обогащения их фосфором, вплоть до возникновения железо-фосфоритовых руд, совершенно не известных ни в докембрии, ни в нижнем палеозое. Первые признаки такой ассоциации появляются, насколько мне известно, в карбоне и перми, в угленосных толщах Вестфальского и Силезских бассейнов Европы, где, по Бейшлагу, Крушу и Фогту (1924), с сидеритовыми пластами ассоциируются фосфориты. Позже замечательные примеры железо-фосфатных руд появляются в юре и мелу Русской платформы в виде Сынтульского и Хоперского месторождений (Архангельский, 1933; Платонов, 1935). В первом «мергелеподобная порода», включающая оолиты железных руд, оказалась содержащей от 7 до 18.5% P_2O_5 . Во втором фосфаты образуют настоящие,

очень чистые, так сказать, полноценные, оригинальные фосфориты, образовавшиеся параллельно с накоплением железных руд. Значительные накопления Р, часто в виде самостоятельных прослоек вивианита и оксикерченита, босфорита и фосфорита, наблюдаются в керченских железных рудах. В современных озерных и болотных оолитовых железных рудах (Эйнеке и Келер, 1910) концентрация Р достигает 4—5% и выше, до перехода в чистые вивианиты. Ничего аналогичного таким железно-



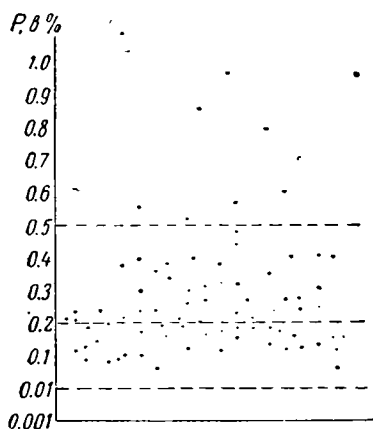
Фиг. 146. Содержание фосфора в озерно-болотных железных рудах.

I — современные руды Германии (по Эйнеке и Келеру, Крушу и др.) и СССР (по Архангельскому и Колченовой); *II* — современные озерные руды Финляндии и Швеции (по Науманну-Аарнио, Занфту, Фогту и др.); *III* — тульские и липецкие руды (по Архангельскому и Колченовой); *IV* — алапаевские руды (по Кротову, Архангельскому и Колченовой); *V* — приокские сидериты (по Архангельскому и Колченовой); *VI* — халиловские руды (по Архангельскому и Колченовой, Кротову); *VII* — руды зйфельского типа (по Эйнеке и Келеру); *VIII* — железно-алюминиевые руды Среднего Урала (по Б. Федорову). Условные знаки те же, что на фиг. 145.

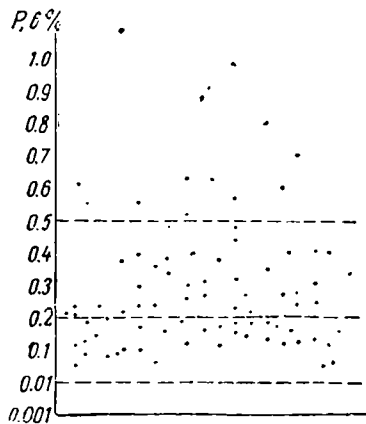
фосфатным рудам из древнейших этапов истории Земли мы не знаем, равно как не знаем (вплоть до кембрия) самостоятельных сколько-нибудь заметных накоплений фосфатов. Мне кажется поэтому, что мы вправе считать железо-фосфатные руды действительно за новый тип (?), возникший в относительно недавние времена и упорно удерживающийся доныне в очень разной обстановке.

Неясен вопрос о рудах коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод, особенно латеритного типа на ультраосновных и основных массивах интрузивных пород. Первые достоверные остатки таких руд известны из юрского времени (охристые руды на серпентинитах Халиловских месторождений, Елизаветинское (?) и др. на Урале), но количественно представлены очень слабо. К этому же времени относятся, вероятно, и некоторые элювиально-метасоматические руды Урала на сланцах P_2 и M . Палеогеновому (и частью меловому) периоду принадлежат преимущественно элювиально-метасоматические *mountain-ores* Аппалачей (на кварцитах и сланцах St_1) и аналогичные им руды «гунсрюкского типа» Рейнских Сланцевых гор (на сланцах D_1 — D_2). Все эти месторождения также чрезвычайно незначительны, и только в неогене мы встречаемся впервые с колоссально развитыми латеритными железными рудами на

серпентинитах и основных породах о. Кубы, Борнео, Африки, Индии, Австралии, измеряемыми десятками миллиардов тонн. В этом стратиграфическом распределении элювиальных руд имеются, несомненно, черты вторичные, обусловленные неполнотой геологической летописи. В частности, первый момент появления элювиальных руд никоим образом не может относиться к юрскому периоду, но должен быть отодвинут далеко в глубь времен. Но резкое возрастание количества элювиальных железных руд в самые последние эпохи геологической истории может иметь под собой совершенно реальную основу. Дело в том, что латеритные руды



Фиг. 147. Содержание фосфора в паралитических карбонатных сидеритах Англии и Германии (по Эйнеке и Келеру, Стрэганову).

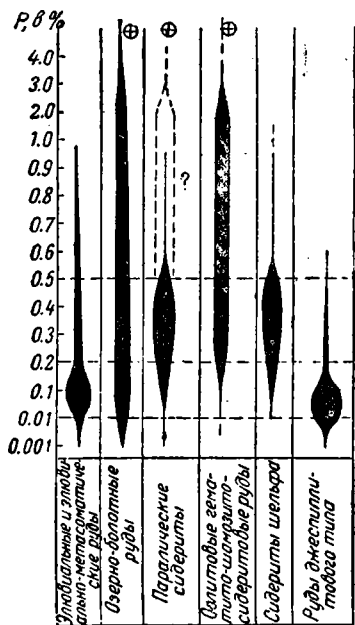


Фиг. 148. Содержание фосфора в эффузивно-осадочных гематитовых рудах Германии (по Эйнеке и Келеру).

неогена (и четвертичной эпохи) связываются генетически с основными и ультраосновными массивами интрузивных пород. Серпентиниты же о. Кубы, Борнео, Филиппин, трапловые массивы Индии, Гвианы, Мадагаскара и большая часть аналогичных тел Африки и Австралии — альпийского, мезо-кайнозойского времени и до того в земной коре не существовали. Возникновение латеритных руд стоит, таким образом, в теснейшей связи с громадным развитием частью геосинклинального, главным же образом платформенного мезо-кайнозойского вулканизма по периферии Индийского и в южной части Атлантического океанов. На это впервые указал, если не ошибаюсь, Фокс в 1923 г. Конечно, интрузивные массивы основной и ультраосновной магмы существовали и раньше. Но если исключить из всей суммы известных сейчас массивов такого типа трапловые эффузии и интрузии, начиная с перми (с сибирских траппов) вверх донныне, то останется как будто очень незначительная (?) масса интрузивных тел, существование которых ведет свое начало еще от альгонка. К тому же нет полной уверенности, что интрузивы эти были все вскрыты эрозией в течение нижнего и верхнего палеозоя и попали тогда в условия, благоприятствовавшие латеритному процессу. Короче говоря, при современном состоянии знаний отнюдь не исключено, что грандиозные масштабы латеритных руд составляют реальную, первичную особенность именно самых последних эпох геологической истории, отсутствовавшую на предыдущих древних этапах ее. Самим же возникновением своим эта особенность обязана удачному, так сказать уникальному, совпадению колоссальных основных эффузий и интрузий альпийской эпохи с общими благоприятными клима-

тическими условиями, господствовавшими в районах их проявлений. Понятно, что совпадение это не случайно, а подготовлено всем предшествующим ходом геологической истории, почему и само развитие колоссальных масс латеритных руд именно в последние этапы геологической истории приобретает характер закономерного следствия всей тектонической эволюции земной коры.

Анализируя вопрос о неповторяемых изменениях железорудного процесса за постальгонское время, невозможно обойти молчанием самое



Ширина зачерченных участков пропорциональна распространённости руд с данным содержанием P (считать в % по ординате)

⊕ наличие руд железосодержащих резко обогащённых P_и ассоциирующихся с фосфоритами

Фиг. 149. Содержание фосфора в разных фациальных типах руд (схема).

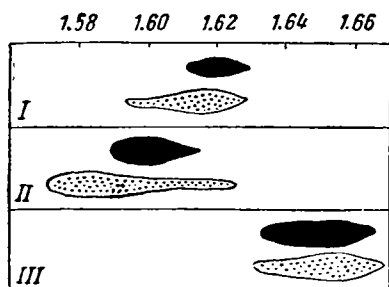
основное, что составляет руды, — рудные минералы. Действительно ли минералы эти во все эпохи были совершенно тождественными по составу и условиям образования или же в них можно обнаружить следы первичной неповторяемой изменчивости, эволюции? Вопрос этот почти совершенно не изучен, хотя, конечно, весьма заслуживал бы специальных исследований. Во всей железорудной литературе мы нашли всего одну работу К. Гуммеля (1931), в которой этот автор собрал некоторый первичный материал по силикатам железа.

К. Гуммель изучил показатели преломления 220 образцов глауконита, шамозита и вообще «Grünerde», происходящих из различных периодов и с разных континентов, но в главной части из Европы. Свои результаты он свел в две таблицы, которые мы здесь воспроизводим (фиг. 150, 151). Анализируя их, К. Гуммель приходит к выводам, которые я позволю себе процитировать дословно. «Факты, приведенные в таблице (фиг. 150), — пишет он, — показывают, что гальмиролиз в разные эпохи геологической истории порождает различные минералы; таблица на фиг. 151 показывает, что характерное для определенных эпох химическое равновесие веществ наступает (при гальмиролизе. — Н. С.) независимо от различия исходных материалов, так что

при очень разнообразных фациальных условиях возникают почти однородные минералы». Толкование К. Гуммелем шамозита и глауконита как гальмиролитических минералов субъективно и необязательно. Но факты, зафиксированные в таблицах, а равно и извлеченные из них выводы совершенно объективны, — с ними считаться необходимо. Смысл же их очень простой и в то же время чрезвычайно глубокий. Изменчивость показателей преломления лештохлоритов в основном зависит от изменчивости их химического состава. Следовательно, одновременно с колебаниями в показателях преломления шамозитов, в каждую эпоху несколько колеблется (притом неповторимо колеблется) и их химический состав. Иными словами, за внешней одинаковостью минералов в истории железорудных накоплений кроется в действительности ясная и весьма интересная неповторяемая их изменчивость. Работа К. Гуммеля есть только «первая ласточка» в направлении тонкого и глубокого изуче-

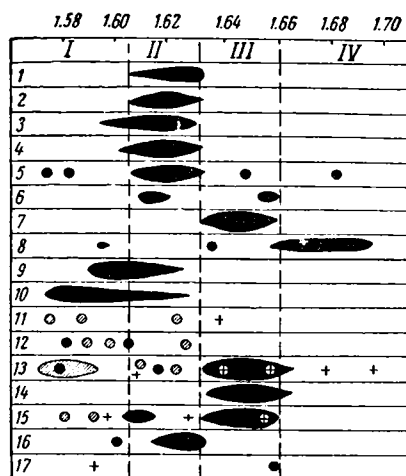
ния подлинной истории минералов в земной коре. Едва ли можно сомневаться в том, что последовательная и широкая работа в этом направлении принесет нам еще много новостей, и тогда, надо думать, необратимая изменчивость железорудных минералов (и минералов вообще) вскроется во всей своей полноте.

Итак, анализ фактического материала по постальпгонским железным рудам показывает, что широко распространенный взгляд, будто железорудному процессу, начиная с палеозоя, свойственна монотонная повторяемость все в одних и тех же (петрографически и геохимически) формах, — неверен. При внимательном рассмотрении всей суммы относящихся сюда данных мы, наоборот,



Фиг. 150. Сравнение показателей преломления зеленых железистых силикатов осадочных и эруптивных формаций эоцена (I), верхнего раковинного известняка (II) и девона (III). Осадочные формации показаны черным, эруптивные — пунктиром.

обнаруживаем очень много изменений, выступающих то очень отчетливо и почти несомненно, то в несколько более расплывчатой условной форме. Потеря в конце палеозоя типа эффузивно-осадочных железных руд и наряду с этим появление в разных фациях своеобразной комбинации с фосфатами вплоть до образования железо-фосфоритовых руд; резкий скачок в неогене в развитии элювиальных латеритных руд на основных и ультраосновных интрузиях; неповторяемая неперIODическая изменчивость состава самих рудных минералов, — все эти особенности придают разным этапам постальпгонского железорудного процесса ясно выраженную неповторяемую индивидуальную окраску, ясно выраженное «движение вперед». Дальнейшие исследования покажут, насколько верно перечисленные выше явления истолкованы в качестве реальных изменений в ходе железорудного процесса. Возможно, что некоторые утверждения придется изменить или совсем оставить. Но я не сомневаюсь, что одновременно с этим накопление и анализ нового фактического материала при-



Фиг. 151. Показатели преломления зеленых слюдяно-хлоритовых минералов осадочных и эффузивных пород.

1 — современные и плейстоценовые; 2 — третичные осадки; 3 — Grünerde горы Бальдо; 4 — мел; 5 — малам (J₂); 6 — бурая юра (J₂) и келловей; 7 — бурая юра (J₁); 8 — направо — лотарингские минетты (бурая юра и лейяс Шпен) в середине и налево — средний лейяс; 9 — германский триас; 10 — Schlegelgrünerde; 11 — триасовые базальты С. Америки; 12 — мелафировая формация мертвого красного ледяя Средней Германии; 13 — девонская диабазовая формация и гематитовые пласты Средней Германии; 14 — нижнедевонские железистые оолиты из шахты Брант, Гунсрюк; 15 — нижний силур; 16 — кембрий; 17 — докембрий. I — область триасового глауконита; II — область глауконита; III — область шамозита; IV — область минеттовых силикатов и богатого железом стильпно-мелана. У минералов с показателем преломления 1.63 штриховкой выделены равности, лишённые калия. Кресты (+) обозначают стильпномелан. Ширина черных полей соответствует приблизительно частоте данного показателя преломления. Единичные пробы нанесены кружками (по Е. Гуммелю).

несут и новые подтверждения той общей мысли, что железные руды и в постальгонское время также (хотя на первый взгляд и менее демонстративно) эволюционировали, как и в докембрийские времена, на переходе к палеозою.

Сопоставляя данные по докембрийским постальгонским рудам, мы можем, как будто, уловить даже общее направление эволюции. С ходом геологической истории железорудный процесс все более сосредоточивается на континентальных массивах и приконтинентальных частях морских бассейнов, уходя из пелагических районов последних. Удельный вес морского рудоотложения, хотя и остается очень большим, все же постепенно убывает, значение же континентального, будучи подчиненным, относительно возрастает. Убывают до полного исчезновения с верхнего палеозоя руды эффузивно-осадочные. Приближение морских рудных фаций к берегу есть результат изменения физико-химических условий внутри морских бассейнов: возрастания их солености и одновременно уменьшения содержания активной углекислоты. Относительное же возрастание значения континентальных фаций представляет собой, надо думать, своеобразное отражение чисто тектонических процессов, и в частности разрастания платформ за счет геосинклиналей. Судя по «фациальному профилю» руд, свойственному каждой из этих регионально-тектонических единиц земной коры (см. гл. IV), иначе и быть не могло, ибо геосинклинали наиболее благоприятны для формирования руд морских, платформы — для руд континентальных. Существенную роль сыграло здесь также то обстоятельство, что грандиозные расколы платформ, начавшиеся с конца палеозоя и охватившие почти все их, вызвали мобилизацию колоссальных количеств основной магмы, которая и стала затем субстратом для возникновения в неогене громадных количеств латеритовых субаэральных континентальных руд.

5. Об интенсивности осадочного железорудного процесса в древние и новые эпохи истории земной коры

В эволюции гипергенных железных руд, как во всяком природном процессе, помимо качественной, — наиболее существенной и интересной, — имеется еще и количественная сторона: интенсивность процесса, или иначе массы руд, возникшие на разных этапах истории Земли. К этой стороне дела мы теперь и перейдем.

Выше уже было отмечено, что всякого рода количественные оценки в настоящее время сильно затруднены чрезвычайной неточностью имеющегося цифрового материала. Мы можем говорить лишь о тенденциях в том или ином направлении и то лишь в том случае, когда они проявляются с яркостью, далеко превосходящей возможные ошибки подсчетов и недостаточной исследованности месторождений. Все это обозначает, что в данном случае мы не в состоянии требовать каких-либо детальных выкладок, а должны ограничиться лишь констатированием самых общих основных черт процесса.

Если ограничиться такими самыми общими констатациями, то мы, на наш взгляд, получаем совершенно определенный ответ на поставленный выше вопрос. Смысл этого ответа выясняется при первом же взгляде на диаграмму фиг. 2. Бросается в глаза резко выраженная неравномерность в распределении железа между высокими и низкими горизонтами колонки, или, что то же, между древнейшими и более новыми эпохами в истории Земли. Запасы только 4 учтенных крупных докембрийских железорудных бассейнов (оз. Верхнее в США, Криворожское месторождение и Курская

магнитная аномалия в СССР, система Нама-Трансвааль в Ю. Африке) выражаются цифрой свыше 3400 млрд. т; запасы же всех изученных послеальгонских бассейнов исчисляются всего в 135 млрд. т. Разница поразительная! Мы должны учесть при этом, что запасы докембрийских руд еще только начали изучаться и что помимо указанных выше железорудных бассейнов имеются колоссальные резервы руд в виде железистых кварцитов в Ю. Америке, Африке, Индии, Зап. Австралии. Запасы их исчисляются, надо думать, также сотнями, если не тысячами миллиардов тонн, так что истинные количества сконцентрированного в докембрии рудного железа выразятся, вероятно, многими тысячами миллиардов тонн. В породах же послеальгонского возраста если еще и имеются резервы, то масштаб их может быть только порядка величин уже учтенного рудного железа. Таким образом, при современном состоянии знаний, несмотря на их неполноту, мы все же можем рассматривать как совершенно достоверный тот факт, что главнейшие, подавляющие количественно, массы железа железорудных месторождений сконцентрировались в древнейшие, докембрийские эпохи развития Земли, в последующие же этапы — количество осадочного железа в месторождениях резко убывает. Этот факт становится еще более интересным, если мы припомним, что, по данным современной радиогеологии, абсолютная деятельность исторического периода (от кембрия доныне), с одной стороны, и эпохи альгонка (от которого преимущественно до нас и дошли докембрийские железистые кварциты), с другой, представляют величины если не одинаковые, то во всяком случае близкие (порядка 500 млн. лет). Получается, как будто, ясно выраженное ослабление осадочного железорудного процесса, по мере того, как мы поднимаемся по стратиграфической колонке вверх. Современем, при уточнении масс осадочных железорудных месторождений в палеозойских, мезозойских и кайнозойских породах; этот процесс удается, вероятно, подробно проследить и внутри исторического периода от кембрия доныне. Пока же имеющиеся цифры заставляют ограничиться лишь общим сопоставлением всего докембрия и постальгонка.

Итак, процесс формирования железорудных месторождений в осадочных породах, насколько мы можем уловить его чисто количественно, есть процесс явственно направленный, причем направлен он в сторону ослабления, как бы загухания к новейшим этапам истории Земли. Одновременно с этим происходит, как мы выяснили на предыдущих страницах, как бы «миграция» железных руд «из моря на сушу», из геосинклинальных участков на жесткие молодые и докембрийские платформы, а также некоторая смена минералого-петрографических типов руд.

Естественно встает вопрос, чем же обусловлена большая интенсивность осадочного железорудного процесса в древнейшие докембрийские этапы истории Земли. Акад. В. А. Обручев (1934) видит причину в своеобразных и очень благоприятных для железнакопления условиях выветривания на поверхности докембрийских континентов. «Обширное... распространение и значительные площади, занимаемые отдельными месторождениями железа осадочного генезиса в докембрийских системах, — пишет он, — объясняются легко, если вспомнить, что в те времена на суше не было органической жизни... суша представляла абсолютную пустыню, поверхность которой подвергалась интенсивному механическому и химическому выветриванию, продукты которого сносились водами суши в соседние моря. Среди этих продуктов соли железа и кремнезем должны были занимать главное место, так как на поверхности суши выступали повсюду кристаллические сланцы и гнейсы архейских свит и обширнейшие эффузии основных пород этих периодов, особенно богатые железом. Все эти породы содержат железо в виде магнетита, ильменита и гематита и в виде разных силика-

тов, в общем в гораздо большем количестве, чем осадочные породы, которые в последующие геологические периоды участвовали во все большей и большей степени в составе земной поверхности. Поэтому архейская и альгонкская эры, отличавшиеся также сильнейшими дислокациями, эффузиями и интрузиями, представляли наиболее благоприятные условия для образования обширных отложений железных руд осадочного генезиса в мелких морях, прилегающих к суше». Не оспаривая объяснения В. А. Обручева, я указал бы с своей стороны, что быть может еще более значительную роль в интенсификации рудного железонакпления в докембрии играло повышенное содержание CO_2 в тогдашней атмосфере, что усиливало все процессы выветривания и миграций элементов, а также несравненно более широкое развитие в докембрийские эпохи геосинклинальных зон за счет меньшего размера тогдашних платформ, что создавало наиболее благоприятные для железорудного процесса условия дренажа и транспортировки растворов Fe.

Насколько действительно «объясняют» эти гипотезы затухание осадочного железорудного процесса в истории Земли — могут выяснить, конечно, лишь дальнейшие исследования.

Глава VII

О РОЛИ ОРГАНИЗМОВ В ФОРМИРОВАНИИ ГИПЕРГЕННЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И ИХ АНАЛОГОВ

В 1836 г. известный микробиолог Эренберг, исследуя железистые скопления в лужах, впервые установил, что они обязаны своим возникновением жизнедеятельности особой микроскопической водоросли, которую он назвал *Gallionella ferruginea* E h г. Весной в ржавых пленках болот и луж он неоднократно находил нити этой формы и в конце концов пришел к заключению, что она должна играть видную роль в процессах накопления железа в осадочных породах. «Возможно, — писал Эренберг, — что все дерновые руды вместе с бурными землями (Gelberde) болотистых и прежде заболоченных пространств... образовались из нитей *Gallionella*, слеживание которых и дало руду». Так впервые в литературе выступили на сцену организмы в качестве факторов железонакпления.

Последующие исследователи (Кютцинг, Кон, Виноградский, Лиске и др.) не только подтвердили и значительно расширили открытие Эренберга, но и выяснили особо важную роль железа в метаболизме этих микроорганизмов, выделенных С. Н. Виноградским в особую группу железобактерий. Все эти работы прочно укрепили в сознании биологов и геологов идею о том, что в геохимической истории железа в поверхностных частях литосферы организмы должны играть какую-то, по всей вероятности значительную, роль и, в частности, многие (если не все) осадочные железные руды в какой-то степени должны быть обязаны своим генезисом организмам и, значит, отчасти (или целиком) представлять собой биолиты.

До 80-х годов железные руды были, как кажется, единственным рудным объектом, для которого допускалось биогенное происхождение. Но в 1889 г. ботанику Пекло удалось установить, что некоторые диатомовые способны накапливать в скорлупах марганец. Тем самым создавалась возможность расширения области биогенного генезиса руд, и действительно, очень скоро, в 1893 г., Н. А. Соколов, опираясь на открытие Пекло, высказывает гипотезу, что никопольские руды обязаны своим возникновением организмам, — мысль, которая в разных вариациях без устали повторяется

до сих пор. Но решающее значение в обобщении биогенной гипотезы имело открытие ванадия в крови асцидий, Ва в ксенофиофорах и других элементов в организмах. Эти факты как бы подсказывали, что не только такие обычные элементы, как Mn и Fe, могли накапливаться в осадочных породах при посредстве организмов, но что и редкие, как Cu, V, Ba и др., возможно концентрировались биогенным путем. Создавалась база для превращения биогенной гипотезы в общую теорию возникновения рудных осадочных месторождений элементов. Это окончательное обобщение и было выдвинуто в начале XX в. московской школой минералогов—В. И. Вернадским и особенно Я. В. Самойловым, работы которого имели более прикладной «осадочно-рудный» уклон. В его трактовке железные и марганцевые руды, фосфориты и бокситы, медистые песчаники и руды ванадия, баритовые и стронциевые осадочные месторождения, концентрации Cr, Ni, Co, Cu и других элементов в осадочных породах—суть биолиты, как бы окаменелые следы былой жизнедеятельности организмов со специфическим каждый раз химическим составом. Возникли заманчивые перспективы таким путем не только просто и изящно решить проблемы осадочного рудонакопления, но вместе с тем с помощью изучения концентраций редких элементов в осадочных породах раскрыть в будущем «палеофизиологию» ископаемых организмов и тем пополнить страницы палеонтологии.

Подобного рода идеи особенное распространение получили в советской геологической и геохимической литературе. Апелляция к жизни, к организмам, органическому («живому») веществу стала у нас за последние два десятилетия своего рода «привычкой мысли», чуть ли не признаком хорошего научного тона. К организмам стали прибегать не только тогда, когда для этого имелись известные основания, но и тогда, когда никаких решительно причин не было (так сказать «на всякий случай»), — даже в таких случаях, где организмы по самому существу их жизнедеятельности заведомо не могли играть никакой роли. Присоединение к биогеохимической концепции стало носить порою явные признаки бездумного применения шаблона — с неизбежной при этом вульгаризацией теории.

Пытаясь разобраться в основных проблемах формирования гипергенных железных руд и их аналогов, нам невозможно, конечно, пройти мимо вопроса о роли организмов в их возникновении. Обсуждение этой проблемы и составят содержание настоящей главы.

В целях полноты и объективности наиболее целесообразным представляется начать с общего очерка современных данных о типах и распространении железоорганизмов в природе, а затем попытаться взвесить аргументы, доказывающие участие этих организмов в железорудном процессе.

1. «Сидерофильные организмы» и железобактерии, очерк их организации и биологии.

В сводке 1934 г., посвященной железоорганизмам, П. Дорфф перечисляет многие десятки родов и видов растений и животных, которые тем или иным исследователем когда-либо замечены в каком-либо накоплении железа.

Среди них фигурируют:

А. Растения

1. Железобактерии	16 родов	40 видов
2. Синевеленые водоросли <i>Cyanophyceae</i>	11 родов	20 видов
3. «Настоящие водоросли» (Echte Algen)		
a) <i>Flagellata</i>	14 »	20 »
b) <i>Dinoflagellata</i>	— »	— »

c) <i>Diatomeae</i>	2	»	3	»
d) <i>Coniugatae</i>	9	»	15	»
e) <i>Chlorophyceae</i>	16	»	15	»
	(плюс многие <i>Sp. indeterminata</i>)			
f) <i>Phaeophyceae</i>	3	рода	4	вида
g) <i>Rhodophyceae</i>	2	»	2	»
4. <i>Eumycetes</i>	8	»	4	»
5. <i>Lichenes</i>			—	»
6. <i>Archegoniata</i>				
a) Мхи	2	»	3	»
b) Папоротникообразные	—	»	—	»
7. <i>Phanerogamae</i>				
a) Однодольные	12	»	21	»
b) Двудольные	6	»	4	»

Б. Животные

1. <i>Protozoa</i>	7	родов
2. <i>Coelenterata</i>	6	»
3. <i>Vermes</i>	8	»
4. <i>Arthropoda</i>	5	»
5. <i>Mollusca</i>	8	»
6. <i>Echinodermata</i>	2	»
7. <i>Chordata</i>	1	»

Анализируя данные о количествах железа, фиксируемого перечисленными организмами, а также о формах его накопления, нетрудно убедиться, однако, что в подавляющем большинстве случаев речь идет о совершенно ничтожных примазках ржавчины на листьях, волосках и стеблях растений (высших) или налетах на раковине, ножке, у устья сифона и так далее у животных, — причем связь всех этих выделений железа с какими-либо формами жизнедеятельности организмов остается совершенно неразъясненной и чрезвычайно сомнительной. Вполне вероятно, как это допускается некоторыми биологами (Холодный, 1929), что здесь имеет место чисто механическое прилипание к различным частям организмов железистых гелей, осажденных из окружающего раствора обычным физико-химическим путем. Такого рода случаи, конечно, не имеют ничего общего с биологическим железонакоплением и должны быть оставлены в стороне. Тем самым из обширного списка П. Дорффа устраняется подавляющее большинство приведенных им форм и, прежде всего, вся зоологическая группа, а из растений — *Phanerogamae*, мхи, папоротникообразные, грибы (?) и часть водорослей. По исключении сомнительных железобактерий остаются, в сущности железобактерии и может быть некоторые водоросли (?), в жизнедеятельности которых железо играет действительно важную физиологическую роль в качестве энергетического материала и которые, поэтому, могут перерабатывать и отлагать крупные массы Fe. Из этих двух групп мы сосредоточим наше внимание в дальнейшем лишь на железобактериях, ибо данные по водорослям пока крайне ограничены и по существу не вносят чего-либо принципиально нового в данные о железобактериях. Все, что получается из анализа возможной роли железобактерий в железорудном процессе, целиком может быть применено и к более широкой группе, включающей и железобактерии и водоросли.¹

¹ За последние 6—7 лет, уже после написания настоящей работы, появился ряд исследований В. О. Калиненко, пересматривающих классический взгляд на железобактерии, как на организмы, в метаболизме которых окисление закисного железа в окисное играет существенную роль. В. О. Калиненко удалось получить чистые культуры железобактерий и произвести с ними многочисленные весьма интересные эксперименты. В результате их оказалось, что ни одна из исследованных им железобактерий из р. *Leptothrix* не смогла жить на средах без органического вещества, т. е. не является автотрофом. Вместе с тем выяснилось, что закисное железо

Морфологически среди железобактерий различаются два круга форм: нитчатые и простые бактерии.

Нитчатые бактерии обнимают всего 2 безусловно установленных рода: *Leptothrix* (5 видов) и *Crenothrix* (1 вид), к которым примыкает ряд других более сомнительных¹. «Бактерии, принадлежащие к роду *Leptothrix* (фиг. 152—а и б — Н. С.), пишет Н. Т. Холодный, — обладают палочковидной формой и обычно соединены друг с другом в более или менее длинные нити, которые окружены общей оболочкой. Размножаются зооспорами или неподвижными конидиями (гонидии), которые образуются поперечным делением клеток. Гидрат окиси железа выделяется свободной цилиндрической поверхностью клеток и образует более или менее толстую оболочку, которая в слабой соляной кислоте полностью или частично растворяется. Чем толще эта оболочка, тем более затрудняет она нормальный обмен веществ. Поэтому бактериальная нить покидает старую оболочку и медленно выплывает наружу. Во время движения клетки продолжают непрерывно выделять гидрат окиси железа, благодаря чему в конце концов возникает очень длинная, сильно ожелезненная трубочка, которая по всей своей длине не содержит никаких клеток. Последние находятся обычно только в «более юных», еще растущих частях оболочки. В конце концов из оболочки выплывает вся нить, и трубочка остается в воде пустой. Из таких пустых, полностью покинутых живыми нитями, оболочек состоит тот охристый осадок, который всегда можно наблюдать в водоемах, обитаемых нитчатыми железобактериями».

Видовые отличия разных представителей *Leptothrix* заключаются в размерах и форме клеток, большей или меньшей ширине и строении их оболочек, способности к ветвлению, и т. д.

Физиологические особенности членов рода *Leptothrix* изучены еще недостаточно. *L. crassa*, бывшая объектом классических исследований С. Н. Виноградского (1888, 1923, 1928)², а затем П. Лиске (1911) и Г. Молиша (1910), представляет типичный миксотроф и может жить, смотря

не является обязательным условием существования и развития железобактерий: с равным успехом они живут и в средах с окисным железом. Вообще „железобактерии адсорбируют минеральные и органические формы закисного и окисного железа“ (Калиненко, 1946). Таким образом „железо не играет никакой положительной роли в их физиологии“ (Калиненко, 1946) и, стало быть, никакой физиологической группы в классическом понимании С. Н. Виноградского железобактерии не образуют. Накопление железа в студневидных чехлах, облегающих бактериальные нити, В. О. Калиненко объясняет простой адсорбцией этого элемента органическим веществом чехла.

Такое понимание железобактерий, несомненно, сильно понижает их роль в общем круговороте железа в природе, делая ее (эту роль) мало отличной от деятельности других микроорганизмов, разрушающих органические вещества, стабилизирующие растворы железа, и способствующих садке железа из воды. Однако среди микробиологов взгляды В. О. Калиненко еще не получили общего признания и прежний классический взгляд С. Н. Виноградского еще не может пока считаться окончательно устраненным (см. Н. Г. Холодный, 1946) и потому в дальнейшем изложении он будет обсуждаться.

¹ Нужно заметить, что систематика железобактерий далеко еще не находится на высоте. В 1926 г. Н. Г. Холодный после основательного критического рассмотрения всей совокупности данных выделил, и то с некоторыми сомнениями, всего 5 родов с 11 видами. Писавший же тремя годами позже и опиравшийся почти на тот же материал Е. Науманн (1929) установил 17 родов с 35 видами, причем среди них очень много таких, чрезвычайная сомнительность которых была с полной основательностью показана Н. Холодным. Еще позже, в 1934 г. ученик Науманна П. Дорфф в новой сводке перечисляет 16 родов с 40 видами, из которых 2 рода и 7 видов новые, а из старых многие совпадают со спорными науманновскими. Излагаемые ниже данные по морфологии и систематике железобактерий основаны на сводке Н. Г. Холодного, как наиболее научно строгой и основательной.

² По Н. Г. Холодному; сам же С. Н. Виноградский определял этот вид как *Lept. ochracea*.

по обстоятельствам, то автотрофно на чисто минеральных субстратах, то гетеротрофно, на чисто органических средах. *L. ochracea*, по Н. Г. Холодному, и *L. trichogenes* Chol., по М. Р. Преображенской, — автотрофы¹. Другие члены рода в этом отношении не изучены вообще.

Род *Crenothrix* (с единственным пока достоверным видом *Cr. polyspora*) морфологически близок к предыдущему роду, отличаясь от него крупными размерами клеток (от 2—5 μ в ширину до нескольких миллиметров (!) в длину и своеобразным размножением (фиг. 153). Последнее происходит при помощи гонидий, возникающих в верхних концах нитей; при этом клетки делятся не только поперечно, но во всех трех плоскостях, что и составляет характерную особенность рода *Crenothrix*. Различают два вида гонидий: маленькие или микрогонидии (1—2 μ в диаметре) и крупные или макрогонидии (до 5 μ в поперечнике). При образовании первых концы нитей раздвигаются, при образовании вторых этого не происходит. Выйдя из произведшей их нити, гонидий нередко вновь садятся на нее и прорастают, образуя ложное ветвление (фиг. 154). Выделение железа в оболочках развито слабо. Метаболизм остается полностью неисследованным.

Помимо охарактеризованных родов, отличающихся друг от друга достаточно отчетливо морфологически, разные авторы указывают еще много других родов: *Cladothrix*, *Chlamydothrix*, *Clonothrix* (фиг. 154), *Lieskiella*, *Sphaerothrix* и др., характеристики которых, однако, либо неясны, либо совпадают со сделанными выше, почему отдельное существование этих родов и подвергается Н. Г. Холодным справедливому сомнению.

Несравненно шире, повидимому, чем нитчатые железобактерии, распространены их мельчайшие кокковидные формы, объединяемые в порядок (или семейство) *Haplobacteria*. Но изучены они гораздо хуже, почему и сведения о них много скуднее.

Среди *Haplobacteria* наиболее изучен род *Gallionella*, впервые открытый еще в 1836 г. Эренбергом. Несмотря на то, что этому роду было посвящено очень много работ и он представляет, так сказать, классический объект бактериологических исследований, очень долгое время истинная морфология и история развития его оставались неизвестными и были раскрыты лишь недавно (в 1924 г.) проф. Н. Г. Холодным.

«Выросшие клетки *Gallionella* (фиг. 155 а и б), — пишет он, — характеризуются бобовидной или почковидной формой. Их тело несколько изогнуто винтообразно (как у спирилл или вибрионов), но из-за ничтожной величины клеток это непосредственным микроскопическим наблюдением не устанавливается. Коллоидальная окись железа выделяется исключительно вогнутой стороной клетки и образует здесь постепенно нарастающий стерженек. Последний имеет форму более или менее широкой ленточки, которая винтообразно закручена вокруг своей оси. От времени до времени каждая клетка размножается поперечным делением, причем возникают две одинаковые по внешности, приблизительно круглые (коккообразные) дочерние клетки. Так как они продолжают выделительную работу, то образуются две винтообразно закрученные нити или узкие ленточки, которые параллельно с ростом клеток постепенно расширяются. Поскольку после каждого деления образуются два новых стерженька, которые расходятся под более или менее тупым углом, то в конце концов возникает дихотомически-раз-

¹ Изучая чистые культуры *Lept. ochracea* в 1941 г., В. О. Калиненко пришел к выводу, что *Lept. crassa*, как особый вид, не существует. „*L. crassa* не что иное, как *L. ochracea*.“ Этот вывод вызвал возражение Н. Г. Холодного, который разобрал материалы В. Калиненко, показал, что „признаки, отличающие бактерию. Калиненко от типичной *L. ochracea* Kütg. многочисленны и вполне отчетливы“... „Вероятно, — пишет Холодный — что выделенная т. Калиненко бактерия должна быть отнесена к одному из довольно многочисленных представителей р. *Leptothrix*, не имеющих ничего общего с железобактериями“. (?)

ветвленное деревцо достаточно крупных размеров, ствол и все ветки которого состоят из гидрата окиси железа. Каждая веточка построена одной единственной клеткой, которая помещается на вершине ее». Клетки эти соединены со стволом очень прочно и легко отделяются от него, почему долгое время и не были обнаружены в естественных скоплениях ветвей *Gallionella*. Ствол очень хрупок и при сотрясении легко распадается на части, внешне явственно морфологически различающиеся друг от друга. «Такие обломки, — замечает Н. Т. Холодный, — и описывались до сих пор под названием *Gallionella*, *Spirophyllum* и т. д.». Лишь использование свежих разводов и прослеживание роста отдельных экземпляров под микроскопом позволило этому исследователю открыть истинную живую клетку *Gallionella*.

В 1926 г. Н. Холодный описал два вида *Gallionella* — *G. ferruginea* E h r. и *G. minor* C h o l., к которым позже он присоединил еще и третий — *G. major* C h o l. (в водах Кавказа); все они отличаются друг от друга главным образом формами взрослых колоний («деревьев»). Все три вида — пресноводные. В 1928 г. В. Буткевич при изучении илов Белого моря (у Печерской губы и у Зимнегорского маяка) обнаружил еще два новых, уже морских, вида той же *Gallionella* — *G. tortuosa* В u t k. и *G. reticularis* В u t k., отличающиеся от пресноводных и друг от друга также главным образом способами ветвления и формой кустиков.

Подробнейшие экспериментальные работы Р. Лиске, выполненные в 1911 г. над *Gallionella ferruginea* E h r. (еще до установления истинной морфологии ее!) показали, что эта железобактерия — настоящий автограф, не только не умеющий питаться готовыми органическими веществами, но даже не растущий в присутствии сколько-нибудь значительных их концентраций. Уже 0.01% органических веществ в растворе достаточно для того, чтобы затормозить рост *Gallionella*, наличие же 0.25% пептона, 0.25% обычного сахара или 0.35% аспарагина подавляет их развитие совсем. Физиологические особенности других представителей рода не изучены.

Кроме *Gallionella* в сем. *Haplobacteria* разными авторами (особенно Е. Науманном) установлено много других родов: *Siderocystis*, *Sideroderma*, *Siderococcus*, *Ochrobium* и пр., большинство которых, однако, охарактеризовано совсем недостаточно и в ряде случаев, возможно, даже совсем не представляет живых клеток, а является чисто неорганическими образованиями. Из этих родов наиболее достоверны: род *Sideromonas*, установленный Н. Холодным, род *Siderocapsa*, открытый Г. Молишем, и, возможно, род *Ochrobium*, описанный В. Перфильевым.

Род *Sideromonas* (фиг. 156) с единственным видом *S. confervarum* C h o l., представляет маленькие кокки или коккобациллы, которые обитают на поверхности нитчатых водорослей (главным образом *Conferva*) и образуют здесь студенистые желвачки, пропитанные значительным количеством гидроокиси железа. Клетки бактерий внутри студия располагаются цепочкой.

Род *Siderocapsa* (фиг. 157) с двумя видами — *S. treubii* M o l. и *S. major* M o l. представлен также кокками или коккобациллами, которые встречаются одиночками или группами и окружены бесцветной капсулой. Гидроокись Fe выделяется вокруг этой капсулы, благодаря чему возникают неправильные бесформенные пластинки на поверхности водных растений или просто на водной поверхности водоема. У *S. treubii* количество клеток внутри капсулы колеблется от 1 до 6, у *S. major* — до 100 и больше; клетки последнего вида, кроме того, крупнее, чем у *S. treubii*.

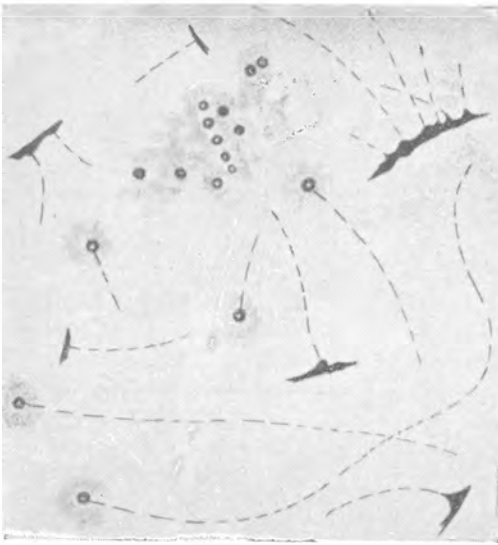
Род *Ochrobium* (фиг. 158) значительно отклоняется в своей морфологии от предыдущих. Клетки его овальные или коротко-цилиндрические с окру-

гленными концами, в 1.5—3 μ шириною, около 5 μ длиною. По наружному краю у них различается студневидный «футляр», который при делении клетки также делится и представляет, по всей вероятности, просто наружный сильно дифференцированный и накапливающий железо слой плазмы. На одном конце клетки находится маленькое углубление, предназначенное, вероятно, для жгутика. Этот микроорганизм живет в железистых водоемах, по большей части в их глубоких слоях, где накапливается иногда в таких количествах, что вода приобретает буровато-желтую окраску. По наблюдениям Б. В. Перфильева, *Ochrobium* лучше развивается в условиях затрудненного доступа кислорода. Именно это обстоятельство, а также и резко уклоняющаяся морфология *Ochrobium*, по мнению Н. Т. Холодного, делают чрезвычайно сомнительной принадлежность этого рода к настоящим железобактериям. Вероятно, это одна из выделяющих железо флагеллят.

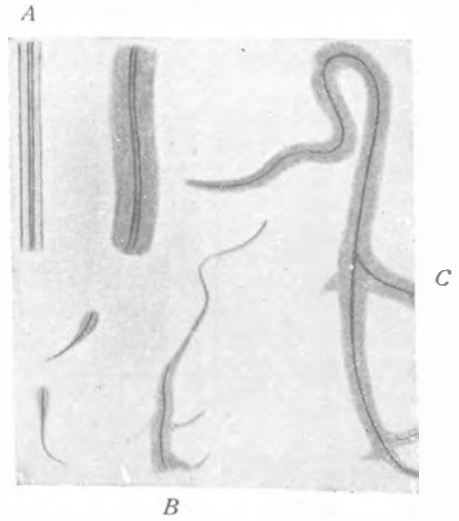
Наблюдения последних 20-ти лет показали, что железобактерии существуют в очень различной биомической обстановке и что им свойственна резко выраженная способность приспосабливаться к самым разнообразным условиям среды — к колебаниям солености, температуры, рН, количеству CO_2 и O_2 , наличию органических веществ, железа и т. д.

Первые железобактерии были найдены в мягких пресных болотных водах и долгое время (до 1926—1928 гг.) среди биологов и геологов был широко распространен взгляд, что железобактерии — типично пресноводные организмы. Но в 1925—1926 гг. Б. Перфильеву удалось обнаружить типичные железобактерии в илах Черного моря (1.8% солености), в озерных минеральных грязях Старой Руссы и в Кандалакшской губе Белого моря. Эти открытия были подтверждены затем (в 1928 г.) В. С. Буткевичем, который обнаружил железобактерии в грунтах Белого и Баренцова морей, подробно изучил в лабораторных условиях их рост и описал два новых вида *Gallionella*. Около того же времени Н. Т. Холодный показал, что даже такие типичные пресноводные формы как *Gallionella ferruginea* Ehrh. способны «без предварительной тренировки» переносить очень высокие концентрации электролитов. Этот исследователь поставил специальные опыты с железобактериями пресного железистого источника возле Днепровской биологической станции, к пробе воды которого он прибавлял различные количества поваренной соли. «Оказалось, — по его словам, — что даже в тех случаях, когда концентрация NaCl в растворе несколько превышала концентрацию этой соли в морской воде, *Gallionella ferruginea* и другие железобактерии развивались в нем довольно хорошо». Отсюда видно, что железобактериям свойственна ясно выраженная и широкая эвригалинность, и мы должны, вообще говоря, считаться с возможностью биогенного железонакпления во всех типах известных нам бассейнов.

Температурные условия произрастания железобактерий также весьма изменчивы. Чистые культуры *Leptothrix crassa*, по Г. Молищу, хорошо растут при комнатной температуре, еще лучше при 23—25°; при 5° и при 40° рост прекращается. Оптимум для *Leptothrix trichogenes* Chrl. лежит, по Паку, около 12° С, для *Siderocystis confervarum*, по П. Дорффу, около 15° С, хотя эта бактерия растет во всем интервале от 7° до 20° С. Наряду с формами с относительно узким температурным диапазоном существуют и настоящие эвритермные виды. «Относительно *Leptothrix ochracea*, — пишет П. Дорфф (1935), — известно, что она встречается массами уже под тающим снегом и льдом и также массами была находима под тропиками (Ява, Суматра) в разгаре летнего сезона». Чистые культуры *Gallionella ferruginea*, по Р. Лиске, при различных температурах показали следующее развитие:



Фиг. 152а. *Leptotrix sidēropous* Mokisch. $\times 500$. Выделение железа происходит только в одной части нити, отчего образуются дискообразные тела (из Холодного).



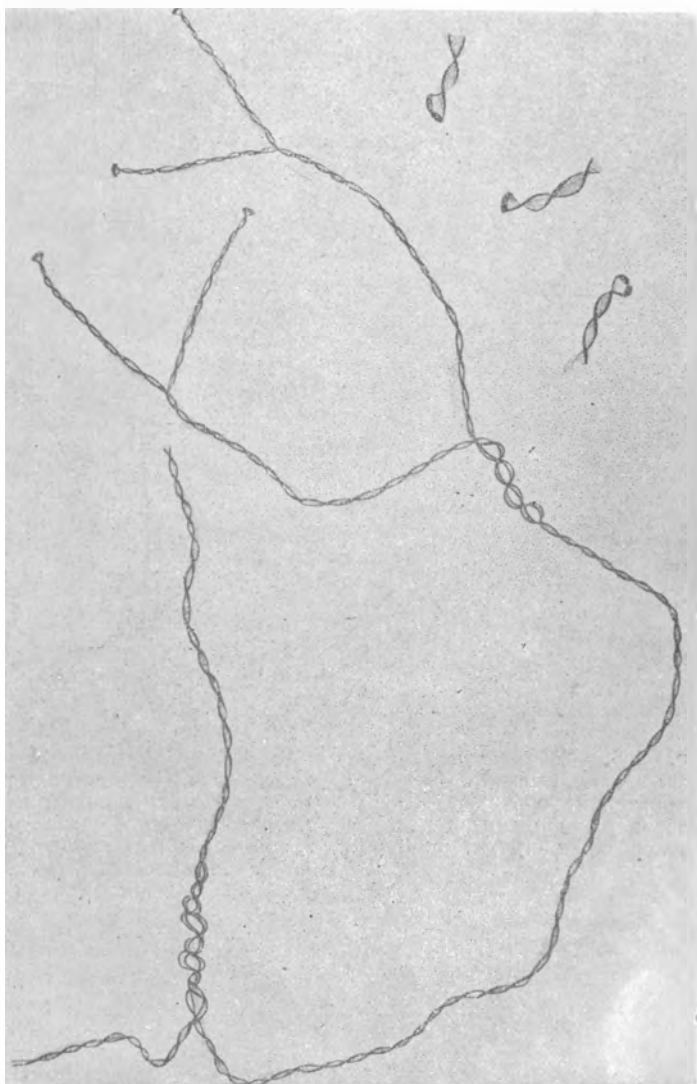
Фиг. 152б. А—Налево—часть оболочки *Lept. ochracea*, направо — обломки *Lept. crassa*. $\times 1300$; В—*Lept. crassa*, прикрепленная форма. $\times 350$; С—*Lept. crassa*, плавающая, ветвистая форма. $\times 1000$ (из Холодного).



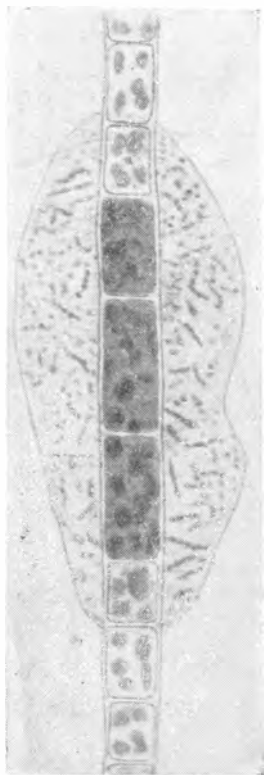
Фиг. 153. Род *Crenothrix*. $\times 500$ (из Холодного).



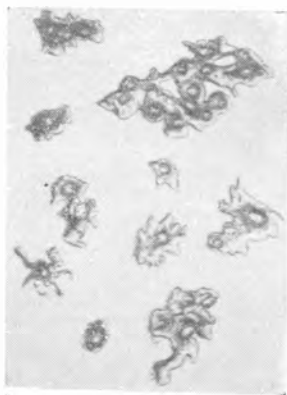
Фиг. 154. Род *Clonotrix*. × 500 (из Холодного).



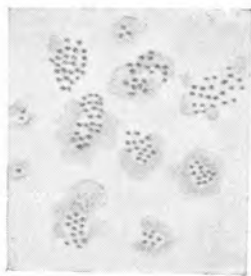
Фиг. 155. *Callionella ferrugineum* Ehr. Общее строение дерева; живые клетки только на концах; б — то же в стадии реста (из Холодного. X500).



Фиг. 156. *Sideromonas confervarum* Ehr. Железобактерии образуют желваки около нитей водоросли *Conferva*.

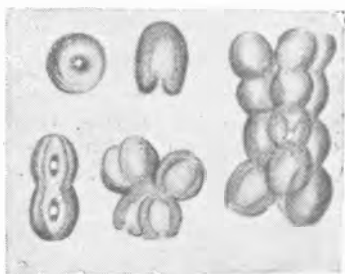


а



б

Фиг. 157а—*Siderocapsa Treubii* M o l. $\times 500$. Нарисованные в капсулах клетки видны лишь после обработки реактивом Шиффа. $\times 500$; б — *Siderocapsa major* M o l. $\times 500$ (из Холодного).



Фиг. 158. *Ochrobium*. $\times 500$. Perf.

t°	Рост культуры <i>Gallionella ferruginea</i> через 14 суток
0—0.5	Очень хороший
6	Превосходный (лучшая культура)
15	Хороший
22	Совсем ничтожный
27	Роста нет
32	Тоже

На основании этих данных род *Gallionella* до последнего времени считался типично психрофильным (холодолюбивым). Тем неожиданнее было открытие в 1939 г. О. Ю. Волковой, что «в источниках Железноводской группы с температурой 27.5—25° С пышное развитие *Gallionella* наблюдается круглый год во внешних истоках». «Температурной границей, при которых она здесь еще встречалась, является температура 32», но в пятигорских теплых источниках «*Gallionella* вегетировала во внешних истоках при температуре воды 32—33». «На основании этих наблюдений, — пишет цитируемый автор, — можно сделать заключение, что в железноводских минеральных источниках имеется особая экологическая разновидность *Gallionella*, приспособившаяся к более высоким температурам существования, чем обычные формы». Но еще более поразительным надо признать открытие Г. Молишем в термах Японии бактерий рода *Leptothrix*, существующих при 69° С; эту своеобразную термофильную группу *Leptothrix* Молиш выделил в особый вид *L. thermalis*. Таким образом, можно считать установленным, что по отношению к температурным условиям железобактерии образуют непрерывный ряд от психрофильных к термофильным организмам.

Столь же терпимы железобактерии и по отношению к активной реакции среды — рН.

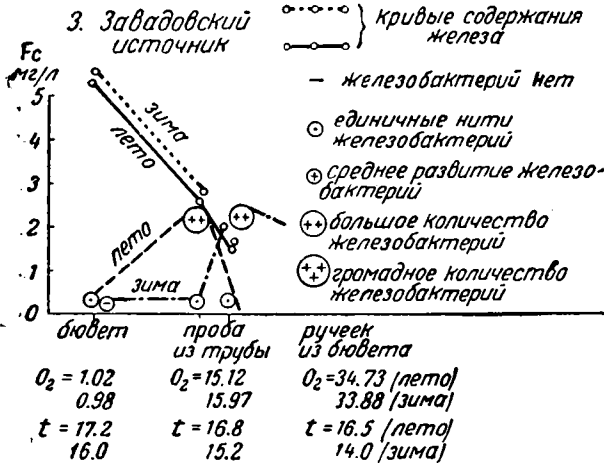
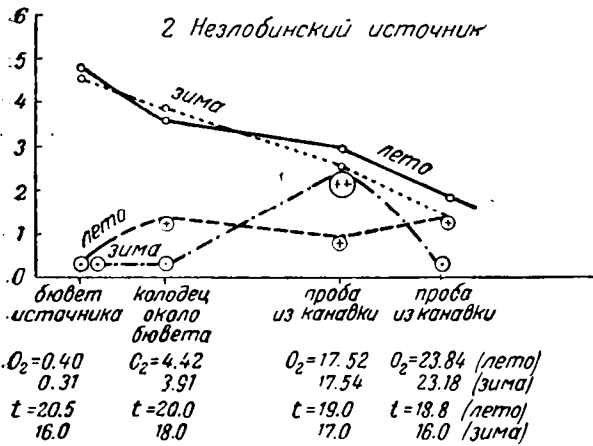
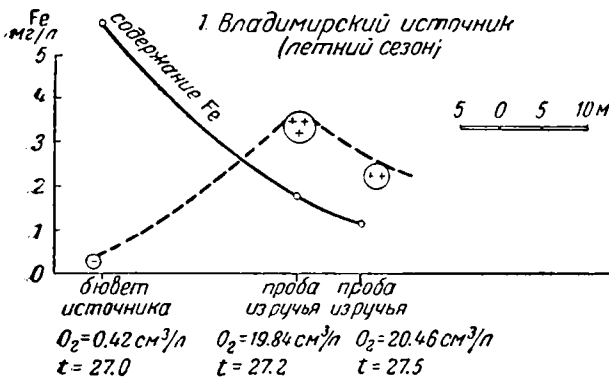
В железистых водах Полуострова и Липецкого курорта аутотрофные железобактерии *Leptothrix ochracea*, *L. trichogenes* и *Gallionella* найдены в железистых источниках с рН = 5.8—6.4; миксотрофные железобактерии *Leptothrix crassa* и *L. sideropous* наблюдались только в водоемах с рН = 6.6—7.6 (Преображенская, 1937). В кавказских минеральных источниках колебания рН в пределах 6.6—7.6 переносились железобактериями рода *Gallionella* хорошо, причем оптимум развития бактерий в источниках железноводской группы совпадал с рН = 6.9—7.2, в пятигорских же источниках с рН = 7.0—7.4 (Волкова, 1939). Встречаются, однако, формы и еще более стойкие к активной реакции среды, как, например, *Siderococcus*, который, по П. Дорффу, массами развивается как в источниках с резко выраженной кислой водой (рН = 5.5—5.8), так и в озере с рН = 7.5—8.2. Из приведенных данных видно, что железобактерии свободно переносят многократные изменения концентрации водородных ионов, хотя все же явно тяготеют к кислым, слабо-кислым или слабо-щелочным водам. Это, впрочем, не удивительно, ибо необходимые для их метаболизма ионы Fe²⁺ встречаются также главным образом в кислых, слабо-кислых и слабо-щелочных водах.

В связи со специфическим характером железобактерий как аноргоксидантов¹, очень интересно рассмотреть их отношение к различным концентрациям железа и кислорода в природных водах.

«Содержание железа (FeO) в водах различных источников, — пишет Н. Т. Холодный, — где наблюдалось особенно пышное развитие железо-

¹ Термин С. Н. Виноградского.

I Железноводские источники



Фиг. 159. Содержание железа и железобактерий в водах железноводских источников на Кавказе (по О. Ю. Волковой).

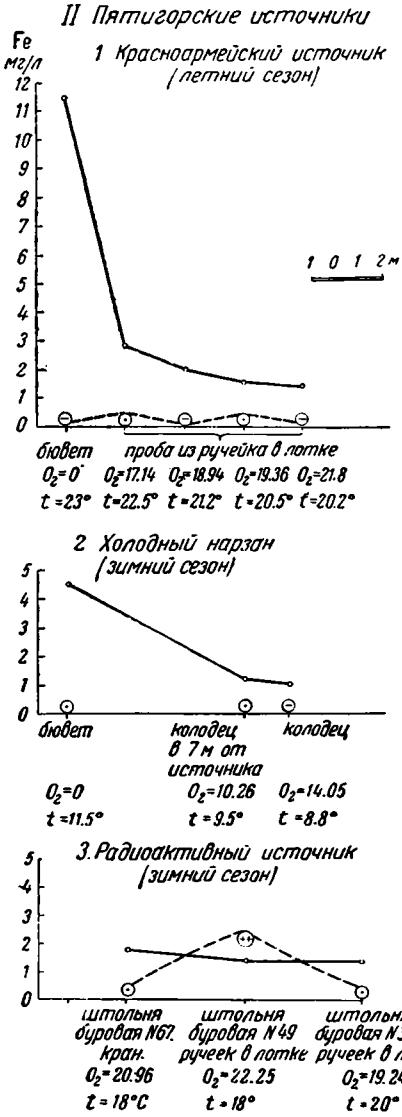
бактерий, колеблется, насколько можно судить по имеющимся анализам, от 10 до 30 мг на литр. Несомненно, однако, что железобактерии могут довольствоваться гораздо меньшим количеством закиси железа, в особенности в быстро текущих водах, которые непрерывно приносят клеткам новые порции дыхательного материала. Так, по Шорлеру, в дрезденском водопроводе прекрасно преуспевала такая типичная железобактерия, как *Gallionella ferruginea*, хотя дрезденская водопроводная вода содержала только 0.2—0.3 мг FeO на литр. С другой стороны, та же самая бактерия развивается в искусственных растворах $FeCO_3$, концентрация которых около 0.01%, т. е. достигает 100 мг $FeCO_3$ на литр. Железобактерии в илах Белого и Баренцова морей живут, по В. С. Буткевичу, при концентрациях FeO около 3 мг/л, причем в данном случае едва ли можно говорить о быстром подтоке новых порций железа со стороны. В Полюстрове и на Липецком курорте автотрофные бактерии (*Leptothrix ochracea*, *L. trichogenes* и *Gallionella*) обитают в водах с содержанием Fe^{++} от 7 до 14 мг/л, миксотрофные же (*L. crassa* и *L. Sideropous*) при Fe^{++} от 4 до 11 мг/л. В во-

дах кавказской минераловодской группы развитие железобактерий имеет место при содержании в воде Fe^{++} от 1.2 до 3.8 мг/л. При этом, как видно из диаграмм, построенных на данных О. Ю. Волковой (фиг. 159

п 160), характерно, что никакой связи между количеством Fe^{++} и степенью развития железобактерий не устанавливается. «В красноармейских источниках с большим содержанием железа, чем в остальных пятигорских, а также в железноводских источниках, железобактерии почти совсем отсутствовали как в воде бюветов, так и в воде наружных источников, если не принимать во внимание единичных экземпляров *Gallionella*, *Lept. ochracea*, *Lept. trichogenes* и *Lept. crassa*».

В радиоактивных же источниках, в которых содержание железа весьма незначительно (1.43—1.84 мг/л), железобактерии оказались процветающими. «На стеклах обрастания, поставленных в ручейки, протекавшие по лоткам, *Gallionella* развивалась обильно, и в самых лотках попадались железистые осадки в виде рыхлых, мягких, ватообразных ярко-охряного цвета комков, сплошь состоящих из густого сплетения стеблей *Gal. ferruginea* и изредка трубочек *Lept. ochracea*. Из отрезка трубы диаметром 1.5 дециметра был извлечен осадок, покрывающий толстым слоем ее внутренние стенки и состоящий исключительно из сплетения стеблей *G. ferruginea*». Отсюда можно заключить, как это и делает О. Ю. Волкова, что «количество железа особенного значения для развития железобактерий, повидимому, не имеет, так как и при содержании железа в 1.43 мг/л, как и при 6 мг/л они... развиваются в довольно большом количестве». Этот вывод имеет, надо думать, не частное, а совершенно общее значение.

Для целей дальнейшего анализа весьма существенно отметить тот факт, что, по словам Р. Лиске, «все железобактерии в состоянии накапливать, помимо железа, также и марганец, и притом во всех случаях можно наблюдать, что марганец вызывает более пышный рост». Впервые это было установлено для *Leptothrix crassa* Г. Молишем, который получил культуру названной бактерии не на железистых солях, а на манганопептоне; впоследствии же такое замещение Fe^{++} на Mn^{++} было констатировано в естественных условиях и у других бактерий и даже у некоторых водорослей. Джексон нашел во влагалище *Crenothrix* столь высокое содержание марганца (33.99 Mn_2O_3 при 14.4% Fe_2O_3), что принял накапливающую марганец *Crenothrix* за особый вид и дал ей название *Cr. manganiifera*. По дан-



Фиг. 160. Содержание железа и железобактерий в пятигорских источниках на Кавказе (по О. Ю. Волковой).

ным химического исследовательского управления в г. Дрездене, изучавшего темнобурых, содержащий *Crenothrix* ил из колодца и водохранилища Толькевитперского водопровода, содержание марганца (Mn_2O_3) во влагиалищах *Crenothrix* достигало даже 30.49—66.59%, тогда как содержание железа (Fe_2O_3) колебалось в пределах 5.85—8.94%. Частичное замещение железа марганцем наблюдается у морских рас (или видов?) *Gallionella* и у *Anthrophyssa*¹; последняя, по Адлеру, отлагает марганец в гораздо большей степени, чем железо (Буткевич, 1928).

Итак, марганец вполне способен заменять Fe^{++} в метаболизме железобактерий. Наоборот, для алюминия это замещение, повидимому, совершенно исключено, ибо ни одним из исследователей накопления Al_2O_3 в нитях железобактерий не наблюдалось, да и по существу такого замещения быть не может, ибо Al_2O_3 имеет всего один тип валентности и к окислению не способен. К значению этого обстоятельства для теории биогенного рудного железнакопления мы еще вернемся ниже.

Значительно сложнее вопрос о кислородном режиме железобактерий. До недавнего времени эта группа, подобно бактериям нитрифицирующим, рассматривалась как типичные аэробы, что и понятно, имея в виду физиологическую роль у них окисления Fe^{++} и Fe^{+++} . За последние 10—15 лет, однако, постепенно накапливаются факты, заставляющие изменить эту ортодоксальную точку зрения. Наиболее интересные данные собраны М. Р. Преображенской, в течение ряда лет (1930, 1932, 1937) изучавшей железистые воды г. Луги, Полуострова, окрестностей Ленинграда, Урала и других мест. «В ручьях с железистой водой, — пишет она, — недалеко от выхода воды из земли можно видеть в воде беловатую муть. Вниз по течению эта муть быстро желтеет, буреет и дает ржавый осадок и «пену». Микроскопирование обнаруживает в белой мути много длинных бактериальных нитей *Leptothrix ochracea* с тонкими железистыми оболочками, а также много и пустых железистых трубочек с утолщенными стенками; бактерии среди них встречаются редко. В красно-буром осадке или «пене» бактерий совсем нет, а трубочки еще более толстые, и обломки их лежат в зернистой и аморфной массе гидроокиси железа.

«Если же взять воду выше мути, подставляя маленькие стерильные банки под выбивающиеся из земли струйки совершенно прозрачной воды и наполняя ею банку до пробки, то в таких пробах на другой день появляются на дне бесцветные, слегка желтоватые хлопья, состоящие из множества бактериальных нитей в тонких железистых оболочках.

«Бесцветные колонии железобактерий я нашла (курорт «Железо») в глубине прозрачной воды в виде хлопьев, чрезвычайно похожих на гигроскопическую вату; у дна они были беловато-бесцветные, а выше — желтовато-буроватые. Частицы бесцветной ваты оказались под микроскопом сплетением одних бактериальных нитей *Lept. ochracea*. Светлобурые представляли то же, что вышеописанная желтая муть.

«Колонии железобактерий найдены также в роднике с небольшим бассейном в лесу близ Луги (Вордовский хутор). На кирпично-красных стенках этого водоема с прозрачной водой сидели небольшие (в кисть руки) полупрозрачные облачки, беловатые в глубине (около 1 м), желтоватые и буроватые в середине и ярко-охристого цвета, уже непрозрачные у поверхности». «В чистой прозрачной воде, взятой из этого водоема в четвертную бутылку для химического анализа, на другой день появился у дна бутылки полупрозрачный бесцветный клубок (7—8 см в диаметре) с отдельными, сильно преломляющими свет серебристыми нитями. Через несколько часов этот клубок стал желтеть. На третий день он слегка побу-

¹ Водоросль.

рел, серебристые нити исчезли. К 7 дню он уплотнился, побурел весь и при выливании воды распался на бурые комочки.

«Под микроскопом частицы бесцветных клубочков из параллельных проб дали длинные нити *Lept. ochracea* и *Lept. trichogenes* с их железистыми оболочками и волосками. Серебристые нити были, надо полагать, пучками волосков выделенных *Lept. trichogenes*, так как в колониях из одних *Lept. ochracea* они не наблюдались. Побуревшие хлопья и здесь не содержали бактерий, при этом хлопья бурели быстрее в открывавшихся пробах и месяцами оставались светлыми в пробах, совсем не открывавшихся.

«Наблюдения над *Gallionella* и *Lept. trichogenes* в воде из Полуостровского источника показали, что светложелтые хлопья, состоящие из сплетений этих бактерий, появляются на дне закрытых сосудов и долго в них сохраняются без изменения. Если же сосуд открыть, то через 6—7 дней хлопья буреют и бактерии исчезают».

Итак во всех случаях, когда *Lept. ochracea*, *Lept. trichogenes* и *Gallionella* наблюдались в большом количестве, а не единичными нитями или клетками среди массы бесструктурных образований гидроокиси железа, они наблюдались всегда в глубине водоемов и на дне сосудов, а не у поверхности, где собралась бы аэробы.

«Наблюдения над миксотрофной *Lept. crassa* дали те же результаты. В большом количестве и в виде длинных нитей ее можно видеть в бесцветных паутинках на дне сосудов, а не в желто-бурых образованиях»...

Вывод из описанных фактов вытекает сам собою. «Железобактерии не нуждаются в большом количестве O_2 и во всяком случае не аэробы». Это микроаэрофилы, существующие при очень небольших порциях кислорода. С таким заключением хорошо согласуются и другие наблюдения. При бактериологическом обследовании южно-шведских озер Е. Науманн (1930) находил живые бактерии коккового типа лишь в глубоких придонных частях озерных вод, где содержание O_2 обычно заметно понижено против нормы. Железобактерии, образующие железо-марганцовые конкреции Белого и Баренцова морей, обитают, по В. С. Буткевичу (1928), на границе окислительной и восстановительной зон осадка, т. е. очевидно в условиях пониженного содержания кислорода. То же самое принимается Б. В. Перфильевым для железобактерий пресноводных озерных бассейнов.

В опытах О. Ю. Волковой с водами кавказских минеральных источников железобактерии не прекращали своей деятельности даже в условиях плотно закупоренных бутылок, без всякого доступа в них воздуха, т. е. совершенно в тех же условиях, что и в опытах М. Р. Преображенской. Все это указывает, что железобактерии в общем действительно едва ли можно считать настоящими аэробными бактериями. Типичной обстановкой их существования является, повидимому, область соприкосновения (все равно в воде или в илу) аэробной и анаэробной среды, зона их взаимоперехода, внутри которой одни виды (и даже разные члены одного и того же вида) при различной общей ситуации уклоняются больше в аэрируемую, другие — в микроаэрофильную область. При общих благоприятных условиях в этой зоне взаимоперехода кислородного и бескислородного режима возникают, повидимому, настоящие железобактериальные пленки, аналогично пленкам десульфатирующих бактерий на границе сероводородной и кислородной сред.

Что касается влияния CO_2 и света, то, по достаточно единодушному мнению современных исследователей, эти факторы никакого воздействия на развитие железобактерий не оказывают.

«По отношению к органическому веществу железобактерии несомненно

весьма различаются друг от друга. Для некоторых из них, как, например, для *Callionella ferruginea* Ehr., органические вещества безусловно вредны, другие, как кажется, ведут себя в этом отношении совершенно нейтрально (например, *Lept. ochracea*), некоторые же (*Lert. crassa*) могут даже использовать эти вещества в качестве питательного и дыхательного материала. В природе... наиболее пышное цветение железобактерий наблюдалось в железистых минеральных водах, которые содержат лишь ничтожнейшие, иногда же почти неуловимые следы органических веществ. Напротив, в водах, которые очень богаты этими соединениями, железобактерии обычно отсутствуют хотя бы даже в них и наблюдалось высокое содержание железа» (Холодный).

Результатом изумительной приспособляемости железобактерий к внешним условиям является их широчайшая распространенность. Они не только растут в самых разнообразных биологически бассейнах умеренного климата (где и были открыты прежде всего), но процветают и в климатах полярных (Баренцево море) и тропических (Ява, Суматра, Бали), причем населяют не только поверхностные воды, но и подземные — до глубины по крайней мере в 100 м. Как раз на этой глубине были встречены Е. Гардером (1919) в водах, высачивающихся в железорудных шахтах оз. Верхнего, нитчатки *Leptothrix*, *Crenothrix*, а также простые (кокковые) формы бактерий. Бактерии были обнаружены здесь в такой обстановке, которая, по мнению названного ученого, исключает привнос их в шахту в ходе производственных процессов. Очевидно, железобактерии вымываются на глубину многих десятков (и может быть сотен?) метров нисходящими потоками метеорных вод, фильтрующихся через водопроницаемые породы, и также «пропитывают» собою всю область биосферы, как это наблюдается у бактериальных форм вообще. Характерно при этом, что большинство железобактерий настоящие космополиты и встречены в самых разнообразных участках поверхности земли. *Gallionella*, например, найдена: Эллисом в Ланкашире и Шотландии, Шверсом — в Бельгии, Шорнером и Лиске — в окрестностях Дрездена и в дрезденском водопроводе, Зюссенгутом — в водах Мюнхена, Адлером — в осадках 12 карлсбадских источников, Холодным — в водах Псекупса и около Краснодара, Волковой — в минераловодских водах, Преображенской и в Полуостровском ключе, Буткевичем — в морских илах Баренцова и Белого морей, Казанским — на Новой Земле, Молишем — в рудах из Сибири и Японии, Дорфом — в железистых осадках с о. Суматры, Явы и Бали. То же касается родов *Leptothrix*, *Siderocapsa*, *Siderocystis* и др., которые известны из умеренного климата (Европа, Америка) и из тропиков (Суматра, Ява, Бали).

В заключение очень интересно сопоставить интенсивность биогенного осаждения железа с обычным химическим окислением. Первые самые общие наблюдения в этом отношении принадлежат С. Н. Виноградскому (1888), Е. Гардеру (1919), Е. Муру и Д. Мейнард (1929), но настоящего количественного учета процесса в их опытах еще не было, почему и самые наблюдения не представляют особого интереса. Правильное методически количественное сопоставление биогенного и химического осаждения железа было проведено впервые лишь в самое последнее время (1939) О. Ю. Волковой при исследовании железобактерий минеральных источников кавказских минеральных вод.

Ввиду исключительного интереса полученных ею данных мы воспроизводим соответствующее место ее работы целиком.

«Наши опыты в связи с рассматриваемым вопросом были поставлены следующим образом: минеральные воды — Владимирского источника в Железноводске и источника Теплый Нарзан в Пятигорске, — обе содер-

жащие *Gallionella*, наливались в большие стерилизованные бутылки с пробками, емкостью в 1.5 л. Бутылки были разделены на две группы, в одной вода оставалась не стерилизованной, в другой подвергалась стерилизации посредством прибавления антисептических веществ, в одном случае тимолом, в другом формалина. Каждая из этих серий бутылей разливалась еще на 2 подгруппы, из которых первая подгруппа бутылей ставилась в анаэробные условия¹, достигавшиеся тем, что бутылки наполнялись водой доверху, излишки воды вытеснялись стеклянной пробкой и горлышко заливалось парафином. Вторая подгруппа бутылей для создания аэробных условий была налита до $\frac{2}{3}$ объема, благодаря чему вода имела соприкосновение с воздухом. Наконец, еще одна серия опытов заключалась в том, что бутылки с минеральной водой, простерилизованной путем пропускания ее через ультрафильтр, заражались смешанной культурой железобактерий типа *Gallionella*. Так как при фильтровании через ультрафильтр значительная часть раствора двууглекислого железа выпала на фильтре в виде гидрата окиси железа, то в отфильтрованную воду была прибавлена закисная соль железа с таким расчетом, чтобы общее содержание закисного железа в испытуемой воде соответствовало обычному содержанию его в натуральной воде источников Теплый Нарзан и Владимирского. Все опытные бутылки были поставлены при комнатной температуре на 7 дней, причем велось наблюдение за образованием видимого железистого осадка и производилось определение количества оставшейся в воде закиси железа, не окислившейся в гидрат окиси железа. Результаты опытов отражены в табл. 20 и 21.

Таблица 20

Влияние железобактерий на интенсивность осаждения железа из воды
Владимирский источник из ручейка

Состояние воды	Анаэробные условия					Аэробные условия				
	внешний вид осадка	микроскопическая картина	количество Fe, мг/л			внешний вид осадка	микроскопический вид осадка	количество Fe, мг/л		
			до опыта	после опыта	окислилось			до опыта	после опыта	окислилось
Вода нестерильная	Осадок весьма незначительный, мелкохлопчатый, яркоржавого цвета	Часто встречаются стебли <i>Gallionella</i> различной толщины, много молодых стеблей	2.62	1.88	0.74	Осадок не большой, разного цвета, с мелкими крапинками яркоржавого цвета	Довольно часто встречаются стебли <i>Gallionella</i>	2.62	1.57	1.05
Вода стерильная с тимолом	Осадок еле заметный, тонкий, порошкообразный, желтого цвета	Железобактерия не обнаружены	2.62	2.28	0.34	Мелкий незначительный осадок, порошкообразный, ржавого цвета	—	2.62	1.92	0.70

¹ С таким толкованием среды в закрытых стеклянной пробкой бутылках согласиться никак нельзя. По данным самой же О. Ю. Волковой, вода из бювета Владимирского источника содержит 0.36—0.42 см³/л O₂, а вода источника «Теплый Нарзан» 0.36—0.59 см³/л O₂. При манипуляциях наливания 1.5 л в бутылки, требующих, если вода бралась из бювета, некоторого времени, это содержание, конечно, могло заметно возрасти. Если же вода бралась из ручейка, как это бывало в некоторых случаях, то она вообще должна быть сильно кислородсодержащей. Таким образом, эту серию опытов О. Ю. Волковой надобно правильнее назвать опытами в условиях пониженной и уменьшающейся аэробии (или микроаэрофилии).

Влияние железобактерий на интенсивность осаждения железа из воды

Название источника	1-я бутылка					2-я бутылка			
	стерилизованная, не зараженная					стерилизованная и зараженная культурой			
	внешний вид осадка	микроскопическая картина	количество Fe, мг/л			внешний вид осадка	количество Fe, мг/л		
до опыта			после опыта	окислилось	до опыта		после опыта	окислилось	
Владимирские, аэробные условия	Осадок гидрата окиси железа весьма незначительный	Железобактерий не обнаружено	2.62	2.10	0.52	Небольшой ржавый осадок в виде мягких комочков различной величины	2.62	1.25	1.37

«Из приведенных таблиц видно, что, во-первых, в анаэробных условиях окисление закисных соединений в окисные идет менее интенсивно, чем в аэробных, во-вторых, в нестерильной воде, где мы имеем взаимодействие двух факторов — химического и биологического, окисление закиси железа и, как результат этого, выпадение гидрата окиси железа происходит в значительно больших размерах, чем в стерильной воде при действии одного лишь химического процесса. Что это увеличение выпадения железа вследствие перехода его из растворимого состояния в нерастворимое происходит именно за счет деятельности железобактерий, доказывается опытом с заражением стерилизованной воды смешанной культурой железобактерий, в котором наблюдается окисление железа почти в 3 раза более значительное, чем в опыте при прочих равных условиях, но без заражения культурой».

«Были поставлены также опыты с водой Теплового Нарзана, содержащей до опыта закисного железа 5.93 мг/л. Табл. 22 и 23 иллюстрируют полученные результаты».

Таблица 22

Влияние железобактерий на интенсивность осаждения железа из воды

Название источника	Состояние воды	Анаэробные условия					Аэробные условия				
		внешний вид осадка	микроскопическая картина осадка	количество, мг/л			внешний вид осадка	микроскопическая картина осадка	количество, мг/л		
				до опыта	после опыта	окислилось			до опыта	после опыта	окислилось
Теплый Нарзан	Нестерильная	Довольно значительный мелкохлопчатый осадок ржавого цвета	Значительное количество стеблей <i>Gallionella</i> различной толщины	5.93	3.28	2.65	Большой рыхлый осадок, хлопчатый, темнокоричневого цвета	Часто встречаются стебли <i>Gallionella</i> и изредка трубочки <i>Leptothrix</i>	5.93	1.25	4.68
	Стерилизованная тимолом	Скудный мелкохлопчатый осадок ржавого цвета	Железобактерии не обнаружены	5.93	4.28	1.65	Незначительный осадок, мелкопорозковатый, плотно пристающий к дну	Железобактерии не обнаружены, осадок состоит из аморфного гидрата окиси железа	5.93	2.48	3.45

Влияние железобактерий на интенсивность осаждения железа из воды

Назва- ние источ- ника	Усло- вия опыта	Стерилизованная незараженная			Стерилизованная и зараженная культура железобактерий						
		внешний вид осадка	микроско- пическая картина	Количество Fe, мг/л			внешний вид осадка	микроско- пическая картина	количество Fe, мг/л		
				до опыта	после опыта	окисли- лось			до опыта	после опыта	окисли- лось
Теп- лый Нар- зан	Аэроб- ные	Осадок до- вольно зна- чительный, светложел- того цвета	Железо- бактерии не обна- ружены	5.93	2.57	3.36	Довольно значительный осадок жел- того цвета	Большое количест- во стеблей	5.93	1.25	4.68

«Из табл. 22 также можно видеть, что, во-первых, наиболее интенсивное окисление растворимого закисного железа в гидрат окиси происходит при наличии аэробных условий, и, во-вторых, что в простерилизованной путем прибавления антисептиков минеральной воде, при исключении таким образом биологического агента, окисление закиси железа идет в значительно меньших размерах, чем в воде не стерилизованной. Эти опыты с несомненностью указывают на весьма значительную роль железных организмов в выпадении нерастворимых окисных соединений железа.

«Следующие опыты, отраженные в табл. 23, подтверждают сказанное. Опыты были повторены и дали приблизительно сходные результаты.

«Таким образом, — заключает автор, — все произведенные нами опыты вполне подтвердили высказанное многими учеными положение, что сидерофильным организмам приходится отвести значительное место в вопросе генезиса железистых осадков. Хотя последние образуются и чисто химическим путем, но при наличии железобактерий процесс идет гораздо активнее, увеличивая продукцию отложенного железа в 1.5—2 раза».

2. Опыт анализа биогенной теории с историко-геологической точки зрения

Факты, изложенные на предыдущих страницах, решают вопрос о роли железобактерий в общем круговороте железа в зоне гипергенеза совершенно недвусмысленно: их роль в этом процессе, хотя и не исключительна, но несомненно очень велика. Чем дальше идет изучение железобактерий, тем отчетливее выступает это положение, и в настоящий момент его следует рассматривать, повидимому, как прочно установленное.

Сказанным, казалось бы, однозначно решается и вопрос о роли железобактерий в формировании железных руд. Так как рудное железонакпление есть лишь частный случай гипергенного осаждения железа вообще, то, рассуждая по аналогии, нужно допустить, что в образовании железорудных месторождений железоорганизмы должны играть видную, вероятно даже основную, решающую роль. Тем самым мы должны были бы принять общеизвестные утверждения биогенной теории.

Само собой разумеется, что заключение по аналогии представляет совершенно правительный и научно-допустимый прием. Но достоверность полученных таким путем выводов отнюдь не может считаться бесспорной, почему и сами эти выводы требуют дополнительного фактического обосно-

вания. И в нашем случае следует не ограничиваться одним заключением по аналогии, но надлежит проверить, насколько объективный фактический материал действительно свидетельствует в пользу биогенной концепции генезиса железных руд, тем более, что на предыдущих страницах был установлен ряд новых фактических соотношений и закономерностей, ранее неизвестных и не учитывавшихся лицами, писавшими о генезисе руд.

Искать дополнительных доказательств биогенной теории следует прежде всего, конечно, в самих рудах, в их петрографических особенностях и минералогическом составе. Если железобактерии действительно принимали участие в формировании железных руд, в веществе последних должны сохраниться какие-то их морфологические следы — «бактериальные структуры», и в тем большей степени, чем большее участие в осаждении железа принимали железобактерии и другие железоорганизмы. Вместе с тем минералогический состав у подавляющего большинства руд должен быть таким, который позволял бы допускать участие железобактерий в образовании рудообразующих минералов, т. е. руды в подавляющей своей массе должны быть гидрогётитовыми или гематитовыми, но не сидеритовыми, не силикатными и не теснейшей сингенетической смесью силикатов, карбонатов и окислов. Когда, например, в оолитовых рудах гидрогётит, сидерит и шамозит образуют в оолитах тончайшие чередующиеся пленки диаметром в десятые доли миллиметра, допускать для гидрогётита биогенное, а для сидерита и шамозита чисто химическое происхождение — разумеется невозможно. То же и для цемента оолитовых зерен, состоящего из тесного переплетения мельчайших шамозитовых, гидрогётитовых и сидеритовых пятен. С другой стороны, если положение биолитной теории верны, тогда среди общих закономерностей железорудного процесса должны быть такие, которые не объяснимы ни влиянием геологических факторов, ни геохимических особенностей Fe, но отражают особенности хода развития сидерофилов в истории Земли. И чем важнее была роль последних в накоплении железных руд, тем более выпуклыми, яркими, важными должны быть эти биологические закономерности в ущерб другим, геологическим, геохимическим, и наоборот.

Посмотрим, как обстоит дело в действительности.

Известно, что классическими местами развития железобактерий являются крупные и мелкие заболоченные пространства и входящие в их территорию лужи, родники, протоки, источники с железистой водой, откуда и происходит в большинстве случаев материал для бактериологических исследований. Естественно ожидать, что микроскопическое изучение болотных руд обнаружит многочисленные случаи бактериальных структур. К сожалению, подобного рода исследований до сих пор весьма немного, в сущности только Г. Молиш (1910) подверг рудный материал скольконибудь внимательному бактериологическому изучению. При этом неожиданно оказалось, что из 60-ти просмотренных им образцов болотных руд только у 4-х можно было обнаружить более или менее отчетливые бактериальные структуры (фиг. 161), подавляющее же большинство руд было полностью лишено всяких следов таких структур. Совсем не обнаружил каких-либо органогенных (и в том числе бактериальных) структур и Н. Г. Габерт при изучении болотных руд долины р. Адлера. Это несоответствие наблюдаемых фактов ожидаемым принято истолковывать как результат вторичного разрушения бактериальных структур последующими перемещениями железа в процессах диагенеза. Но действительная причина, вероятно, совершенно иная. По недавним (неопубликованным) наблюдениям Г. И. Бушинского (1940), главная масса гидрогётитовых болотных руд БССР представляет вторичное образование и возникла в результате

окисления первичных сидеритовых и сидерит-вивианитовых скопленій при понижении уровня грунтовых вод. Первичные гидрогетитовые руды представляют редкое исключение, и значение их в общей массе болотных руд Белоруссии ничтожно. Вполне вероятно, как мы видели (гл. III), что таков же генезис и очень многих других болотных руд. Но в таком случае скудость следов бактериальных структур в болотных железных рудах есть следствие не уничтожения этих структур в процессах диагенеза, а изначального отсутствия их у большинства руд. Сидерит-вивианитовые накопления по самому химизму своему не могут быть рудами бактериогенными, ибо отсутствие в составе их Fe_2O_3 как продукта метаболизма железобактерий, исключает всякую возможность активного участия последних в формировании руд. Подавляющая масса болотных руд должна возникать помимо железобактерий чисто химическим путем.

Сложнее и запутаннее вопрос об участии железобактерий в образовании озерных железных руд. Долгое время все попытки обнаружения каких-либо органических структур не приводили к положительным результатам. А. И. Иностранцев, изучивший в 1871 г. микроскопически руды 165 озер Олонецкого края, ни в одном образце не обнаружил чего-либо сходного с остатками известных в то время нитчатых железобактерий. Много позже, в 1920 г., Б. Аарни (1920) вновь заявил, что ни в одном из образцов руд 14 изученных им южнофинляндских озер он не обнаружил никаких следов организмов, с которыми можно было бы связать железонакопление. Близкие к этим результаты были получены, по существу, и Е. Науманном (1922—1932). В его распоряжении находился материал 60 южношведских озер, причем были просмотрены сотни иловых проб рудных полей и тысячи мельчайших зародышей руды. В результате «никаких признаков общеизвестных железобактерий, но массовые находки загадочных «кокков» типа *Monosiderocapsa*» (фиг. 162 а и б). «В генезисе и строении озерных руд,—заключает автор,—давно известные железобактерии не играют никакой роли. Основная масса руд построена из образований, напоминающих кокки, систематическое положение которых на основании одного морфологического исследования не может быть установлено». В другом месте Науманн выражается еще осторожнее и неопределеннее. «Главная масса руд,—пишет он,—образована Fe_2O_3 (и соответственно Mn_2O_3), которые выступают микроскопически в тонкогранулированной форме, легко имитирующей бактерии. Но эти тела размерами примерно в 1 μ , которые иногда живо напоминают маленькую *Siderocapsa*, могут быть в действительности образованы чисто химическим путем. Частично они наверняка представляют собой нечто иное, как продукты коагуляции. Их структура могла бы быть в таком случае объяснена таким путем, что бесцветное ядро, состоящее главным образом из гумусовых веществ, окружено Fe_2O_3 . Но частично здесь представлены и бактерии» (? Н. С.). Бактерии, которых нельзя достоверно отличить от небактерий, конечно очень слабый аргумент в пользу биогенного генезиса озерных руд. Скептическое настроение усиливается еще больше, когда вслед за сказанным мы читаем у Науманна следующее предостережение: «Указание, что таким (чисто химическим — Н. С.) путем могут возникнуть бактериеподобные структуры, должно, само собой разумеется, иметь крупное принципиальное значение. Отсюда вытекает, между прочим, требование — с величайшей осторожностью принимать морфологические указания на бактерии в древних и новых осадках» (Науманн, 1930).

На фоне длительных неудачных опытов открытия бактерий в озерных железных рудах большую сенсацию произвело сообщение в 1926 г. Б. В. Перфильева об обнаружении им несомненных бактериальных структур в озерных рудах.

Неудачи предшествующих исследователей, по его мнению, происходили от того, что поиски бактерий были основаны на неправильной методике. Во-первых, авторы брали для обследования материал из внутренних старых частей конкреций, где в силу вторичных изменений органическая структура часто могла исчезнуть. Во-вторых, авторы искали привычных микроскопических картин нитчатых железобактерий, которые в железорудных озерах отсутствуют, и пропускали те чрезвычайно мелкие кокковые и палочковидные формы, которые только и обитают в озерах. Для получения правильных результатов надобно, очевидно, брать внешние рыхлые свежие части конкреций и подвергать их изучению при гораздо более крупных увеличениях.

Применение Б. В. Перфильевым этой новой методики на рудах Сег-озеро не замедлило, по его словам, дать положительные результаты: бактерии были открыты как в корковой руде, так и на поверхности растущих конкреций. «Открыть их удалось не сразу, так как в первые дни микроскопирование «гороховой руды», собранной в заливах Большой и Малой Пудос, не давало положительного результата, несмотря на тщательность, с которой пробы при взятии защищались от механических повреждений.

«Лишь с перенесением поисков в устье р. Соны были найдены скопления денежной руды (у острова Пельданы), среди которых встречались конкреции с желтовато-оранжевыми пятнами, выделявшимися на общем темнубуром, почти черном фоне конкреций.

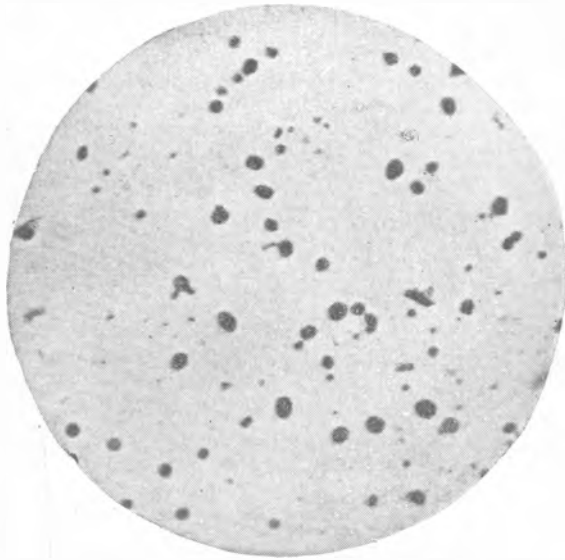
«Препараты из самого поверхностного слоя этих налетов дали значительное количество очень мелких (размеры $0.5-0.7 \times 1.5-2 \mu$) коккобактерий, расположенных иногда в виде коротких нитей с разделенными значительными промежутками клетками. Обнаружить их возможно путем окрашивания генциан-виолетом после обработки 10% соляной кислотой препарата, высушенного и фиксированного крепким спиртом.

«Естественно, что обнаружение микробов в неокрашенном материале весьма затрудняется непрозрачностью и плотностью содержащих гидрат окиси железа коллоидальных скоплений.

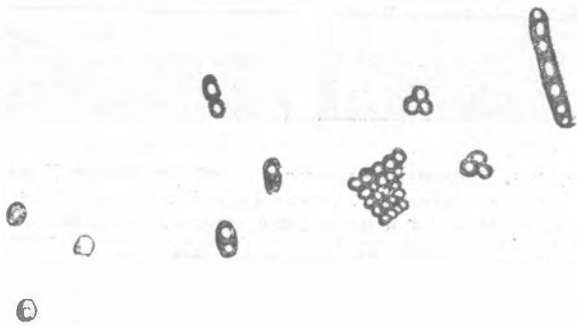
«Для исследования с этой целью оказалось удобнее пользоваться не конкрециями, по мере нарастания очень быстро уплотняющимися, а более рыхлыми тонкими охристыми прослойками в верхних слоях ила на больших глубинах¹. При тщательном микроскопировании их в некоторых горизонтах охристой микрзоны обнаруживается совершенно несомненное нитчатое строение. Важно отметить иногда ясно выраженные каналы в нитях, благодаря которым они напоминают *Leptothrix*, от которого отличаются по размерам (диаметр нитей около $0.8-1.0 \mu$, а просвет канала вдвое уже) и по характеру. Нити короче и встречаются нередко в соединениях по две и больше, вследствие, быть может, ложной дихотомии».

По поводу этих исследований надо сказать, что несмотря на определенность и ясность утверждений, они не могут пока считаться решающими вопросом. Во-первых, коккобактерии и вообще организмы, названные Перфильевым, не исследованы и не описаны им подробно, в силу чего некоторые бактериологи (Н. Т. Холодный) подвергают сомнению принадлежность их к железобактериям. Кокки, обнаруженные на некоторых образцах денежной руды, могли быть и не железобактериями, а другими типами бактерий, жившими в той же среде и случайно законсервированными железистыми гелевыми осадками. Во-вторых, несмотря на тщательнейшие поиски с применением новой методики, условные «железобактерии» были найдены главным образом в обычных озерных осадках, а не

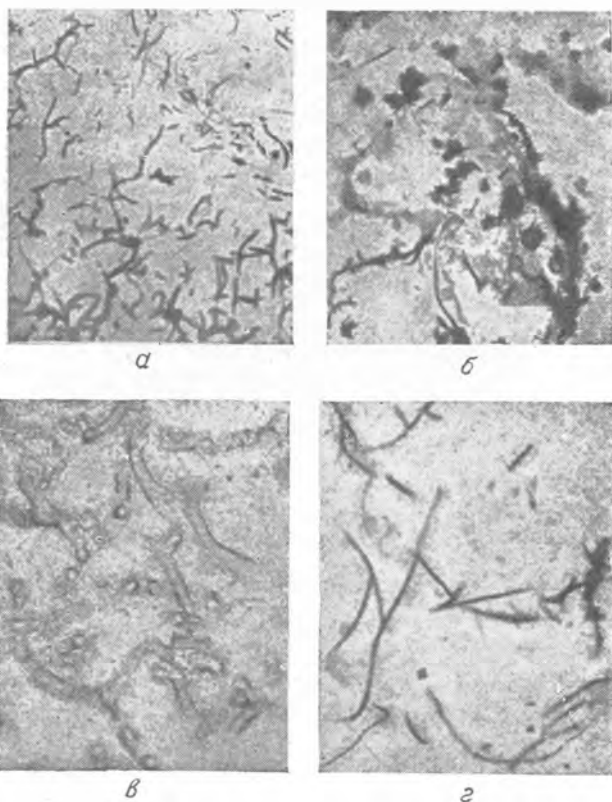
¹ Т. е. уже нерудным материалом.



Фиг. 161. Болотная руда из Сибири, состоящая из обломков перегородок *Leptothrix ochracea* и створок *Gallionella ferruginea* Ehr. $\times 525$ (по Молину).



Фиг. 162. Остатки проблематических железобактерий рода *Monosiderocapsa* N a и m, из современных озерных руд



Фиг. 163. Железобактерии в рудной формации Бивабик (оз. Верхнее) США.

a — железобактерии и водоросли в кремнях. Большая часть бактерий выделяется по крупным оболочкам бурого цвета. $\times 70$; *б* — другой вид образца *a*. Выступают главным образом водоросли; *в* — водоросли, сходные с *Micrococcus* — в кремнях; тот же шлиф, что в *a*. Кремни и водоросли практически одного и того же цвета. $\times 260$; *г* — железобактерии, сходные с *Chlamydothrix* из того же образца, что в *в* $\times 260$ (по Д. Грюнеру).

в железной руде, где обнаружение их имеет характер единичного явления. Поэтому, поскольку нас интересует сейчас чисто фактическое положение дел, а не возможные экстраполяции, мы должны констатировать, что хотя бактериальные структуры в современных озерных рудах повидимому и существуют, они устанавливаются пока в качестве редчайшего исключения, а не общего правила.

Еще хуже обстоит дело с ископаемыми озерно-болотными рудами. Ни в одном исследованном образце их до сих пор не было обнаружено никаких следов бактериальных структур. Сторонники биогенной теории объясняют это тем, что тонкие и delicate бактериальные оболочки быстро разрушаются в процессе последующих (диагенетических) изменений руды. Для некоторой части руд, как, например, гидрoгётитовых липецких руд, руд эйфельского типа и др., такое объяснение принципиально возможно, хотя отнюдь не бесспорно. Но для других категорий, как например, для всех сидеритовых месторождений, оно неприложимо принципиально, ибо в возникновении концентраций $FeCO_3$ железобактериям с их окислительной функцией перевода Fe^{2+} в Fe^{3+} по существу делать нечего. Точно также неприложимо оно и к сложным гидрoгётито-шамозито-сидеритовым рудам типа халиловских и приаральских, ибо слагающие их оолиты-бобы и цемент представляют теснейшее сингенетическое переплетение гидрoгётита, шамозита и (частью) сидерита, из которых ни второй, ни третий минерал еще не констатированы в числе продуктов жизнедеятельности железобактерий и по самому составу своему (наличию крупных масс FeO) едва ли могут быть связаны с ними. К этой же категории принципиально небактериальных образований должны быть присоединены железо-алюминиевые руды, представляющие теснейшую смесь гидроокислов железа и алюминия. Для образования этих руд биогенным путем необходимо, чтобы железобактерии обладали способностью частично или даже нацело замещать в своем метаболизме Fe на Al . Но такой замены в действительности, как мы видели выше, не происходит, да и не может происходить, ибо Al_2O_3 не способна к дальнейшему окислению и, значит, не может служить энергетическим материалом для железобактерий.

Итак, следует признать, что широко распространенное мнение о биогенном происхождении всех или даже главной массы озерных и болотных руд имеет под собой более чем скудную фактическую базу. Несколько достоверных находок бактерий в гидрoгётитовых болотных рудах и полудостоверных — в озерных, вот все, чем располагает пока эта концепция. Этим положительным находкам противостоит масса безуспешных поисков бактериальных структур, причем у целых крупных категорий руд — сидеритовых, гидрoгётито-шамозито-сидеритовых, гидрoгётито-гидраргиллитовых — неуспех является отнюдь не следствием последующих (вторичных) разрушений бактериальных остатков, а результатом минералогического состава руд, исключавшего деятельность железобактерий в процессе возникновения рудообразующих минералов.

Пока железобактерии рассматривались как пресноводные организмы, допущение биогенного происхождения морских железных руд даже у биогеохимиков мыслилось только как возможное. Но с той поры, как в 1922 г. Ж. Грунер описал из руд морской докембрийской формации Бивабик (США) образования, внешне напоминающие нитчатые железобактерии (фиг. 163), а в 1926—1928 гг. Б. Перфильевым и В. Буткевичем было установлено действительное наличие железобактерий в современных морях, эта возможность в устах приверженцев биогенной теории превратилась в достоверность. Как будто железобактерии уже в силу того, что они вообще живут в море, непременно должны участвовать в формировании

морских железорудных накоплений! При этом упускают из вида два существенных обстоятельства. За исключением сомнительных «железобактерий» из формации Бивабик ни в одном из исследованных образцов ископаемых морских железных руд до сих пор ничего, даже напоминающего железобактерии, не установлено. Обнаружены перфорирующие водоросли, тончайшие пелитовые и псаммитовые включения, скрупулезнейшие деформации составляющих оолиты оболочек, их иногда тонковолокнистое строение, но ни малейших следов бактериальных структур не найдено, хотя железобактерии отнюдь не всегда столь микроскопичны, чтобы остаться незамеченными при микроскопическом изучении. Имеющиеся в литературе указания, будто А. Хайес (1915) открыл в Wabana-ores железобактерии, фактически неверны, ибо этот автор говорит о наличии перфорирующих водорослей, а не железобактерий. На стр. 77 А. Хайес прямо пишет: «Так как я не нашел никаких доказательств влияния организмов на строение концентрических слоев гематита и шамозита, я думаю, что эта структура обязана, вероятно, действию чисто физических агентов». Что же касается заявлений Л. Данжара (1929) о том, что ему якобы удалось установить бактериальные структуры в байосских рудах Нормандии, то описания этих структур так неопределенны (изображения отсутствуют вообще), что принимать их всерьез конечно нельзя. Сторонникам искать спасение во вторичных разрушениях бактериальных структур укажем на странность положения, когда в метаморфизованных породах докембрийской формации Бивабик бактериальные нити сохраняются, во всех же последующих, иногда совсем неметаморфизованных, — разрушаются (минетты юры, керченские руды). Истинная причина отсутствия бактериальных структур в морских железных рудах конечно не в условиях их сохранения, а в минералогическом составе подавляющей массы руд, составе, который исключает (или же делает крайне маловероятным) участие в их формировании железоорганизмов, ибо основную, решающую часть морских руд образуют чисто сидеритовые или оолитовые гидрогётито-шамозито-сидеритовые накопления с теснейшим первичным (сингенетичным) переплетением трех названных минералов и в оолитах и в цементе.

Выходит, таким образом, что в группе морских железорудных накоплений биогенная теория находит еще меньше фактических опор, чем в группе руд болотно-озерных. Кроме чистой экстраполяции открытия В. Буткевича и Б. Перфильева, возможной к тому же принципиально только по отношению к чисто-окисным рудам, составляющим совершенно подчиненную часть в общей массе морских руд, ничего объективно подтверждающего биогенную точку зрения здесь нет.

Итак, поиски фактических подтверждений биогенной теории в самом веществе руд дают пока малоутешительные результаты. Исключительная редкость нахождения каких-либо даже полудостоверных следов бактериальных структур и явно неблагоприятный для допущения деятельности железобактерий минералогический состав подавляющей количественно части руд — оба эти обстоятельства резко говорят против биогенной концепции.

Обратимся теперь к общим закономерностям гипергенного железорудного процесса и посмотрим, что дает их анализ для наших целей.

Одной из замечательных черт гипергенного рудного железонакпления является его периодичность и особенно то, что возникновение железорудных эпох и месторождений находится в тесной связи с общим ходом эпейрогенических движений коры. Главная масса руд (исключая может быть некоторые элювиальные) совпадает по времени с эпохами и районами отрицательного эпейрогенеза — с трансгрессиями моря, часть же приходится на моменты эпейрогенеза положительного — регрессии морских бассейнов.

Причина таких соотношений довольно проста и заключается в том (гл. V), что в моменты нарастания трансгрессий и начала регрессий создается специфический геоморфологический режим, максимально благоприятствующий транспорту Fe в поверхностных водах. В районах трансгрессий и регрессий собственно — это режим архипелагов с их незначительными поверхностными водоотоками и частым высачиванием подземных вод прямо в морские бассейны. В удаленных от моря частях — господство мягкого холмистого рельефа с чередованием выпуклостей и впадин и слабой напряженностью денудационных процессов. Таким образом, периодичность железорудного процесса и приуроченность руд к определенным фазам движений коры есть явление, порождаемое чисто геологическими факторами и обстоятельствами. И нет ничего, что указывало бы на вмешательство иных, биологических, факторов: жизни, железобактериализма.

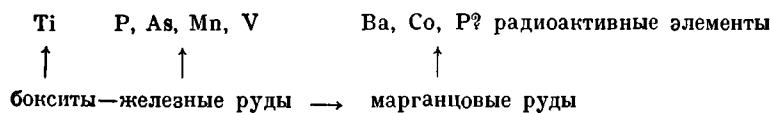
Среди массы гипергенных руд, помимо месторождений, связанных с начальными фазами отрицательных (и положительных) движений земной коры, есть некоторая группа, которая составляет в этом отношении исключение. Эти отклоняющиеся от общей закономерности руды принадлежат либо месторождениям с недостаточно выясненными стратиграфическими соотношениями, либо рудам эффузивно-осадочного или элювиального типа. Можно было бы думать, что здесь, в этих исключениях от правила мы можем найти ясные следы влияния биологического фактора. Но в действительности этого нет. Руды с недостаточно изученными стратиграфическими соотношениями, вообще, конечно, не могут привлекаться к истолкованию. Отклонения же от «правила» руд эффузивно-осадочных и элювиальных имеют своей причиной особую геологическую обстановку их формирования. Генезис эффузивно-осадочных руд регулируется процессами, происходящими во внутрикорковом вулканическом очаге (гл. II). Образование же руд элювиальных требует наличия длительно-устойчивой, а не колеблющейся территории (гл. III). Из сказанного видно, что не только основное правило периодического появления массовых скоплений руд, но и исключения из него легко истолковываются на базе чисто геологических и геохимических факторов и обстоятельств. Во всем явлении периодичности гипергенного железорудного процесса, как мы это знаем сейчас, нет пока ни одного штриха, который не сводился бы к действию первичных геологических и геохимических факторов и действительно требовал бы еще привлечения жизни, сидерофильных организмов. Это — закономерность чисто геологическая, и понята она может быть только в свете геологических факторов. Без них она необъяснима. Заменить их биологическими факторами — нельзя.

Неравномерное, прерывистое течение гипергенного процесса во времени дополняется неравномерным, прерывистым, хотя отнюдь не хаотическим расположением железорудных месторождений в пространстве. Железным рудам любой эпохи свойственна некоторая зональность, приуроченность каждый раз к определенно выраженным зонам или полосам на поверхности литосферы при отсутствии на промежуточных пространствах (гл. II). Внутри рудной зоны месторождения локализуются только на немногих ограниченных участках, для разных фацциальных типов, заметно отличающихся по своей геологической характеристике (гл. III). Основу этих закономерностей составляет климатическая дифференциация поверхности литосферы и ее взаимодействие с чисто геохимическими и геологическими факторами. По своим химическим свойствам железо способно мигрировать, а значит и давать концентрации, только в климатах влажных с умеренной и, особенно, с повышенной температурой. Отсюда само собой возникает зональное расположение месторождений в течение любой железорудной эпохи. Но внутри климатически благоприятной зоны же-

лезные руды могут возникнуть отнюдь не везде, а лишь там, где это будет «разрешено» геоморфологическими, литологическими и тектоническими условиями, для разных фациальных типов железных руд, как это мы видели выше, значительно варьирующими. Накладываясь последовательно на климат, геоморфологический, литологический и тектонический факторы все более сужают районы возможного оруденения и, наконец, приводят к тем немногим участкам внутри зоны влажных климатов, в которых рудоотложение и осуществляется. Указанный физико-химический механизм дает для современного состояния наших знаний исчерпывающее объяснение пространственной локализации железных руд в течение железорудных эпох и не оставляет никакого места для апелляции к воздействию железоорганизмов. Их влияние так же не ощущается здесь, как и в механизме периодического возникновения железных руд. Для объяснения закономерностей пространственной локализации железных руд железоорганизмы не нужны, тогда как без учета геоморфологических, геологических и геохимических факторов здесь шагу ступить нельзя, настолько действие их ясно, неотразимо, несомненно.

Совершенно то же самое приходится сказать о размещении железных руд по основным регионально-тектоническим единицам земной коры — платформам, геосинклиналям, областям предшествующей складчатости. Как количественная, так и качественная сторона этого размещения регулируется исключительно геологическими (геоморфологическими, литологическими) факторами, и места для какого-либо проявления факторов биологических просто не остается. Невозможно усмотреть влияние железобактерий и в общей эволюции железных руд в истории Земли, в исчезновении древних и появлении новых фациальных типов, в смещении главной зоны рудоотложения из геосинклинальных областей в платформенные, в общем ослаблении рудообразовательного процесса по направлению к новым и новейшим этапам в истории Земли (гл. VI). Все эти явления не только не объяснимы с биогенной точки зрения, но совершенно не предусматриваются ею, оказываются для нее полной неожиданностью.

В противоположность полной невозможности указать хоть какую-либо черту в общем ходе железорудного процесса, которая доказательно свидетельствовала бы об участии в рудообразовании организмов, чисто химические влияния, идущие от химической природы железа и его аналогов, распознаются очень отчетливо и легко. Разница фациальных профилей железных и марганцевых руд и бокситов, т. е. разница в размещении этих образований по основным рудообразующим фациям, есть, как мы видели (гл. III), прямое и непосредственное следствие неодинаковой миграционной способности Al, Fe, Mn в условиях гипергенеза. Чем подвижней элемент, тем меньше связаны его рудные массы с континентами (Mn); чем он менее подвижен, тем больше руды его тяготеют к сухопутным территориям (бокситы). Соответственно этому фациальный профиль руд железа, менее подвижного, чем Mn, но более способного к миграциям, чем Al_2O_3 , имеет как бы переходный характер между фациальными профилями марганцевых руд и бокситов. Общеизвестный ряд: бокситы — железные руды — марганцевые руды, в котором между двумя соседними членами имеются все постепенные переходы, совершенно отсутствующие между крайними, объясним только с точки зрения разной миграционной способности Al, Fe, Mn в зоне гипергенеза. Точно так же и другой ряд:



может иметь под собой только геохимические основы в виде близости ионных радиусов элементов, электрохимического сродства и т. д. Замечательно при этом, что все отмеченные чисто химические закономерности не только не объяснимы с биогенной точки зрения, но полностью противоречат ей. По биогенной концепции, поскольку Fe^{2+} в метаболизме железобактерий может замещаться Mn^{2+} , надо было бы ожидать полного сходства, а не различия фациальных профилей железных и марганцевых руд. В виду же того, что Al не может замещаться Fe , невозможны, казалось бы, постепенные переходы железных руд в бокситовые. Странно также, что при однотипности организмов, формирующих железные и марганцевые руды, «малые элементы», преимущественно концентрирующиеся в них, совершенно различны. В любой биогенной концепции эти чисто химические закономерности звучат неустрашимым диссонансом.

Итак, в общих закономерностях гипергенного железорудного процесса не только не обнаруживается какого-либо влияния биологического фактора, но встречаются соотношения, противоречащие предвидениям любой биогенной концепции и необъяснимые ею. Общий ход железорудного процесса в еще более ясной и категорической форме свидетельствует против сколько-нибудь заметного участия железоорганизмов в формировании железных руд, чем минералого-петрографические особенности последних.

В итоге получается неожиданная и довольно интересная ситуация. В общем круговороте железа в зоне гипергенеза роль железобактерий, если основываться на всех современных данных по их биологии и распространению в природе, должна быть признана несомненно очень большой, и по аналогии с этим формирование железных руд следовало бы, казалось, рассматривать как в основном биогенный процесс. Независимый же фактический анализ этой проблемы приводит к прямо противоположным результатам: участие железобактерий в рудоотложении было случайным, ничтожным и не имело сколько-нибудь заметного значения.

Возникновение и исчезновение железорудных эпох, пространственная локализация руд в течение отдельных эпох — от начала до конца регулировались чисто геологическими факторами: движениями земной коры, изменением климатических зон, геоморфологическими, литологическими и тектоническими особенностями субстрата на разных участках литосферы. Самое же выпадение железа из растворов представляло в решающей основной массе чисто химический окислительный и коллоидно-химический процесс.

Выход из вскрывшейся коллизии может быть только один. Нужно признать, что рудное железоотложение представляло собой довольно специфический случай общего железоосаждения в зоне гипергенеза и происходило в такой обстановке, которая заметно препятствовала пышному развитию железобактерий. В отдельных редчайших случаях районы рудоотложения совпадали с областями пышного цветения железобактерий, и тогда последние могли принимать заметное участие в осаждении железа из растворов и образовании в рудах бактериальных структур. Но в норме рудоотложение и пышное развитие железобактерий (и вообще железоорганизмов) локализовались в разных местах, изолированно, почему на общем ходе рудного железонакпления влияние биологических закономерностей не сказывается ни в какой мере.

Что же, спрашивается, могло тормозить развитие железобактерий в районах рудоотложения? Мне кажется, два обстоятельства. Во-первых, рудные концентрации в подавляющем большинстве случаев возникали в условиях более или менее резко выраженной восстановительной среды (сидеритовые, гематито-шамозито-сидеритовые руды), где развитие железобак-

терий было либо исключено совсем, либо чрезвычайно задержано. Во-вторых, в условиях аэрируемой среды (где образовывались относительно редкие чисто гидротитовые руды), усиленные концентрации Fe не всегда сопровождались общей оптимальной обстановкой для развития железобактерий. Само же по себе железо, как мы знаем, еще не вызывает их цветения, но иногда может даже служить тормозящим фактором (?). Недоучет обоих обстоятельств и составляет отрицательную черту биогенной теории железорудного процесса во всех ее разновидностях.

Сто лет тому назад обнаружение *Gallionella* в окристых осадках луж послужило толчком к возникновению биогенной теории железорудного процесса, превратившейся затем в биогенную теорию гипергенного рудоотложения вообще. Проверка этой теории у первоисточника ее сейчас, на основе современных геологических, геохимических и петрографических данных, приводит к заключению, что по отношению к железным рудам (и их аналогам) она неверна. Спрашивается, можем ли мы продолжать удерживать ее по отношению к месторождениям прочих элементов, например, Си, V, Ва и др.? Просмотр соответствующей литературы показывает, что у всех этих элементов появление гипергенных концентраций во времени и размещение их в пространстве также целиком определяется геологическими и геохимическими факторами, без всяких уловимых следов влияния организмов. Это позволяет уже сейчас обобщить наше отрицательное заключение. Хотя подавляющая часть элементов земной коры в зоне гипергенеза при разнообразных миграциях и проходит (в большей или меньшей части своей) через тело организмов, процесс формирования их гипергенных месторождений идет без сколько-нибудь заметного участия живых существ. Вообще оказывается, что гипергенный рудный процесс никак нельзя представлять себе полностью в тех же формах и причинных соотношениях, что обычное нерудное осаждение соответствующего соединения. Отличие рудного процесса от нерудного не только количественное, но и качественное, и, в частности, биологический фактор, который в общем круговороте отдельных элементов может иметь крупное значение, в рудоотложении никакой роли не играет.

Совершенно не случайно поэтому, что так практически бесперспективны в смысле направления поисков любые разновидности биогенных теорий и, наоборот, успешны поиски, вдохновлявшиеся чисто геологическими концепциями (фосфориты, Mn на Урале и в Горной Шории, бокситы СССР).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А арнио Б.** О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии. Почвоведение, 1915, № 2 и 3.
- Антипов-Каратаев И. Н.** К вопросу о миграциях железа. Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия и марганца. 1937.
- Антипов-Каратаев И. Н., Бруновский Б. К. и др.** Химические и рентгенографические исследования коллоидных фракций некоторых главных почвенных разностей СССР. Коллоидн. журн., 1936, вып. 5.
- Ананьев А. Р., Васильев Д. А., Лебедев В. И.** Новые месторождения осадочных железных сидеритовых руд в Зап. Сибири. Вестн. Зап. Сиб. геол. разв. тр., 1933, № 3.
- Аперт Э.** Богатства недр Дальнего Востока. Владивосток, 1928.
- Ариушкина Е. В.** Химическая природа и условия образования ортзандов. Уч. зап. Моск. гос. унив., 1939, вып. 27.
- Архангельский А. Д.** Строение и условия залегания Хоперского железорудного месторождения. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, № 1.
Геологическое строение СССР. Западная часть. М., ОНТИ, 1934.
- Архангельский А. Д.** Сернистое железо в отложениях Черного моря. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, № 3.
- Архангельский А. Д.** Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- Архангельский А. Д. и Копченова Е. В.** О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, вып. 2.
- Архангельский А. Д.** К познанию химического состава железных руд СССР. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин., 1935, вып. 11.
- Архангельский Н. И.** Условия залегания и генезис уральских бокситов. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- Афанасьев Н. Я.** Из области анаэробных и болотистых процессов. Почвоведение, 1930, № 6.
- Афанасьев А. Д.** Марганцовые руды Ойротии и Горной Шории. Тр. Конфер. по генезису железа, марганца и алюминия. 1937.
- Баженов Н. К.** Западный Саян. Очерки по геологии Сибири. Л., изд. АН СССР, 1934.
- Безруков П. Л.** Палеогеновые морские отложения Урала. Геологическая карта Урала. 1939.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л.** Юрские отложения и месторождения бокситов на Ю. Урале. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 7.
- Безруков П. Л. и Яншин А. Л.** Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в Примугоджарских степях. Сб. Бокситы, т. I, вып. 1. 1937.
- Белюсов А. К.** Геологическое строение и условия залегания железных руд Муромского и Выксунского районов Нижегородского края. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1933, № 3.
- Белюсов А. К.** Диаспор-шамозито-гематитовые руды Катавы. Сб. Бокситы, т. I, вып. 2. 1937.
- Белюсов А. К.** Верхнедевонские диаспор-шамозит-гематитовые руды р. Катава. Тр. Конфер. по рудам железа, алюминия и марганца. 1937.
- Белюсов А. К.** Бокситы южного крыла Подмосковного бассейна. Сб. Бокситы, т. 4. 1939.

- Белянкин Д. С., Иванов А. В., Лапин В. В. Материалы по минералогии уральских бокситов. Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия и марганца. 1937.
- Берг Г. Геохимия полезных ископаемых. Перевод с нем. ОНТИ, 1937.
- Бетехтин А. Г. 1. Проблема марганцевых руд СССР. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- Бетехтин А. Г. О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- Бетехтин А. Г. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиатурского марганцевого месторождения. Зап. Ленингр. горн. инст., 1938, 11. вып. 1.
- Бетехтин А. Г. О генетических типах марганцевых месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 4.
- Бетехтин А. Г. Новые данные по геологии Полуночного месторождения марганца на Северном Урале. Там же.
- Бетехтин А. Г. Центральный Казахстан как марганценосная металлогеническая провинция. Там же.
- Бетехтин А. Г. Нижнекаменноугольная марганцевая провинция на Ю. Урале. ДАН, СССР, 1945, 47, № 1.
- Богданович К. И. Железные руды России. Геологический характер месторождений, распространение и запасы. СПб., 1911.
- Бойко К. О. и Сафонова М. Ф. Характеристика залезистых кварцитов пивдня Криворизского бассейну за химичным складом. Геол. журн. Акад. Наук УССР, 5, вып. 3.
- Брик М. И. Мезозойская флора Ю. Ферганы. Ташкент, изд. Ком. наук Узбек. ССР, 1935.
- Бруевич С. В. Гидрохимические работы Государственного океанографического института в Баренцовом море в 1927—30 гг. Доклад 1-й сессии Инст. М., 1931.
- Бушинский Г. И. Сидериты в болотах БССР. 1940, рукопись.
- Бушинский Г. И. К вопросу о генезисе бокситов. Материалы к познанию геологического строения СССР, издав. М. О. И. Пр. нов. серия, вып. 3(7), 1946.
- Быстров С. В. Материалы к познанию подзолистого процесса, 1 и 2. Тр. Почвен. инст. АН СССР, 1936, 8.
- Бубнов С. Геология Европы, т. 2. Перевод с нем. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Буткевич В. С. Образование морских железо-марганцевых отложений и участвующие в них микроорганизмы. Тр. морск. научн. инст., 1928, 3. вып. 3.
- Васильев А. А. Марганцевые месторождения Зап. Сибири. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца, алюминия. 1937.
- Великовская Е. М. Бокситы Северо-восточного Казахстана (Акмолинский и прилегающие районы). Сб. Бокситы, т. 1, вып. 2, 1937.
- Великовская Е. М. Юрские угленосные отложения Енисейского края. Сб. Бокситы, т. 1, вып. 1937.
- Великовская Е. М. Бокситы Восточной части Тургайской впадины (бассейн Ашу-Тасты-Тургай). Сб. Бокситы, т. 4. 1939.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод, ч. 2, вып. 1—2—3, 1934.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. М.—Л. ОНТИ, 1936.
- Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- Виленский Д. Т. Почвы Северной и Южной Америки. Почвоведение, 1936, № 4.
- Виленский Д. Т. О некоторых закономерностях почвообразовательного процесса. Почвоведение, 1937, № 6.
- Виноградов А. П. О причине отсутствия известковых (из CaCO_3) скелетов у докембрийских беспозвоночных. ДАН СССР 1940, 27, № 3.
- Вишняков А. П. и Рабинович С. А. Влияние органических веществ почвы на подвижность железа. Всесоюзн. иссл. инст. удоб., 1937.
- Воларович Т. П. Геологический очерк Малого Хингана. Геолого-петрографические исследования Малого Хингана. Сер. геол., 1939, 1.
- Волкова О. Ю. Железобактерии в источниках Кавказских минеральных вод. Микробиология, 1940, № 1.
- Высоцкий Г. Н. Глей. Почвоведение, 1906, вып. 1—4.
- Гаевский П. М. Озерные железные руды Олонецкого края. Производительные силы района Мурманской железной дор. Петрозаводск, 1923.
- Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. М., ОНТИ, 1932.
- Геммерлинг В. В. О генезисе почв степного типа почвообразования. Почвоведение, 1936, № 4.

- Гильзен К. К. и Гинзбург И. И. Исследования грунта Онежского озера. Тр. Мин. музея АН СССР, 1930, 4.
- Гинзбург И. И. Современное образование марганцовых песчаников. Сб. посвящ. акад. В. И. Вернадскому, т. I. М., Изд. АН СССР, 1936.
- Гинзбург И. И. Радиоактивность марганцовых руд, как геохимический индикатор. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 2.
- Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 1.
- Гинзбург И. И. Никеленосность и кобальтоносность марганцовых руд СССР. Сов. геол., 1939, № 4—5.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании месторождений бокситов. Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- Гинзбург И. И. и Аносов Ф. Я. Очерки по геохимии марганца. Тр. Ломоносов. инст. геол., крист. и мин., 1938, вып. 9. Главнейшие месторождения железных руд СССР. ОНТИ 1934.
- Гладковский А. К. Эйфельские и живетские месторождения бокситов Исковского и южной части Серовского районов и нижнелудлоуская продуктивная толща Исковского района. Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- Глинка К. Д. К вопросу о различии подзолистого и болотного типов выветривания. Почвоведение. 1911, № 2.
- Глинка К. Д. Дисперсные системы почв. ОНТИ, 1924.
- Глинка К. Д. Почвоведение. ОНТИ, 1931.
- Годлевский М. Н. Материалы по минералогии бурых железняков Хоперского района. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1932, вып. 199.
- Гольдшмидт В. Редкие элементы. 1937.
- Горностаев Н. П. О возможном новом источнике железных руд Урала. Вестн. Гл. геол. разв. упр., 1931, № 3—4.
- Горский А. Болотные руды Костромского края. Тр. Костромск. научн. общ. по изуч. местн. края, 1918, вып. 9.
- Гусева К. А. Действие марганца на развитие водорослей. Микробиология, 6, вып. 3.
- Давыдова Т. К. Геологическое строение и условия залегания железных руд Липецкого района. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 189.
- Доброхотов М. Н. Малохинганский железорудный район. Тр. Центр. научн. иссл. геол. разв. инст. 1936, вып. 84.
- Доктуровский В. С. Торфяные болота, происхождение, природа и особенности болот СССР. ОНТИ, 1935.
- Дробышев Д. В. Глинистые сидериты юрской толщи Дагестана. Сб. Сев. Кавказ — мощная минеральная база СССР. Ростов на Дону, 1933.
- Епифанов Б. П. и Туров Н. И. Тульские железные руды, ОНТИ, 1937.
- Ефремов Н. Е. 1. К генезису керченско-таманских железных руд. Сов. геол. 1938, № 5.
- Ефремов Н. Е. 2. Лабинский марганец и пути его промышленного использования. Сов. геол., 1938, № 12.
- Жемчужников Ю. Общая геология каустобиолитов. ОНТИ, 1935.
- Завалишин А. А. О соотношении процессов выноса и накопления в оподзоленных почвах. Пробл. почвовед., 1936, сб. 1.
- Захаров С. К. К вопросу о значении микро- и макро-рельефа в подзолистой области. Почвоведение, 1911, № 4.
- Земятченский П. А. Смаллиты и аллиты в вопросах палеогеографии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 4.
- Зернов С. А. Общая гидробиология, ОНТИ, 1934.
- Иванова Е. П. и Польщикова О. А. К вопросу о генезисе подзолов с гумусовым иллювиальным горизонтом на продуктах выветривания нефелиновых сиенитов Хибинского массива. Пробл. почвовед., 1936, сб. 1.
- Ильина Н. С. Бокситовое месторождение Буксон в Западной Сибири. Изв. АН СССР, 1945, № 3.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда. Мат. геол. Рос., 1877, 7.
- Иоффе. Генезис подзолов. Почвоведение, 1933, № 5.
- Исаченко Б. Л. Микробиологическая характеристика грунтов и воды Карского моря. Тр. Аркт. инст., 1937, 82.
- Исаченко Б. Л. Обзор работ по микробиологии грязей и минеральных источников. Микробиология. 1938, № 4.
- Калиненко В. О. Развитие железобактерий на коллоидном окисном железе. Микробиология, т. VIII, 1939, вып. 1.
- Калиненко В. О. Выделение чистой культуры *Leptothrix ochracea*. Микробиология, т. IX, 1940, вып. 6.

- К а л и н н е н к о В. О. Стросние и физиология *Leptothrix ochracea* Kütz. Микробиология, т. X, 1941, вып. 4.
- К а л и н н е н к о В. О. Новая железобактерия р. Енисей. Микробиология, т. XIV, 1945, вып. 4.
- К а л и н н е н к о В. О. О железобактериях в безжелезистых водах. Микробиология, т. XV, 1946, вып. 1.
- К а н т о р М. И. Генезис керченских железных руд. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- К а н т о р М. И. Генезис керченских руд. Прил. к Тр. Тимирязевск. Сел.-хоз. Акад., 1938.
- К а н т о р М. И. Геохимия и металлургия керченских руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3.
- К а р м а н о в В. П. Генезис Елизаветинского месторождения хром- и никель-содержащих железных руд. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- К а р ж а в и н Н. А. Месторождение бокситов «Красная Шапочка» в Карпинском районе Свердловской области. Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- К а ч и н с к а я. К вопросу о скорости почвообразовательных процессов в условиях подзолистой зоны. Почвоведение, 1937, № 7.
- К н и п о в и ч Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. ОНТИ, 1938.
- К о в д а А. В. К географии подолистой стадии почвообразования. Тр. Инст. почвовед. АН СССР, 1934, 10, вып. 2.
- К о в д а А. В. Солонцы. Почвы СССР, т. 1, 1939.
- К о н с т а н т о в С. и К е ч е к. Керченский железорудный бассейн. Тр. Всесоюз. геол. разв. об. 1936, вып. 122.
- К о п ч е н о в а Е. Озерные и болотные руды Кончезерского и Сегозерского районов АКССР. Тр. Научн.-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 3.
- К о р ж е н е в с к и й А. Присамурские сидериты. Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, сб. 1. Ростов на Дону, Геол. разв. тр., 1938.
- К р а ш е н и н и к о в И. М. Древняя кора выветривания лесостепного Зауралья. Изв. Докучаевск. почвен. ком., 1915, вып. 3.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 1. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Аральского края и ее отношении к ископаемой флоре северной Азии. Отчет о работах почвенно-ботанического отряда Казахской экспедиции Академии Наук СССР, вып. 4, ч. 2. 1930.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 2. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Гл. ботан. сада, 1930, 29, № 3—4.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Третичные растения с западного склона Урала. Материалы по геологии Башкирии. Тр. Сов. изуч. произв. сил, сер. Башк., 1932, вып. 1.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 1. Ископаемая флора с р. Лозьвы в Св. Урале с остатками макклинтокий, родственная гренландской. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 291.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 2. Ангарская серия. Байкальский отд. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 326.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Курс палеоботаники, ОНТИ, 1934.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Пальмы в третичных отложениях Южного Урала. Природа, 1935, № 2.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 1. Развитие ботанико-географических провинций северного полушария с конца мелового периода. Сов. ботаника, 1936, № 3.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 2. Основные пути развития флоры Азии. Уч. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол. почв. географ., 1936, № 9.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеоэоценовой эры. Изв. Акад. Наук, 1937, № 3.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Миоценовая флора Украины и ее связь через Урал с третичной флорой Азии. Отд. оттиск. из сб. памяти. акад. А. В. Фомина. 1938.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Меловые континентальные отложения Урала. Геологическая карта Урала. 1939.
- К р о т о в Б. П. Железные руды Алапаевского типа, т. 1—2. Изд. АН СССР, 1936.
- К р о т о в Б. П. Классификация, номенклатура и признаки эоценовых месторождений. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- К р о т о в Б. П. О времени образования железорудных месторождений Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 4.
- К р о т о в Б. П. О Халиловском железорудном месторождении. Тр. Ломоносов. инст. геохим., крист. и мин., 1938, вып. 9.
- К р о т о в Б. П. 1. Роль и значение эпейрогенических движений при формировании месторождений железных и марганцевых руд и бокситов. ДАН СССР, 1941, 33, № 1.

- К р о т о в Б. П. 2. Месторождения зоны цементации коры выветривания. Зап. Мин. общ., 1941, ч. 70, № 2.
- К р о т о в Б. П. 3. Основные результаты работ железорудной группы. Материалы по металлогении Ю. Урала. 1941.
- К р о т о в Б. П. 1. О связи между железоникелевыми и никелевыми рудами Урала. ДАН СССР, т. 37, № 4.
- К р о т о в Б. П. 2. Геологические факторы локализации железорудных месторождений поверхностного происхождения на Урале в мезо-кайнозой. Изв. АН СССР, 1942, № 5—6.
- К р о т о в Б. П. 3. Халиловское месторождение комплексных железных руд. 1942.
- К р о т о в Б. П. 1. Связь между эпигрогенезом, генетическими типами железорудных месторождений и их распространением на Урале в течение мезо-кайнозоя. Зап. Мин. общ. 1943, ч. 72, № 3/4.
- К р о т о в Б. П. 2. Закономерности отложения и распределения в прибрежных частях моря марганцовых, железных и алюминиевых руд. Зап. Мин. общ., 1943, ч. 72, № 1.
- К р о т о в Б. П. 3. Геологическое обоснование постановки железорудных месторождений железоникелевого типа на Среднем Урале. ДАН СССР, 1943, 41, № 7.
- К р о т о в Б. П. Зональное выделение соединений железа, никеля, кобальта, марганца в коре выветривания серпентинитов Урала. ДАН СССР, 1944, 45, вып. 3.
- К р о т о в Б. П. 1. О типе комплексных месторождений железных, никелевых и кобальтовых руд на Урале. ДАН СССР, 1945, 47, № 1.
- К р о т о в Б. П. 2. Закономерности распределения на Урале месторождений железных, никелевых и кобальтовых руд категории выветривания. Изв. АН СССР, 1945, № 2.
- К р о т о в Б. П. и С т о л я р о в а Т. И. Соколовское месторождение бобовых железистых бокситов в Каменском районе Челябинской области и его генезис. Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- К р у г Е. Отчет по исследованию месторождений марганцовых руд на Мангышлаке. Мат. прикл. геол., 1927, вып. 51.
- Л а с к а р е в В. Д. Геологические исследования в юго-западной России. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1914, вып. 77.
- Л и н д г р е н. Минеральные месторождения, вып. 2. Перев. с английск. ОНТИ, 1934.
- Л у ч и ц к и й В. И. Керченский железорудный район. Тр. Центр. упр. промышл. разв., 1922, вып. 1.
- Л у ч и ц к и й В. И. Железорудные месторождения Керченского полуострова. Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия, марганца. 1937.
- Л ю б и м о в И. А. Гипергенные процессы в формировании месторождений Петропавловской бокситоносной полосы. Изв. АН СССР 1942, № 4.
- М а л я в к и н С. Ф. Боксит. Курс нерудных месторождений. ОНТИ, 1934.
- М а л я в к и н С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. 1937.
- М а р к о в К. Оолитовые красные железняки на западном склоне Урала. Зап. Мин. общ., 1907, 45.
- М а р к о в К. Условия залегания оолитовых красных железняков на Западном склоне Урала. Изв. Геол. ком., 1926, № 8.
- М а р к о в а Н. Г. и Ш т р е й с. Исследование палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфия вмещающих их толщ. Сб. Бокситы, т. 2. 1937.
- Минеральные ресурсы СССР, вып. Г. Железные руды. ОНТИ, 1937.
- М и р о п о л ь с к и й Л. Пиритовые конкреции в юрских отложениях Чувашской АССР. Тр. Мин. музея АН СССР, 1930, 4.
- М и р о п о л ь с к и й Л. 1. К изучению железорудных месторождений Верхне-Уфалейской дачи на Урале. Уч. зап. Казанск. унив., 1931, 91, вып. 2.
- М и р о п о л ь с к и й Л. 2. Оолитовые железные руды на восточном склоне Урала у р. Мугай. Уч. зап. Казанск. унив., 1931, 91, вып. 2.
- М и р о п о л ь с к и й Л. К изучению железорудных месторождений среди метаморфических толщ восточного склона Урала. Уч. зап. Казанск. унив., 1934, № 5.
- М и р о п о л ь с к и й Л. 1. К изучению железорудных месторождений Ольховской полосы в Каслинской даче на Урале. Уч. зап. Казанск. гос. унив., 1936, 96, кн. 3, вып. 7.
- М и р о п о л ь с к и й Л. 2. Оолитовые образования по р. Юрезани в Башкирской АССР. Уч. зап. Казанск. гос. унив., 1936, 96, кн. 3, вып. 7.

- Миропольский Л. М. и Полянин В. К изучению железорудных месторождений в Златоустинской и Кусинской дачах на Ю. Урале. Уч. зап. Казанск. унив., 1937, 97, кн. 3—4.
- Молдавандцев Е. П. Месторождения марганца на Урале. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия, 1937.
- Молдавандцев Е. П. К вопросу о генезисе Маазульского месторождения марганца. Сов. геол., 1938, № 4.
- Морозов С. С. Некоторые данные для характеристики корочек иллювиального горизонта подзолистых почв. Почвоведение, 1938, № 3.
- Морозов С. С. К вопросу о генезисе минеральной части почвенного поглощающего комплекса. Уч. зап. Моск. гос. унив., 1939, вып. 27.
- Музылев С. А. К вопросу о происхождении, запасах и качестве малохингинских железных руд Дальнего Востока. Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия и марганца. 1937.
- Наливкин Д. В. О бокситах Урала. Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- Неуструев С. С. К почвенной палеогеографии Приуралья и Зап. Сибири. Природа, 1922, № 10—12.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Часть описательная. ОНТИ, 1935.
- Орлов А. Н. Результаты исследований вивианитов в БССР. Агроном. руды, 1939, 5.
- Палибин И. Ископаемые растения с берсгов Аральского моря. Изв. Туркест. отд. Рус. географ. общ., 1906, 4, вып. 7.
- Палибин И. Этапы развития флоры прикаспийских стран со времени мелового периода. 1936.
- Перфильев Б. П. Новые данные о роли микробов в рудообразовании. Изв. Геол. ком., 1926, № 7.
- Перфильев Б. П. К методике изучения иловых отложений. Отчеты Бородинской пресноводной станции Академии Наук, 1927, 5.
- Перфильев Б. П. Микробиологическое исследование озерной руды Выгозера. Бюлл. Гос. гидролог. инст., 1933, вып. 8.
- Платонов Н. Очерк геологии и полезных ископаемых Хоперского округа. Ростов на Дону, 1930.
- Платонов Н. и Чирвинский П. Очерк геологического строения и месторождений железных руд Хоперского округа Нижне-Волжского края по исследованию 1928 г. Новочеркасск. Сев. Кавк. отд. Геол. ком., 1928, № 1.
- Полынов Б. Вторичные минералы орштейновых горизонтов почвы. Изв. Докучаевск. почв. ком., 1915, № 2.
- Полынов Б. Кора выветривания, ч. I, Изд. АН СССР, 1935.
- Попов В. С. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуострова. Тр. Геол. музея АН СССР, 1911, вып. 7.
- Попов В. С. Минералогия Крыма. Изд. АН СССР, 1938.
- Преображенская М. Р. Железобактерии источников Липецкого курорта. Арх. биол. наук, 1932, 22, вып. 4.
- Преображенская М. Р. Новые данные к биологии железобактерий. Природа, 1937, № 6.
- Преображенская М. Железобактерии Полуостровского ключа и некоторых других железистых водоемов. Арх. биол. наук. 1930, 30, вып. 3.
- Преображенская М. К экологии и биологии железобактерий. Микробиология, 1937, 6, вып. 3.
- Принада В. Д. Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии. Тр. Гл. геол. разв. упр., 1931, вып. 122.
- Принада В. Д. Юрские растения Тиварчельского угленосного бассейна в Закавказьи. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 261.
- Полянин В. М. Оолитовые железные руды Ивановского рудника в Алапаевском районе на Урале. Уч. зап. Казанск. унив., 1934, 94, кн. 9.
- Полянин В. М. Полетаевское железорудное месторождение на Восточном склоне Южного Урала. Уч. зап. Казанск. гос. унив., 1936, 96, кн. 3.
- Полянин В. М. К познанию уральских бокситов. Отд. оттиск из уч. зап. Казанск. унив. за 1934 г.
- Пустовалов Л. В. с сотрудниками Генезис липецких и тульских руд. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 285.
- Пустовалов Л. В. Сынтульское месторождение железо-фосфатовых руд. Тр. Моск. геол. разв. тр., 1934.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. т. 1. ОНТИ, 1940.
- Пухтинский. Месторождение железных руд в третичных отложениях Приазовья. Разв. недр., 1937, № 5.
- Пятицкий П. П. Генетические отношения Криворожских железорудных месторождений, ч. 2. Железистые роговики и джеспиллиты. Тр. Инст. прикл. мин. и петр., 1932, вып. 17.

- Радугин К. В. Новое месторождение марганца по р. Усе в Горной Шории. Вестн. Зап. Сиб. геол. разв. тр., 1940, № 1.
- Ремезов Н. П. Противоположные процессы, как основа генетического развития почв. Почвоведение, 1932, № 2.
- Ремезов Н. П. К теории подзолообразовательного процесса. Почвоведение, 1937, № 3.
- Ремезов Н. П. Емкость поглощения и состав обменных катионов в главнейших типах почв. Почвоведение, 1938, № 5.
- Ренигартен В. П. Марганценовые палеогеновые отложения Северного Урала. Изв. АН СССР, 1944, № 4.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Роде А. А. Дисперсность твердой массы почвы, химический и минералогический состав ее и отдельных компонентов. Почвоведение, 1938, № 2.
- Образование подзолистых почв. Почвы СССР, т. 1. 1940.
- Рожкова Е. В. Минералогия и условия образования бобовых железо-алюминиевых руд. Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия и марганца, 1937.
- Рожкова Е. В. и Соболева М. В. 1. Минералогия и условия образования бобовых железо-алюминиевых руд. Сб. Бокситы, т. 1, вып. 2. 1936.
- Рожкова Е. В. и Соболева М. В. 2. Экспериментальное изучение условий образования бобовых железо-алюминиевых руд. Сб. Бокситы, т. 1, вып. 2. 1936.
- Романов Н. М. Неклиндовское месторождение болотных руд. Изв. Нижегород. госуд. унив., 1926, № 1.
- Саваренский Ф. Н. Геологическое строение восточной части Никопольского марганцевого района. Мат. общ. и прикл. геол., 1929, вып. 133.
- Савельев И. И. Геолого-химические исследования по р. Аят в верховьях. Тобола. Изд. АН СССР, 1937.
- Самсыйлов Я. В. и Титов А. Т. Железомарганцовые конкреции со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Тр. Геол. и мин. музея АН СССР, 1917—1918, 3, вып. 2.
- Сахаров М. И. Органический отпад в лесных фитоценозах. Почвоведение, 1939, № 10.
- Свитальский Н. И. Железные руды КМА. Воронеж, 1933.
- Свитальский Н. И. Железорудные месторождения Кривого Рога. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 153.
- Седлецкий И. Д. 1. Теоретическая минералогия почвенных коллоидов (основы педералогии). Зап. мин. общ., 1938, № 4.
- Седлецкий И. Д. 2. Генезис минералов почвенных коллоидов в связи с типами выветривания и почвообразования. Природа, 1938, № 1.
- Седлецкий И. Д. 3. Почвенная рентгенография. Изд. АН СССР, 1938.
- Седлецкий И. Д. 4. Почвенные коллоидные минералы группы гидратов окиси алюминия. ДАН СССР, 1938, 19, № 9.
- Седлецкий И. Д. 1. Почвенный поглощающий комплекс — парагенетическая система коллоидных минералов. ДАН СССР, 1939, 23, № 3.
- Седлецкий И. Д. 2. Генезис монтмориллонита и условия его нахождения. ДАН СССР, 1939, 22, № 2.
- Седлецкий И. Д. Геохимия обмена оснований в почвах. ДАН СССР, 1940, 25, № 3.
- Славин Ф. К геохимии марганца и фосфора. Сб., посвящ. акад. В. И. Вернадскому, т. 1. М., изд. АН СССР, 1936.
- Смирнов А. В. Роль водородного иона в поглонительной способности почв. Уч. зап. Моск. гос. унив., 1939, вып. 27.
- Смирнов А. Д. Минералогический состав мезозойских бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3.
- Смирнов С. С. Железорудные месторождения Восточно-Сибирского края. Изд. Вост. Сиб. геол. разв. тр., 1932.
- Соколов Н. А. Марганцовые руды третичных отложений Екатеринославской губ. и окрестностей Кривого Рога. Тр. Геол. ком., 1901, 28, № 2.
- Страхов Н. М. 1. Историко-геологические закономерности формирования гипергенных железных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, № 3.
- Страхов Н. М. 2. Тектоническое размещение гипергенных железных руд и их аналогов. Сов. геол., 1940, № 5—8.
- Страхов Н. М. 3. Климатические условия образования гипергенных железных руд и их аналогов. Сов. геол., 1940, № 12.
- Страхов Н. М. Геологические условия возникновения железных руд внутри климатически благоприятных для них зон. Сов. геол., 1941, № 1.
- Страхов Н. М. О фаціальном профиле гипергенных железных руд и его изменении в истории Земли. Сов. геол., 1941, № 5.

- Сьюорд, Века и растения. Перевод с англ., ОНТИ, 1937.
- Танатар Н. И. Генезис железистых кварцитов и руд Кривого Рога и Старого Оскола (в районе Курской магнитной аномалии). Тр. Конфер. по генезису руд железа, алюминия и марганца. 1937.
- Танатар Н. И. Геохимическая характеристика Большого Кривого Рога в связи с вопросом генезиса его руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. 1936.
- Ткалич С. М. Основные черты геологического строения Северного малохинганского железорудного района ДВК. Хингано-бурейск. пробл., 1934, вып. 1.
- Таранец Т. П. Происхождение и эволюция южных черноземов. Почвоведение, 1937, № 8.
- Тебеньков В. П. и Никифоров А. К. Итоги познания железорудного сырья за 15 лет советской власти в ДВК и главнейшие задачи его дальнейшего изучения. Вестн. Д. Вост. фил. Акад. Наук, 1938, № 30 (3).
- Терентьева К. Ф. и Ильина Н. С. О минералах моногидрита глинозема в силурийских и девонских известняках в районе месторождения «Красная Шапочка». Изв. АН СССР, 1942, № 4.
- Тихеева Л. В. К вопросу о генезисе и эволюции лесных почв в Ленинградской области. Сб. статей, посвящ. акад. Левинсону-Лессингу. М., Изд. АН СССР, 1935.
- Топорков. Марганцеворудные месторождения Южного Урала. Тр. Урал. научно-иссл. инст. геол. разв. и иссл. мин. сырья, 1938, вып. 2.
- Тюрин И. В. Курс почвоведения. 1933.
- Тюрин И. В. К познанию дернового процесса. Сб., посвящ. акад. В. Р. Вильямсу. 1938.
- Тюрин И. В. Почвы лесостепи. Почвы СССР, 1. 1939.
- Успенский Е. Е. Марганец в растениях. 1. Журн. опытно. агроп., 1915. 2. Журн. Мос. отд. Русс. ботан. общ., 1922.
- Успенский Е. Е. Железо, как фактор распространения водорослей. Тр. Ассоц. Научно-иссл. инст. 1. Моск. гос. унив., 1922.
- Успенский Н. Е. К вопросу о генезисе руд халиловского типа. Зап. Мин. общ., 1940, № 1.
- Ферсман А. Е. Геохимия. т. 2, т. 4, 1934.
- Ферсман А. Е. Геохимические параменты железа. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца, алюминия. 1937.
- Федоров В. М. 1. Генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца, алюминия. 1937.
- Федоров В. М. 2. Условия залегания и генезиса мезозойских бокситов Среднего Урала. Сб. Бокситы СССР, т. 1. 1937.
- Хабаров А. В. Улу-Теляк, новое месторождение окисленных карбонатных марганцевых руд в пермских отложениях Башкирии. Изв. АН СССР, 1944, № 4.
- Харвей. Биохимия и физика моря. Перев. с англ. 1936.
- Хардон Т. Д. Пример подзола тропических низменностей. Почвоведение, 1938, № 3.
- Холодный Н. Г. Несколько замечаний по поводу литературы о железобактериях. Микробиолог. журн. 1929, 9.
- Холодный Н. Г. О правильных и неправильных путях в исследовании железобактерий. Микробиология, 1941, т. X, вып. 4.
- Чурakov А. Н. О месторождениях марганца в Западной и Средней Сибири. Изв. АН СССР, 1944, № 4.
- Чухров Ф. В. О пирите и пирротине в керченских железных рудах. Изв. АН СССР, геол. сер., 1936, № 1.
- Фрейберг Т. Минеральные включения в болотных почвах. Вестн. торфян. дела, 1918, № 1 и № 4.
- Штрейс Н. А. Железо-марганцевые месторождения Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 4.
- Щукина Е. Н. Бокситы Енисейского края. Сб. Бокситы, т. 1, вып. 2, 1936.
- Яншин А. Л. Условия залегания и генезис бокситов Южного Урала, Казахстана и Восточной Сибири. Тр. Конфер. по генезису руд железа, марганца, алюминия. 1937.
- A a g n i o V. Über die Seerbildung in einigen südfinnischen Binnenseen. Fennia, 1920, 41, N 4.
- A d a m s G. Bauxite deposits of the Southern States. Econ. Geol., 1927, 22, N 6.
- A d a m s G. Occurrence and age of brown iron ores in Alabama and adjacent States. Econ. Geol., 1929, 23, N 1.
- A g a f o n f f V. Sur quelques sols lateritiques rouges et jaunes du Brasil. Soil Research, 1932, 8, No. 1.
- A h l f e l d h F. Das Kies — und Schwerspath vorkommen in der Hahnstätten — Katzelenbogener Mulde. Glückauf, 1924, N 1.

- Ahlburg. Über die Eisenerze und Eisenmanganerze des Lahngebietes und ihre Beziehungen zu basischen Eruptivgesteinen. Zs. Prakt. Geol., 1917, N 1.
- André K. Über den Erhaltungszustand eines Goniatiten und einiger anderen Versteinerungen aus dem Banderz des Rammelsberger Kieslagers. Zs. Prakt. Geol., 1908.
- Ansel H. Die oolithische Eisenerzformation Deutsch-Lothringens. Zs. Prakt. Geol., 1901.
- Aschan O. Die Bedeutung der wasserlöslichen Humusstoffe für die Bildung der See und Sumpferze. Zs. Prakt., Geol., 1907, 15.
- Bastinn E. S. A hypothesis of bacterial influence in Genesis of certain sulphide ores deposits. Journ. Geol., 1916, 34.
- Bauer M. Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterites. N. Jb. Min. Geol., Paleont., 1898.
- Bauer M. Beiträge zur Kenntnis des Laterites, insbesondere dessen von Madagascar. N. Jb. Min. Geol., Paleont., 1907.
- Balzarotti E. Über das Austreten von Boden mit Podsolflecken in Santo Domingo. Soil Res., 1930, 2, N 1.
- Van-Bemmelen M. Über das Vorkommen, die Zusammensetzung und die Bildung von Eisenanhäufungen in und unter Mooren. Zs. anorg. Chem., 1900.
- Van-Bemmelen, M. Die verschiedenen Arten der Verwitterung der Gesteine in der Erdrinde. Zs. anorg. Chem., 1910, 66.
- Berg G. Die Struktur und Entstehung der Lothringer *Menettenerze*. Abh. Deutsch. Geol., Ges., 1921, No. 1.
- Berz Untersuchungen über Glauconit. Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. N. F., 1921, 10.
- Berz. Über Chamoisit und Thuringit und ihre genetischen Beziehungen. Jber. Mitt. Oberrheinischen Geol. Ver., N. F., 1923, 12.
- Mineralen und Gesteine, 2 Bd., 1921.
- Beyschlag F. Über die aus der Gleichheit der geologischen Position sich ergebenden natürlichen Verwandtschaften der Erzlagerstätten. Zs. Prakt. Geol., 1915.
- Beyschlag F. Neuere Beobachtungen an den Bauxitlagerstätten des Bihargebirges in Ungarn., Zs. Prakt. Geol., 1918, 26.
- Beyschlag F. Die Manganerzlagerstätte von Hohenkirche bei Kassel. Zs. Prakt. Geol., 1919.
- Beischlag F., Krusch P., Vogt J. Die Lagerstätten der nutzbaren.
- Blanck E. Die mediterran Roterde (terra rossa). Handbuch der Bodenlehre herausgeg. von E. Blanck, Bd. 3. 1930.
- Blanck E. Verwitterung und Bodenbildung in den extremsten Gebieten der Erde. Ernährung Pflanze, 1934, 30, 13 (14).
- Blanck E. und Giesecke F. Über Verwitterung und Bodenbildung des Granits auf Spitzbergen. Geol. Rdch., 1933, Sonderband.
- Blanck E. und Reiser A. Über die chemische Veränderung des Granits unter Moorbedeckung. Chem. Erde, 1932, 2, H. 1.
- Blanck E., Reiser A. und Olderscham E. Beiträge zur chemischen Verwitterung und Bodenbildung Chiles (Contributions to chemical weathering and soil formation in Chile). Chem. Erde, 1933, 8(3).
- Bleichert Sur la structure microscopique du minerai du fer oolithique du Lorrain. C. R. Acad. Paris, 1892.
- Bubnoff S. Geologie von Europa, Bd 2, H. 2 u. 3. 1933.
- Burchard E. F., The iron-ores of the Appalachian-region in Virginia. U. S. Geol. Surv., 1909, Bull. 180.
- Burchard E. Manganese ore deposits in Cuba, Trans. Amer. Inst. Ming. Metall. Engr., 1920, 63.
- Burchard E. Certain brown ores in Alabama. Econ. Geol., 1924, 23, N. 4.
- Burchard E. Bauxite associated with siderite. Bull. Geol. Soc. Amer., 1924, 25.
- Burchard E. Bauxite in North-eastern Mississippi. U. S. Geol. Surv. 1925, Bull. 750-g.
- Burchard a. Butts Ch. Iron-ores, Fuel and Flux of the Birmingham district, Alabama. U. S. Geol. Surv., 1912, Bull. 400.
- Burton R. C. Observations on the bauxite-laterit of Seoni. Rec. Geol. Surv. India, 1917, 48, prt. 4, 204—218.
- Carstens C. W. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondjemgebiet mit besonderer Berücksichtigung der in ihm auftretenden Kiesvorkommen. Norsk. Geol. t. idsskr., 1924, 7.
- Cayeux L. Les mineraux de fer oolithique de France, 1909.
- Cayeux L. Existence des restes oolithiques dans les roches ferrugineuses associées aux mineraux de fer huroniens des Etats Unis. C. R. Acad. Sci. Paris., 1911, 153.

- C a y e u x L. Le minerais de fer sedimentaires considerés dans leur rapports avec la destruction des chaines des montagnes. C. R. Acad. Sci., 1913, 156.
- C a y e u x L. Comparaison entre les minerais de fer huroniens des Etats -Unis et les minerais de fer oolithiques de France. C. R. Acad. Sci. Paris, 1914, 153.
- C a y e u x L. Les minerais de fer oolithiques secondaires de France. Bull. Soc. Geol. France, 1924.
- C h o l o d n y N. Die Eisenbakterien, 1926.
- C h o l o d n y N. Zur Kenntnis der Eisenbakterien aus der Gattung Gallionella. Arch. wiss. Botanik, 8, H. 1/2.
- C o l e G. The interbasaltic rocks (iron-ores and bauxites). Mem. Geol. Surv. Ireland, 1912.
- C o l l o t J. Age des bauxites du Sud-est de la France, Bull. Soc. Geol. France, 15.
- C o r r e n s C. W. Über einen Basalt vom Boden des Atlantischen Ozeans und seine Zersetzungsringe. Chem. Erde, 1932, 5, H. 1.
- C o x J. The iron-ore deposits of the Moa district, Oriente Province, Isl. of Cuba. Trans. Amer. Inst. Ming. Eng., 1912, 42.
- C u m i n g B. M. and M i l l e r B., Characteristic and origin of the Brown ores of Camaguey and Moa, Cuba. Trans. Amer. Inst. Ming. Eng., 1912, 42.
- D a c q u é E. Grundlagen und Methoden der Palaeogeographie. 1915.
- D a h l g r ü n F. Die palaeogeographischen Verhältnisse der Unterkreide im Bildungskreise des Erzlager vom Salzgitter. Jb. Preuss. Geol. Land.-anst., 1926.
- D a l e N. The cambrian manganese deposits of Conception and Trinity bays, Newfoundland. Proc. Amer. Phil. Soc., 1915, 54.
- D a l y R. Limeless Ocean of the pre-cambrian time. Journ. Sci., 4 Ser., 1907, 23.
- D a n g e a r d L. Sur les bacteriaceés des minerais de fer oolitique C. R. Acad. Sci. Paris, 1929, 188.
- D a n g e a r d L. Recif et galet d'Algues dans l'oolithe ferrugineuse de Normandie. C. R. Acad. Sci., 1930, No. 1.
- d e - L a u n a y. Traité de Metallogenic, v. 2, 1913.
- d u - T r o i t A. The manganese deposits of Postmassburg. Econ. Geol., 1933, 28.
- D e m a r e t. Les principaux gisements des minerais de manganese du monde, Ann. Min. Belgique, 1905, 10.
- D o e l t e r. Eisenchlorite. Doelter Handbuch der Mineralchemie, Bd. 2, Teil 3.
- D o r f f P. Die Eisenorganismen. Systematik und Morphologie Jnaug. Diss. Jena, 1934.
- D o r f f P. Biologie des Eisen- und Mangankreislaufs. Berlin, 1935.
- D u - B o i s. Die Laterite und Schutzrinde der Brit. Guiana. Tsch. Mitt. Min., 1903.
- E c k e l E. Limonite deposits of eastern New-York and western New England. U. S. Geol. Surv., 1904, Bull. 260.
- E c k e l E. Brown ores of Texas. U. S. Geol. Surv., 1939, Bull. 910.
- E i n e c k e u n d K o h l e r. Die Eisenvorräte des Deutschen Reiches. Arch. Lagerstättenforschung, 1910, 10.
- E n d e l l K. Über die chemische und mineralogische Veränderung basischer Erup-tivgesteine bei der Zerzetzung unter Mooren. N. Jb. Min. Beil. — Bd. 31.
- E m o r y L. F. Bauxite deposits of British Guiana. Eng. a. Min. Journ. Pr., 1925, 119, No. 17.
- E m o r y L. F. Bauxite on the Gold Coast. Eng. a. Min. Journ. Pr., 1926., 121, No. 11.
- F e r m o r L. The manganese ores of India. Geol. Surv. India, 1909.
- F e r m o r L. What is laterite? Geol. Mag., 1911, 8.
- F i s c h e r G. Über Genese und zukünftige Abbaumöglichkeit der mitteldevonischen Roteiseneruze der Gegend von Brilon. Arch. Lagerstättenforschung, 1929, H. 43.
- F r e b o l d G. Über die Bildung der Alaunschiefer und die Entstehung der Kiesla-gerstätten Meggen und Rammelsberg. Abh. prakt. Geol. Bergwirtsch., 1927, 13.
- F o x C. S. Bauxite occurrences of India. Mem. Geol. Surv. India, 1923, 49, prt. 1.
- F o x C. S. Bauxites and aliminous laterites. 1932.
- F r e c h F. Über die Klimaänderung der geologischen Vergangenheit. C. R. X Congr. Geol. Int., 1906, fasc. 1.
- F r e i s e F. Gesteinsverwitterung und Bodenbildung im Gebiet der «terra rossa» des brasilianischen States S. Paolo. Chem. Erde, 9, H. 1.
- G a u b F. Die jurassischen Oolithe der Schwabischen Alb. N. Jb. Geol. Paleont. Abh. 1910, N. F., 9.
- G e i j e r P. Some problems in iron-ores Geologie in Sweden and in America. Econ. Geol., 1915, No. 4.
- G e r t h H. Geologie Südamericas, 1—2. 1932—35.
- G i e s e k e F. Tropische und subtropische Humus — und Sleiherdebildungen. Hand-buch der Bodenlehre herausg. von E. Blanck, Bd. 4. 1923.

- Gill J. Origine of the Gunflint iron bearing formation. Econ. Geol., 1927, 32.
- Gothan W. Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte Palaeobotanischer Tatsachen. Jb. K. Preuss. Geol. Anst., 1912, 29, 1.
- Gothmann Th. Beitrag zur Kenntnis der «Itabirite» — Eisenerze in Minas Geracas (Brasilien). Zs. Prakt. Geol., 1913.
- Gregory I. V. Climatic variations, their extent and causes. C. R. X Congr. Geol. Int., 1906.
- Grout F. and Broderick. Organic structure in the Biwabik ironbearing formation of the Huronian in Minnesota. Amer. Journ. Sci., 1919, No. 198.
- Groves T. Manganese, 1938.
- Grüner J. The origin of sedimentary Iron Formation of the Biwabik Formation of Besabi-Range. Econ. Geol., 1922, 17, No. 6.
- Hallimond. Bedded iron-ores of England and Wales. Mem. Geol. Surv. Great Britain, 1925, 29.
- Harbort. Über die Entstehung gewisser devonischer Koteisenerzlagerstätten. Jb. Min., 1903, H. 1.
- Harder E. C. The iron-ores of the Appalacian region in Virginia, U. S. Geol. Surv., 1909, Bull. 380.
- Harder E. C. Manganese deposits of the United States with sections on foreign deposits, chemistry and uses. U. S. Geol. Surv., 1912, Bull. 425.
- Harder E. C. The itabirite iron ores of Brazil. Econ. Geol. 1914, 9.
- Harder E. C. Manganese ores of Russia, India, Brazil and Chile. Trans. Amer. Inst. Ming. Metall. Eng., 1916, 56.
- Harder E. C. Iron depositing bacteria and their geologic relations. U. S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1919, No. 113.
- Harrasowitz H. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. Geol. u. Paläont., 1926, 4, H. 14.
- Harrasowitz H. 1. Gelberden oder Gelblehme. Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck, Bd. 3. 1930.
- Harrasowitz H. 2. Böden der tropischen Region. Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blank, Bd. 3. 1930.
- Harrasowitz H. 3. Fossile Verwitterungsdecken. Handbuch d. Bodenlehre, herausg. von E. Blanck, Bd. 4. 1930.
- Harrison J. The rock weathering in the humid tropic conditions. 1932.
- Hardy F. a. Follett-Smith R. R. Studies in tropical soils, 11. Some characteristics igneous rock soil profile in Britisch Gviana. South America. Journ. Agric. Sci. 1931, 21, 4.
- Hartzfeld. Die Roteisensteinlager bei Fachingen an der Lahn. Zs. Prakt. Geol., 1906.
- Hayes C. W. The Mayari and Moa iron ore in Cuba. Trans. Amer. Inst. Ming. Eng., 1912, 17.
- Hayes A. Wabana Iron ores of Newfoundland. Dept. Mines, Canada, 1915, Mem. 78.
- Hall. The Postmasburg manganese deposits. Min. Mag., 1927, 22, H. 3.
- Hayes C. and Eckel E. Iron-ores of the Catersvill district. U. S. Geol. Surv., 1903, Bull. 213.
- Hayes C. The Iron-ores distirict of Cartersville. Trans. Amer. Inst. Ming. Eng. Washington-Meeting, 1900, Febr.
- Heim Al. Die Bohnerzformation. Geol. Schweiz, 1919, 1.
- Henrich E. Über die Einwirkung von kohlen säurehaltigem Wasser auf Gesteine und über den Ursprung und Mechanismus der kohlen säureführenden Thermen. Zs. Prakt. Geol., 1910, 18.
- Hesemann J. Der Rammelsberger Kupferkies und seine Entstehung. Zs. Prakt. Geol., 1925.
- Hesemann K. Die devonischen Eisenerze des Mittelharzes. Abh. Prakt. Geol. Bergwirtsch. 1927, 10.
- Van-Hise C. and Leith, C. The geology of the Lake Superior Region. U. S. Geol. Surv., 1911, 52.
- Van-Hise Ch. The iron-ores deposits of the Lake Superior Region. Twenty First annual report of the United States Geol. Survey, 1901.
- Holden R. Origin of Clinton hematite ores. Econ. Geol., 1925, No. 1.
- Holland T. The Constitution, origin and dehydration of Laterite. Geol. Mag., 1903, 10.
- Hoyer. Beiträge zur Kenntnis, der Manganerzlagerstätten in der Spanischen Provinz Huelva. Zs. Prakt. Geol., 1911.
- Hummel K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolise. Geol. Rdsch., 1922, H. 1 u. 2.

- Hummel K. Über Manganerze im Culm des Kellerwaldes. Zs. Prakt. Geol., 1923.
- Hummel K. 1. Über die Eisenmanganerze der Lindener Mark bei Giessen und des Lahnggebiet im allgemeinen. Zs. Prakt. Geol., 1924.
- Hummel K. 2. Eisenmanganerze im Zechsteindolimit am Ostrande des Kellerwaldes. Glückauf, 1924, No. 52.
- Hummel K. 1. Grünerden Südtirols und sonstige halmyrolitische Eisensilicate. Chem. Erde, 1931, 6.
- Hummel K. 2. Die Sedimente der indosinichen Süßwasserseen. Arch. Hydrobiologie, 1931, Supplement-Band 8.
- Hussak E. Über die Manganerzlager Brasiliens. Zs. Prakt. Geol., 1906.
- Jones W. S. L. Bauxite in Alabama. Econ. Geol., 1926.
- Jung H. Beiträge zur Kenntnis von Thuringit und Schamosit. Chem. Erde, 1932, 7.
- Jung H. Untersuchungen über den Chamosit von Schmiedefeld in Thüringen. Chem. Erde, 1931, 5.
- The iron-ores resources of the world. Vol. 1—2, Rep. XIV. Geol. Congr. Int., 1910.
- Kaiser E. Über bauxite- und lateritartige Zersetzungsprodukte. Monatsberichte Zs. Dsch. Geol. Gesellsch., 1904, Heft 5.
- Kaiser E. Zur Frage der Entstehung der Manganerzlagerstätte von Postmassburg in Griqualand west. N. Jb. Min. Geol., 1931, 64, Abt. A.
- Katzer F. Grundzüge der Geologie des unteren Amasonas gebiet. 1903.
- Kauenhofen W. Das Basiskonglomerat der unteren Kreide im nördlichen Harzvorland und seine Eisenerzföhrung. N. Jb. Geol. Min. Palaeont., 55.
- Kegel W. Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der Südlichen Lahnmulde. Zs. Prakt. Geol., 1923, H. 1—4.
- Kerner-Marilaun F. Bauxite und Braunkohlen als Wertmesser der Tertiärklimate in Dalmatien. Sitzber. Acad. Wiss. Wien, Math. Nat. Wiss. Kl. 1921, Abt. 1, 130, H. 1—3.
- Kerner-Marilaun F. Klimatologische Analysis der terra-rossa bildung. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Math. Nat-wiss. Kl., 1923, 132, Abt. 1, Heft, 4—6.
- Kispatic M. Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung. N. Jb. Geol. Min. Palaeont., 1912, 34.
- Klockman. Montangeologische Reiseskizzen. Zs. Prakt. Geol., 1900.
- Klupfel W. Zur Kenntnis der Stratigraphie und Palaeogeographie des Amberger Kreidegebietes. Zs. Min., 1919, No. 19—20.
- Klupfel W. Beziehungen zwischen Tektonik, Sedimentation und Palaeogeographie in der Weser-Erzformation der Ober-Oxford. Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1926, 78, Abb.
- Koenigsberger J. Über Alpine Minerallagerstätten. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1925, No. 5.
- Kol E. und Pakh E. Eisenbakterien (Monographie der Termalvegetation von Hajduszobsló in Ungarn). Arch. Protistenkunde, 1932, 76.
- Kohl E. Die Eisenvorräte des Deutschen Reiches. Arch. Lagerstättenforschung, 1934, No. 58.
- Krecke E. Sind die Roteisensteinlager des Nassawischen Devon primäre oder sekundäre Lagerstätte? Zs. Prakt. Geol., 1904, 12.
- Krenkel E. Moorbildungen im tropischen Africa. Cbl. Min., 1920.
- Krenkel E. Geologie Africas, Bd. 1—3. 1925—1934.
- Krenkel E. Die Erzlagerstätten British Indiens. Zs. Prakt. Geol., 1930, 38.
- Krenkel E. Zum Alter der Nama-Transvaal System, Cbl. Min., 1933.
- Kreutz von Scheele. Über die Seerzföhrung des Jänisjarvi in Ostfinnland. Zs. Prakt. Geol., 1922.
- Krusch P. 1. Über das Vorkommen und die Entstehung des Weisseneisenerz etc. Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1922.
- Krusch P. 2. Über die Belgieschen Manganerze, Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1922.
- Kuhn. Worlds iron-ores resources now exceed 57. 000. 000. 000 tons. Eng. a. Min. Journ., 1926, 122.
- Kumm A. Über sekundäre Mineralbildungen im Brauneisenoolith des unteren Lias von Harzburg und ihre Bedeutung für die Oolithbildung. Zbl. Min., 1924.
- Kumm A. Über einen Oolith im mittleren Keuper und Oolithbildung überhaupt. Jber. Niedersachs. Geol. ver., 1925.
- Kukuk. Die westfalischen Steinkohlbecken. 1939.
- Lachmann. Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxitbildung überhaupt. Zs. Prakt. Geol., 1908.
- Lake P. The laterite of South Malubar. Mem. Geol. Surv. India 1890, 24.
- Lacroix A. Les laterites de la Guinée. Nouv. Arch. Mus., N. Ser., 1913, 5.
- Lacroix A. La minéralogie du Madagascar, v. 3. 1922.
- Lang R. Geologisch-mineralogische Beobachtungen in Indien, 1. 2. 3. Cbl. Min. Geol., 1914.

- Leith C. K. and Harder E. C. The hematite ores of Brazil and a comparison with the hematite ores of Lake Superior. *Econ. Geol.*, 1911, 6.
- Leith C. K., Lung R. and Leith A. Precambrian rocks of the Lake Superior Region. *Prof. Papers U. S. Geol. Surv. Dep. Inter.*, Washington, 1935, 184 (2).
- Leith C. and Mead W. Origin of the iron ores of Central and South-eastern Cuba. *Trans. Amer. Inst. Ming. Eng.*, 1912, 42.
- Lewis J. M. The precipitation of iron compounds from salts of organic acids by some Eubacteriales. *Cbl. Bacteriol.*, 1928.
- Lieske R. Zur Ernährungsphysiologie der Eisenbakterien. *Cbl. Bakteriolog.*, 1925, 2 Abt., 49.
- Lieske R. 1. Untersuchungen über physiologie eisenspeichernder Hyphomyceten. *Jb. Wiss. Botanik.*, 1911 50.
- Lieske R. 2. Beiträge zur Kenntnis der Physiologie von *Spirophyllum ferrugineum*, einer typischen Eisenbakterien. *Jb. Wiss. Botanik.*, 1911, 49.
- Linck G. Die Schutzzrinden. *Handbuch der Bodenlehre* herausg. von E. Blank, Bd. 3. 1930.
- Lotti B. Ostungarische und italienische Bauxite. *Zs. Prakt. Geol.*, 1908.
- Lundquist. Bodenablagerungen und Entwicklungsgeschichte der Seen. 1927.
- Marbut Ch. F., Morphology of Laterites. *Proc. Papers II Jnt. Congr. Soils Sci.*, 1932, 5.
- Mead W. J. Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. *Econ. Geol.*, 1915.
- Meigen W. Laterit. *Geol. Rdsch.*, 1911.
- Michael R. Über das Manganerzvorkommen von Ciudad Real in Spanien. *Zs. Prakt. Geol.*, 1908.
- Molisch H. Die Pflanzen in ihren Beziehungen zum Eisen. 1892.
- Molisch H. Die Eisenbakterien. 1910.
- Molisch H. Die Eisenorganismen in Japan. *Sci. Rep. Tohoku J. Univ. ser. Biolog.*, 1911, 1.
- Moore E. J. The occurrence and origin of some Bog Iron Deposits in the district of Thunder-Bay, Ontario. *Econ. Geol.*, 1919, 5.
- Moore E. and Maynard. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Econ. Geol.*, 1929, No. 3—6.
- Moos A. Über die Bildung der Süddeutschen Bohnerze. *Zs. Prakt. Geol.*, 1921.
- Moos A. Schwermetallspuren in Gesteinen der Schwabischen Alb und die Herkunft der tertiären Schwarzwaldzerze. *Zs. Prakt. Geol.*, 1926.
- Morten H. Die Wüstenböden. *Handbuch der Bodenlehre*, herg. von E. Blank, Bd. 3. 1930.
- Mudge C. S. The possible role of iron depositing bacteria in the formation of hardpan. *Proc. Soc. Exp. Biol. Med.*, 1926, 23.
- Müller 1. Die Manganlagerstätten des Oberhalbstein. *Zs. Prakt. Geol.*, 1916.
- Müller. 2. Über einige Mineralien aus den Manganerzlagerstätten des Oberhalbstein. *Zbl. Min. Geol.*, 1916, 457.
- Murakami H. Geology of the Anshan Iron Mine District. *Publ. Sud-Manch. Railway*, 1922.
- Naumann E. 1. Über die See- und Sumpferze Süd- und Mittel-Schwedens. *Sver. Geol. Unders. Arsb.*, 1922, 13.
- Naumann E. 2. Über die Seerbildung der Spree in der Nähe von Berlin. *Arch. Hydrobiol.*, 1922, 13.
- Naumann E. Siderogene Organismen und die Bildung von Seerz. *Ber. Dtsch. Botan. Ges.*, 1928, 48.
- Naumann E. Die eisenspeichernden Bakterien. Kritische Übersicht der bisher bekannten Formen. *Cbl. Bakteriolog.*, 1929, Abt. II, t. 78.
- Naumann E. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Binnengewässer, 1930, 9.
- Naumann E. Die regionale Limnologie. Binnengewässer, 1932, 11.
- Nel T. The geology of the Postmassburg manganese deposits and the surrounding country. *Spec. publ. Geol. Surv. S. Afr.*, 1929.
- Nelson W. A. Appalachian bauxite deposits. *Geol. Soc. Amer.*, 1923, Bull. 34.
- Newland D. a. Hartnagel C. Iron ores of the Clinton formation in New York State. *N. Y. Mus.*, 1910, Bull. 123.
- Nieder R. Zusammenhang zwischen Tektonik und Lagerausbildung in Roteisensteinlagern an der Lahn. *Arch. Lagerstättenforschung*, 1931, H. 51.
- Oberrascher E. Die Raseneisenerze Pommerns. *Abh. Inst. Greifswald*, 1939, 20.
- Pauls O. Die Aluminiumerze des Bihargebietes und ihre Entstehung. *Zs. Prakt. Geol.*, 1913, 21.
- Penrose R. 1. The chemical relation of iron and manganese in sedimentary rocks. *Journ. Geol.*, 1893, 1.

- Penrose R. 2. The manganese ores of Golconda. Journ. Geol., 1893, 1.
- Pfaff V. Zur Entstehung einiger Eisenerzvorkommen auf dem Fränkischen Jura. Zs. Prakt. Geol., 1920, H. 11.
- Pohl H. Ein Beitrag zur Bildungsgeschichte der Waldgesheimer Eisenmanganerzvorkommen. Zs. Prakt. Geol., 1922, H. 10/11.
- Pratje O. Recente marine Eisenoxide aus der Nordsee. Cbl. Min. Geol., 1930.
- Ramdohr W. Die Eisenerzlager des Oberharzer Diabaszugs und ihr Verhalten im Bereich des Brockenkontakts. N. J. Min., 1927, B. B. 55A.
- Ramann E. Kohlensäure und Hydrolyse bei der Verwitterung. Cbl. Min. Geol. 1921.
- Rettger R. E. The bauxite deposits of South-eastern Alabama. Econ. Geol., 1925.
- Richardz E. St. Grünerite rocks of the Lake Superior Region and their origin. Journ. Geol., 1927, 35.
- Rose O. Zur Frage der Entstehung der Nassauischen Roteisensteine Zs. Prakt. Geol., 1908.
- Rotpletz A. Die Amberger Erzformation. Zs. Prakt. Geol., 1913, H. 6.
- Ruttner Fr. Hydrographische und Hydrochemische Beobachtungen of Java, Sumatra und Bali. Arch. Hydrobiol., 1931, 8, Lief. 2.
- Salminen C. The rock weathering and the clays of Finland, 1932.
- Sampson. The ferruginous chert-formation of Notre-Dame Bay Newfoundland. Journ. Geol., 1923, 31.
- Savage W. Solution, transportation and precipitation of manganese. Econ. Geol., 1936, 31.
- Scheibe A. E. Über die Entstehung brasilianischen Itabirite. Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1932, 84.
- Semper M. Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rdsch., 1910, 1.
- Schneiderhöhn H. Mineralbestand und Gefüge der Manganerze von Postmassburg, Griqualand West N. Jb. Geol. Min., 1931, 64, Abt. A.
- Schürmann H. Über die neogene Geosynclinale von Südsumatra und die Entstehung der Braunkohle. Geol. Rdsch., 1923.
- Schmidt W. E. Die Entstehung und Tectonik des Lagers von Meggen. Jb. Geol. Land-anst., 1918, 2.
- Schuchert C. H. Climates of geologic time. Carnegie Inst. Washington, 1914, Publ. No. 192.
- Seemann R. Die geologischen Verhältnisse der Amberg-Salzbacher und Auerbach Pegnitzer Störung. Beiträge zur Entstehung der Amberger Erzlager. Abh. Nat. hist. Ges. Nürnberg, 1925, 22, H. 3.
- Semper M. Das Paläothermale Problem, speziell die klimatischen Verhältnisse des Eocen in Europa und im Polargebiet. Zs. Dtsch. Geol. Ges., 1896, 48.
- Simons H. Zur Kenntniss der oberhessischen Basalt eisensteine. Zs. Prakt. Geol., 1919, No. 9.
- Simpson E. S. Notes on Laterites in Western Australia. Geol. Mag., 1912, 49.
- Singewald J. D. Bauxite deposits at Géant, Hungary. Econ. Geol. 1938, No. 7.
- Singewald J. and Miller B. The manganese ores of the Lafayette district, Minas Geraes, Brazil. Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1916, 56.
- Smyth C. H. On the Clinton iron ores. Amer. Journ. Sci., 1892, ser. 43.
- Smyth C. H. Die Hämatite von Clinton in den östlichen Vereinigten Staaten. Zs. Prakt. Geol., 1894.
- Smyth C. H. The Clinton type of iron ore deposits. Types of ore deposits. 1911.
- Smythe V. D. On the genetic significance of ferrous silicate associated with the Clinton ores. N. Y. State Mus., Bull. 208.
- Schnürmann. Über die neogene Geosynclinale von Südsumatra und die Entstehung der Braunkohle. Geol. Rdsch. 1923, 5.
- Spencer Arth. Three deposits of iron in Cuba. U. S. Geol. Surv., 1908, Bull. 340.
- Spencer Arth. Occurrence, origin and character of the surficial iron ores of Camaguey and Oriente Provinces, Cuba. Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1912, 42.
- Stauffacher J. Chamosit-Eisenglanz-Pisolith in der oberen Kreide an der Dents-du-Midi (Wallis). Zs. Prakt. Geol., 1917.
- Strahan. The paleozoic iron-ores of S. England. Men. Geol. Surv. G. B., 1920.
- Stremme H. Über Kaolinbildung. Z. Prakt. Geol., 1908.
- Stremme H. Zur Kenntnis der wasserhaltigen und wasserfreien Eisenoxydbildungen in den Sedimentgesteinen. Zs. Prakt. Geol., 1910.
- Stremme H. Laterit und terra rossa als illuviale Horizonten humoser Waldböden. Geol. Rdsch., 1914.
- Stremme H. Profile tropischer Böden. Geol. Rdsch., 1917.
- Stremme H. 1. Die Braunerde. Handbuch der Bodenlehre, herg., E. Blanck, Bd. 3. 1930.
- Stremme H. 2. Die Bleicherde-Waldböden oder podsolischen Böden. Handbuch der Bodenlehre von E. Blanck. B. 3. 1930.

- Suessenguth E. Zur Kenntnis der Eisenbakterien der Gallionella—gruppe. Cbl. Bakteriolog. 2. Abt., 1927, 69.
- Tercier C. Les depots recents et les series géologiques. *Ecolog. Helv.*, 1939, No. 1.
- Thiel G. A. The precipitation of manganese from meteoric solutions. *Amer. Journ. Sci.*, 1924, (5) 7.
- Thiel G. A. Manganese precipitated by microorganisms. *Econ. Geol.*, 1925, No. 4.
- Thompson T. and Bremner R. The occurrence of iron in the waters of the North East Pacific Ocean. *Journ. Conc. perm. expl. meres*, 1935, 10, 1.
- Thompson T. and Robinson R. Chemistry of Sea. *Bull. Nat. Res. Council.*, 1932, No. 85.
- Truter F., Wasserstein B., Botha P., Visser J., Boordmann L. and Paver G. The geology and mineral deposits of the Olifant Hoex Area, Cape Province. *Geol. Surv. U. S. S. Afr.* 1937.
- Tucon F. Terra rossa, deren Natur und Entstehung. *N. Jb. Min.*, 1912, B. B. 34.
- Tarowska L. Etude sur les conditions vitales des bacteries ferugineuses. *Bull. Acad. Pol.*, 1930.
- Thienemann A. Tropische Binnengewässer. *Arch. Hydrobiol.*, 1930, Suppl. 8.
- Vadasz E. Das Geologische Alter der Transdunabischen Bauxitbildung. *Cbl. Min. Geol.*, 1934, Abt. B.
- Vageler P. Grundriss der tropischen und subtropischen Bodenkunde. 1936.
- Vierschilling A. Die Eisen und Manganerzlagertstätten im Hunsrück und im Soonwald. *Zs. Prakt. Geol.*, 1910.
- Voit F. Die Eisenerzlateritlagerstätte des Donderbary in Surinam. *Zs. Prakt. Geol.*, 1922, No. 2.
- Vogt O. Eisenbakterien und Grünlanddrainung. *Dtsch. Landwirtschaftliche Presse*, 1930, 57.
- Vogt I. Über Manganwiesenerz und über Verhältniss zwischen Fe und Mn in See und Wiesenerzen. *Zs. Prakt. Geol.*, 1906, 14.
- Wagner B. A. The iron deposits of the Union of South Africa. *S. Afr. Geol. Surv.*, 1928, mem. 26.
- Wadja Geology of India for Students. 1926.
- Walther J. Laterit in West Australian. *Zs. Dtsch. Geol. Ges.*, 1915, 67.
- Walther J. Das Geologische Alter und die Bildung des Laterits. *Peterm. Mitt. Geol. Min.*, 1916, H. 1—2.
- Wattenberg H. Bericht über die chemischen Arbeiten III. Die Deutsche Atlantische Expedition auf dem Vermessungs und Forschungsschiff «Meteor» *Zs. Ges. Erdk.*, 1927.
- Weigelt J. Angewandte Geologie und Paläontologie der Flachseegesteine und das Erzlager von Salzgitter. *Fortsch. Geol. Paläont.*, 1923, H. 4.
- Weld C. The residual brown iron ores of Cuba. *Trans. Inst. Ming. Eng.*, 1910, 40.
- Weld C. 1. The Oriskany iron ores of Virginia. *Econ. Geol.*, 1915, 10, No. 5.
- Weld C. 2. The ancient sedimentary iron ores of British India. *Econ. Geol.*, 1915, 10, No. 5.
- Werwecke H. 1. Über die Zusammensetzung und Entstehung der Minetten. *Zs. Prakt. Geol.*, 1901.
- Werwecke H. 2. Bemerkungen über die Zusammensetzung und die Entstehung der Lothringisch-Luxemburgischen Minetteablagerungen. *Ber. Verhansammlung Oberrhein Geol. Ver.*, 1901.
- Wetzel W. Die Quirinquinaschichten als Sediment und paläontologisches Archiv. *Paläontographica*, 73.
- Wetzig B. Beiträge zur Kenntnis der Huelvaner Kieslagerstätten. *Zs. Prakt. Geol.* 1906.
- Wiese W. Eisensteinlagerstätten insbesondere das Vorkommen von oolitischen Roteisenstein im Wesergebiet bei Minden. *Zs. Prakt. Geol.*, 1903.
- Wilson M. E. Life in the Precambrian of the Canadian Shield. *Trans. R. Soc. Canada*, 3 ser., 1931, 25, Sect. 4.
- Winogradsky S. Über Eisenbakterien. *Botan. Ztg.*, 1888, No. 17.
- Winogradsky S. Eisenbakterien als Anorgoxidanten. *Cbl. Bakteriolog.*, 1922, Abt., 2, 57.
- Winogradsky S. Bacteries ferrugineuses. *Bull. Inst. Pasteur.*, 1928, No. 14, 31 Julliet.
- Witte W. Die Eisen und Manganerzlagertstätte bei Oberrosbach (Provinz Oberhessen). *N. Jb. Min.*, 1922, B. B. 53, Abt. A.
- Woolnough W. G. Laterite in West Australia. *Geol. Mag.*, 1918, 5.
- Woolnough W. G. Origin of white clays and bauxite: chemical criteria of precipitation. *Econ. Geol.*, 1928, 23.
- Zalinsky E. R. Untersuchungen über Thüringit und Chamosit von Thüringien und Umgebung. *N. Jb. Min.*, 1904, B. B. 19.

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
Введение	1
<i>Глава I.</i> Стратиграфическое и географическое размещение гипергенных железных руд и их аналогов	5
1. Стратиграфическое и географическое размещение гипергенных железных руд	5
2. Параллели из истории гипергенных марганцовых руд	24
3. Параллели из стратиграфии бокситов	30
<i>Глава II.</i> Климатические условия возникновения гипергенных железных руд и их аналогов	33
1. Геохимическая обстановка возникновения континентальных железных руд в северной таежноподзолистой зоне	34
2. Геохимическая обстановка возникновения плиоценовых — четвертичных и современных железных руд в тропической и субтропической областях	53
3. О некоторых аномалиях в пространственной локализации марганцовых и бокситовых руд неогеночетвертичной рудной эпохи	67
4. Климатическое размещение палеогеновых континентальных железных руд	69
5. Климатическое размещение юрских континентальных железных руд	75
6. Климатическое размещение пермских континентальных железных руд	80
7. Основные закономерности климатического размещения континентальных железных руд	82
8. Железо и его аналоги в современных морских бассейнах	85
9. Закономерности климатического размещения морских железных месторождений	91
10. Об аклиматических эффузивно-осадочных железных рудах и их аналогах	95
<i>Глава III.</i> Геологические условия возникновения гипергенных железных руд внутри климатически благоприятных для них зон	97
1. Факторы локализации железных руд коры выветривания и зоны циркуляции подземных вод	98
2. Условия возникновения и факторы локализации озерно-болотных железорудных накоплений	106
3. Об условиях образования и факторах локализации морских осадочных железных руд	127
4. О некоторых особенностях пространственной локализации руд марганцовых и бокситовых	153
<i>Глава IV.</i> Регионально-тектоническая локализация гипергенных железных руд и их аналогов	164
1. Регионально-тектоническое размещение гипергенных железных руд	164
2. О факторах, определявших различный ход гипергенного железорудного процесса на разных структурных единицах земной коры	173
3. Осадочные железные руды и тектоническая эволюция земной коры	180
4. Параллели из области осадочных марганцовых руд и бокситов	183
<i>Глава V.</i> Историко-геологическая обстановка возникновения железорудных эпох	

и месторождений и ее влияние на качественный состав железорудных комплексов	188
4. Историко-геологическая обстановка возникновения железорудных месторождений и эпох	190
2. О причинах привязанности морских и озерно-болотных железных руд к эпохам развертывания и спада трансгрессий	194
3. О качественных особенностях отдельных железорудных комплексов и о факторах, их определявших	196
<i>Глава VI. К вопросу об эволюции гипергенных железных руд в истории земли</i>	200
1. Облитовые гематит-шамозито-сидеритовые руды системы Нама-Трансвааль Ю. Африки	202
2. Железистые кварциты системы Нама-Трансвааль в Ю. Африке и их аналоги	210
3. Соотношение оолитовых руд и железистых кварцитов в системе Нама-Трансвааль и фациальная природа тонкослоистых руд	213
4. О некоторых признаках эволюции железных руд в постальгонское время	219
5. Об интенсивности осадочного железорудного процесса в древние и новые эпохи истории земной коры	224
<i>Глава VII. О роли организмов в формировании гипергенных железных руд и их аналогов</i>	226
1. «Сидерофильные организмы» и железобактерии, очерк их организации и биологии	227
2. Опыт анализа биогенной теории с историко-геологической точки зрения	241
Литература	251



*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

Редактор издательства *О. Т. Попова*
Технический редактор *Е. Н. Симкина*

РИСО АН СССР № 2166. А05446. Тип. заказ № 315г
Подп. к печ. 13/V 1947 г. Формат бум. 70 × 108²/₁₆.
Печ. л. 16³/₄, + 12 вклеек. Уч.-издат. л. 25,75. Тираж 2000.

Набрано в 1-й Образцовой тип. треста «Полиграфнига»
Огиза при Совете Министров СССР.
Москва. Валовая, 28.

Отпечатано с матриц во 2-й типографии Издательства
Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

Исправления

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Должно быть</i>
20 38	Подпись под фиг 10 2 св.	10 — Никопольское ВННОСИМЫХ ИЛИ	10 — Никопольское ВЫНОСИМЫХ ИЗ

Группы ИРН, вып. 73 (Страхов)

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Геологическая серия

- Вып. 6 (№ 1). Стр. 60. Ц. 3 р. 75 к.
- А. А. Арсеньев. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рек Тын и Купермы.
- Вып. 7 (№ 2). 1940. Стр. 101. Ц. 7 р. 50 к.
- И. Д. Корженевский. О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одинок. Д. М. Рауаер-Черноусова. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид.
- Вып. 8 (№ 3). 1940. Стр. 69. Ц. 6 р.
- В. А. Петрушевский. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. Вып. 14 (№ 4). 1940. Стр. 837. Ц. 7 р.
- А. И. Москвитин. Лёссы и лёссовидные породы Сибири.
- Вып. 15 (№ 5). 1940. Стр. 80. Ц. 6 р. 50 к.
- В. П. Маслов. Литологические черты среднего кембрия р. Ангары.
- Вып. 16 (№ 6). 1939. Стр. 121. Ц. 5 р. 50 к.
- И. М. Страхов. Доманиковая фацис Южного Урала.
- Вып. 27 (№ 7). 1940. Стр. 44. Ц. 4 р. 50 к.
- А. А. Арсеньев. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима.
- Вып. 28 (№ 8). 1940. Стр. 90. Ц. 7 р. 50 к.
- В. И. Громов. Материалы по геологии Омско-Барабинского района.
- В. А. Хохловкина. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Л. А. Юшке. Четвертичные отложения Южной Башкирии.
- Вып. 32 (№ 9). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.
- А. Л. Яншин. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии степных пространств, лежащих к югу от Мугоджар.
- Вып. 33 (№ 10). 1940. Стр. 43. Ц. 3 р.
- Г. Ф. Мирчинк. Мишель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. В. И. Громов. Остатки четвертичных отложений г. Москвы. В. И. Громов. Материалы к изучению террас р. Терека между Орджоникидзе и Моздоком. В. И. Громов. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и на Салаире в 1938 г.
- Вып. 42 (№ 12). 1940. Стр. 42. Ц. 3 р.
- А. И. Кравицов и М. М. Элинсон. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. С. Е. Колотухина. О вулканогенной фацис нижнего карбона в Центральном Казахстане. Б. М. Келлер. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе. К. В. Никифорова. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в районе верховьев рек Тобола и Суундука. Г. С. Конникова. К вопросу о пластических деформациях глин при усадке (в порядке постановки вопроса).
- Вып. 47 (№ 14). 1941. Стр. 60. Ц. 4 р. 50 к.
- П. Н. Кропоткин. Значение тектонических процессов для образования кислых магм.
- Вып. 52 (№ 16). 1941. Стр. 98. Ц. 7 р. 50 к.
- А. П. Чураков. Протерозой северозападной части Восточного Саяна.
- Вып. 63 (№ 20). 1941. Стр. 90. Ц. 7 р. 60 к.
- З. М. Старостина, Б. И. Красильников, Н. Г. Сергиев, И. Ф. Трусова. Геологическое строение северовосточной окраины гор. Ерементая и прилегающей части долины р. Уленты.
- Вып. 76 (№ 23). 1944 г. Стр. 116. Ц. 7 р.
- В. В. Белоусов. Фацис и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.
- Вып. 87 (№ 25). 1947. Стр. 83. Ц. 8 р.
- В. И. Данчев. Опыт литологического изучения нижней части отложений Татарского яруса Казанского Поволжья.