

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. М. СТРАХОВ

# ОСНОВЫ ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА

том II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА  
И РАЗМЕЩЕНИЯ  
ГУМИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
Москва 1960

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР  
Г. И. БУШИНСКИЙ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Характеристика типов литогенеза и их размещения на поверхности Земли, данная в первом томе монографии, образует общую принципиальную часть теории литогенеза, анализирующую самые главные черты процесса осадочного породообразования.

Существующий фактический материал позволяет, однако, продвигнуться дальше и по крайней мере для двух типов, гумидного и аридного, конструировать детальную теорию. Сделать это возможно лишь обратившись к анализу вещественного состава и размещения пород, возникших в гумидных и аридных областях.

Этот том посвящен детальной теории гумидного породообразования.

Как явствует из общей схемы гумидного литогенеза, изложенной в первом томе, четыре характерных особенности выделяют его среди прочих типов: а) разнообразие процессов осадочной дифференциации веществ, механической и химико-биологической, что находится в теснейшей связи с формами миграций компонентов в речных водах и по существу предопределяется этими формами; б) наличие наряду с кларковыми высокопроцентных накоплений ряда веществ — россыпных месторождений Au, Pt, титана, алмазов и др. минералов, руд Al — Fe — Mn, P, накоплений  $\text{CaCO}_3$  —  $\text{MgCO}_3$  —  $\text{SiO}_2$ , органического вещества (горючие сланцы); в) огромная роль диагенетических преобразований веществ первоначально накопленных в осадке, для оформления минералого-петрографического облика гумидных пород; г) теснейшая связь между фаціальным профилем той или иной породы и ее положением как среди синхроничных ей тектонических структур, так и внутри вмещающих ее осадочных гумидных формаций. Наличие всех этих черт делает совокупность гумидных пород чем-то внутренне единым и позволяет говорить о гумидном литогенезе как о действительно цельном природном явлении.

В то же время анализ гумидных отложений из разных частей гумидных поясов показывает наряду с общими чертами ряд характерных местных модификаций гумидного процесса, возникающих под влиянием локальных климатических условий и местного тектонического режима. Все это делает гумидный литогенез бесконечно разнообразным по своим географическим модификациям.

Распознавание внутренней цельности гумидного породообразования и его главнейших модификаций в частных ландшафтно-тектонических условиях через анализ вещественного состава и размещения гумидных

отложений до сих пор тормозилось отсутствием идеи о типах литогенеза вообще. Введение и обоснование этой идеи в первом томе монографии создает базу для всестороннего анализа гумидного породообразования и раскрытия как его внутреннего единства цельности, так и многочленности видоизменений в локальных географических условиях. На решение этой задачи и направлены усилия автора в настоящем втором томе монографии.

В отличие от принятого сейчас подхода, главное внимание в этом исследовании обращено на условия и механизм возникновения высоких концентраций  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $P$ ,  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $SiO_2$ ,  $C_{орг}$ , а также на законы распределения рассеянных содержаний элементов, создающих геохимический фон для их рудных накоплений. Так как обсуждение всех типов этих вопросов невозможно без широкого привлечения геохимических и физико-химических данных, то работа приобрела в значительной мере геохимический характер. Это, впрочем, и естественно. Опыт показывает, что чем больше углубляется литология в проблемы генезиса и теории, тем сильно обогащается она данными физико-химии и геохимии.

---



## Глава 1

### ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ СОРТИРОВКА ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ И ГЛИНИСТЫХ ОСАДКОВ РАЗНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ

Одной из характернейших особенностей отложений гумидных зон является более или менее ясно проступающая сортировка обломочного материала по крупности зерна. Сортировка эта сама по себе есть неизбежный результат гранулометрической разнородности переносимых кластических частиц и деятельности воды в качестве главного транспортирующего фактора. Но интенсивность сортировки в разных случаях весьма неодинакова и зависит от фациальной природы отложений.

На площади гумидных зон в целом можно выделить по крайней мере 4 типа регионов, различающихся особенностями механической седиментации вообще и гранулометрической сортировки в частности (фиг. 1). К первому типу относятся площади с пассивным тектоническим режимом, далекие как от областей ледового седиментогенеза, так и от аридных зон; отвечающий им тип гранулометрической сортировки и механической седиментации может быть назван обычным или нормальным для гумидных зон. Ко второму типу относятся области также со слабым эпейрогенезом, но с суровым климатическим режимом, с вечной мерзлотой на континентах и ледовым дрейфом в морях. К третьему — тектонически пассивные участки гумидных поясов, прилежащие к аридным зонам и находящиеся под их влиянием. К четвертому — регионы с активным тектоническим режимом в областях водосборов и конечных водоемов стока. В каждом из названных типов областей процессы гранулометрической сортировки, сохраняя многие общие черты, приобретают специфические признаки, которые нам и предстоит выявить.

Рассмотрим вначале гранулометрическую сортировку осадков в регионах тектонически слабо подвижных и удаленных как от аридных зон, так и от области ледового седиментогенеза. Это значит, что на водосборных частях бассейнов мы будем иметь дело с равнинами, конечные же водоемы стока будут плоскими или с относительно нерезко выраженными впадинами.

#### 1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКАЯ СОРТИРОВКА НА УЧАСТКАХ ТЕКТОНИЧЕСКИ МАЛО АКТИВНЫХ И УДАЛЕННЫХ ОТ СОСЕДНИХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН

##### 1. Отложения склонов

На территориях равнин наименее сортированы склоновые делювиальные отложения (фиг. 2, А и Б). Они представляют собою настоящие «мусорные породы», в которых беспорядочно смешаны крупные обломки

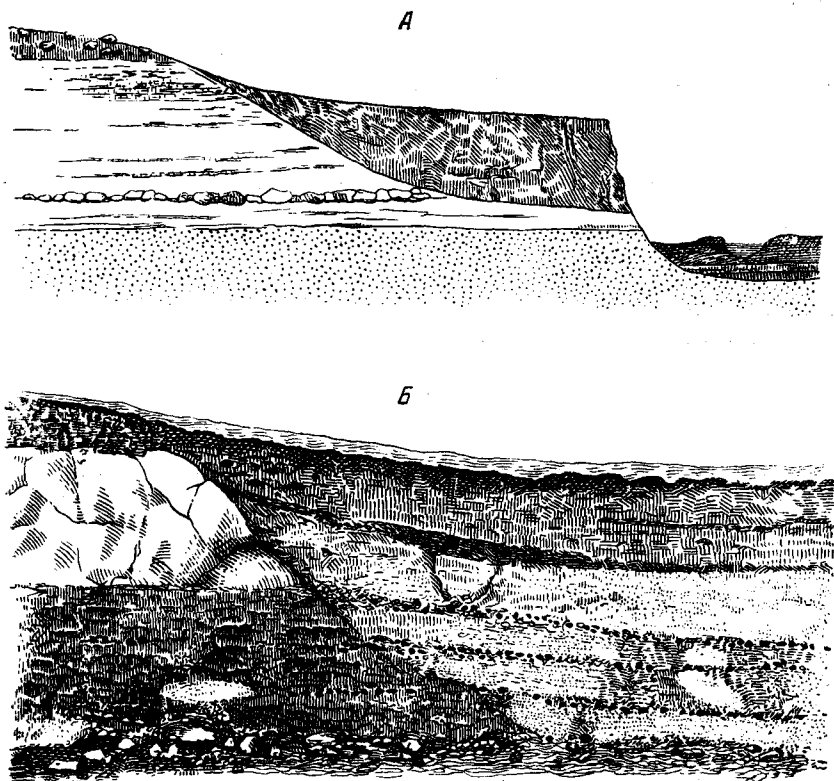
размерности гравия и выше с грубым и мелким песком, алевритовыми и даже пелитовыми частицами. Отдельные разности делювия поэтому лишь с оговорками могут включаться в обычные петрографические типы пород: щебенку, пески, алевриты, глины. Только в самых общих чертах намечается отделение более грубого песчано-щебенчатого материала, преобладающего в верхних частях склонов, от более тонкого алевритово-глинистого, преобладающего на нижних по склону частях делювиальных плащей; при этом форма частиц остроугольная, оскольчатая не только в самых мелких фракциях ( $<0,05$  мм), но и в крупных частицах, слагающих делювий. Чем положе рельеф равнины и мягче склоны, тем маломощнее покрывающий их делювиальный чехол и тем он тонкозернистее, приближаясь к глинам; чем резче расчленен рельеф, тем мощнее делювиальные покровы и тем грубозернистее сами породы, приближаясь к грубой щебенке, особенно в верхних частях склонов.

Отсутствие сортировки, а также остроугольная форма обломков, слагающих делювий, определяются малыми возможностями разделения частиц и их окатывания в процессе переноса. Как известно, транспорт этот осуществляется струями дождевой воды, плащеобразно стекающими вдоль склона к подножию возвышенностей. Производимая ими работа очень хорошо описана А. П. Павловым (1888), впервые выделившим делювий в качестве особого генетического типа континентальных отложений.

«Представим себе,— пишет он,— какой-нибудь ровный и не слишком густо покрытый травой склон возвышенности, сложенный из сравнительно рыхлых или легко разрушаемых пород, к каким принадлежит большая часть пород, образующих нашу Русскую равнину. Представим себе, что такой склон орошается сильным дождем. Образующиеся во время дождя бесчисленные струйки воды густой сетью сбегает по склону, захватывая с собою минеральные частицы. По верхней, более крутой части склона струйки сбегает со значительной быстротой и обладают значительной живой силой, позволяющей им переносить сравнительно крупные частицы, подготовленные процессом выветривания. Но вот склон становится менее крут или сменяется ровной горизонтальной поверхностью, например, аллювием речной долины; быстрое движение водяных струй уменьшается, и груз, который они несли, осаждается у подошвы склона, образуя вдоль нее полосу рыхлого дождевого наноса или делювия. При последующих дождях процесс повторяется, и размеры этой полосы рыхлого делювия увеличиваются. Некоторые геологические условия значительно облегчают процесс образования делювия, создавая условия, которые и помимо разницы в крутизне склона способствуют задержанию рыхлого минерального материала на склонах; к числу таких условий относится значительная степень водопроницаемости прослоек, вбирающих в себя воду и уводящих ее с древней поверхности. В этих случаях дождевые струйки, сбегаящие по склону, быстро ослабевают вследствие всасывания в грунт, и перемещаемые ими минеральные частицы задерживаются на склоне. Некоторый наклон слоев внутрь возвышенности представляет еще более благоприятные условия, так как в этом случае обыкновенно не бывает ключей или они реже, а следовательно, ненасыщенные водопроницаемые прослойки сохраняют в полной мере свою всасывающую способность. Впрочем, и при отсутствии водопроницаемых пород процесс образования делювия может совершаться довольно интенсивно, так как параллельно с образованием и утолщением полосы делювиального наноса, возникающей первоначально в малом масштабе, создается и более благоприятное условие для дальнейшего роста делювия. Это условие заключается в присутствии, в нижней части склона, полосы рыхлого, легко впитывающего в себя воду, делювия».

«Проследим теперь судьбу какой-нибудь струйки или сети струек

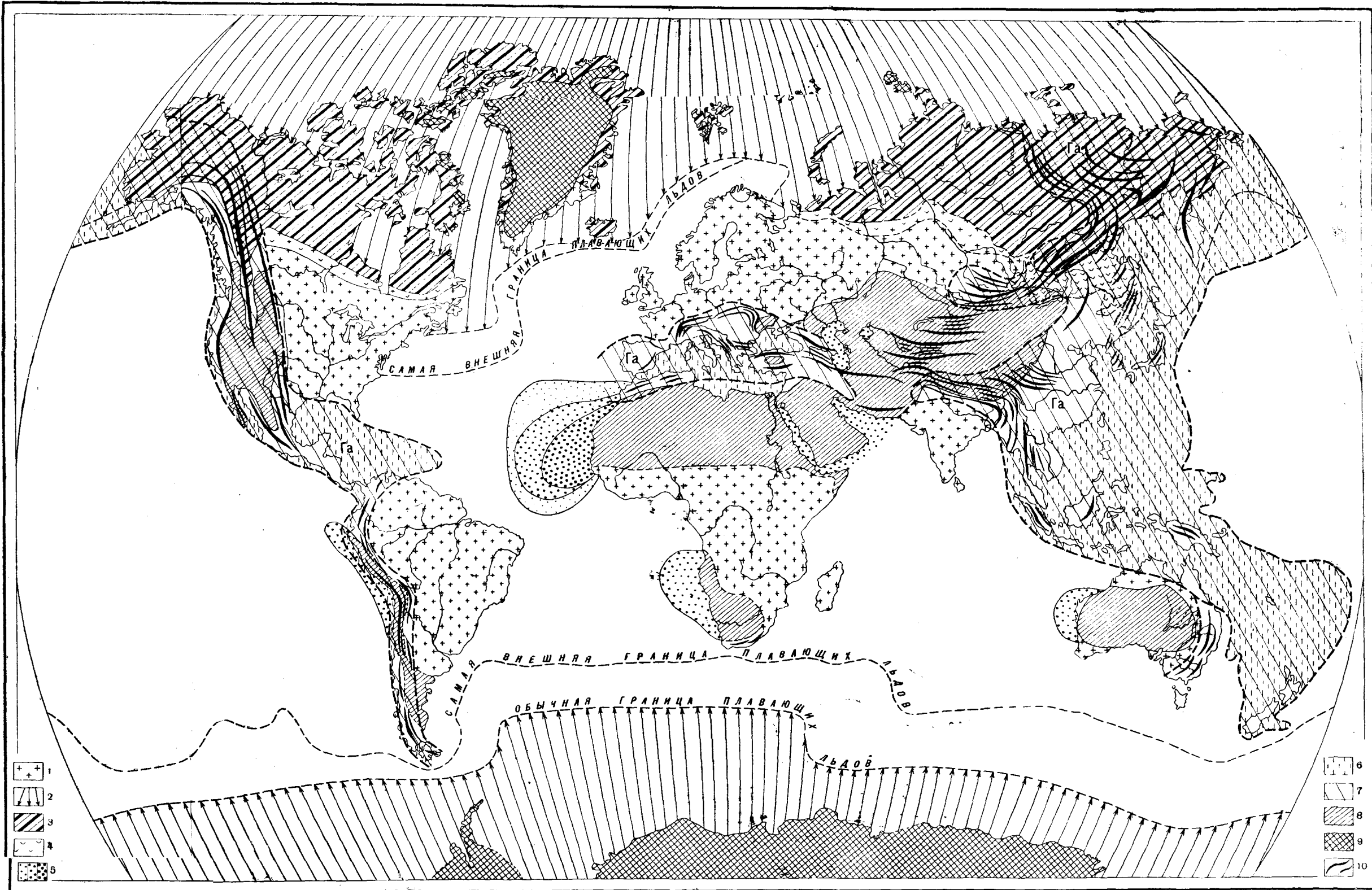
воды, сбегаящих в разных частях такого склона. Представим себе те из дождевых струек, которые начинаются несколько выше границы коренных пород и рыхлого делювия. Эти струйки могут быть сильны и быстры и сильно нагружены минеральными частицами и в виде мути и в виде обломочков, перекатываемых по поверхности. Спускаясь ниже по склону, эти струйки вступают в область рыхлых пород, образующих подошву



Фиг. 2. Залегание и строение делювиальных отложений.

А — общая схема делювия; Б — делювий с прослоями галечника (по А. П. Павлову).

склона, и быстро теряют здесь свою силу, частью от некоторого уменьшения наклона поверхности, а главным образом вследствие всасывания воды в грунт. Минеральные частицы при этом останавливаются и прибавляются к рыхлому наносу предшествующих дождей. Начинается новый дождь или усиливается тот же, и вновь образуются струйки воды. Посмотрим теперь, какова дальнейшая судьба оставшихся на делювиальном склоне частиц. Если дождь был слаб, они будут только смочены водою и останутся лежать, подвергаясь дальнейшему разрушению и изменению под влиянием атмосферы и солнечного нагревания; если дождь был силен, по смоченной поверхности склона побегут струйки воды и захватят те из частиц, которые при данной скорости они могут захватить. Но количество воды в этих струйках, а следовательно, и их переносная сила быстро уменьшатся от всасывания, а переносимые ими частицы будут опять задержаны в своем поступательном движении вниз по склону, причем более крупные останутся выше, более мелкие будут снесены дальше. Таким образом, дождевые струйки производят перемежающуюся работу перенесения частиц по склону и в то же время их сортировку, а работающие в промежуточные



Фиг. 1. Схема районирования гумидных зон по особенностям механической седиментации.

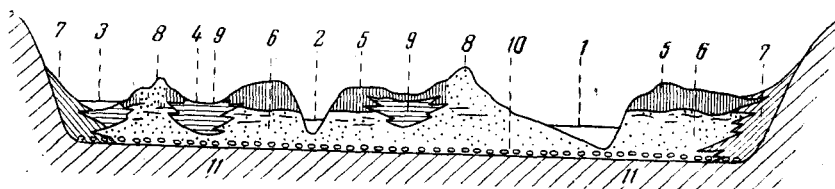
1 — области нормального типа механической седиментации; 2 — разнос грубого материала льдом; 3 — область вечной мерзлоты и солифлюкций; 4 — область спорадического нахождения вечной мерзлоты; 5 — занос пыли из аридных зон; 6 — котловинные бассейны; 7 — территории с активным тектоническим режимом седиментогенеза; 8 — аридные области; 9 — области ледового седиментогенеза; 10 — горные хребты.

эпохи атмосферные деятели все более изменяют и химическую природу частиц и измельчают их механически» (А. П. Павлов, 1888).

Из характеристики процессов формирования дельювия вытекает, что расстояния, проходимые струйками, ничтожны, измеряясь в лучшем случае немногими километрами; живая сила струй ограничена; в этих условиях, конечно, ни сколько-нибудь значительной сортировки, ни обработки частиц произойти не может. И хотя при сильных дождях сносятся более крупные частицы, а при слабых — более тонкие, но последние при отложении заполняют пустоты среди крупных частиц и, так сказать, погашают результаты той примитивной гранулометрической дифференциации, какая все же осуществляется дождевыми потоками меняющейся силы.

## 2. Гранулометрическая сортировка материала в отложениях речных долин

Вдоль речных водотоков и в их дельтовой зоне гранулометрическая сортировка материала начинает проступать уже более отчетливо, в результате чего формируются ясно выраженные гравийные, песчаные, алевритовые и глинистые отложения.



Фиг. 3. Схема строения аллювия реки (по Н. И. Николаеву).

1 — русло; 2 — проток; 3 — притеррасная речка; 4 — заболоченная старица; 5 — пойменный аллювий; 6 — русловый аллювий; 7 — аллювиально-дельтавиальные отложения; 8 — забугренные пески прирусловых гряд; 9 — старичный аллювий; 10 — галечник руслового аллювия; 11 — более древние породы, в которые вложена пойма.

В пределах русла сортировка происходит в двух направлениях. Первым и наиболее характерным для реки направлением является дифференциация материала перпендикулярно речной долине. В живом русле реки отложения наиболее грубозернисты: галечники, гравий, крупные и среднезернистые пески. Уже в прирусловой отмели и в русловых валах, образуемых полой водой, появляются мелкозернистые пески, а также примесь алевритового материала. На пойме же распространены отложения крупных и мелких алевритов, алевро-пелитов, а иногда и линзы пелитов, приуроченные к старицам и пойменным озерам. При этом по мере удаления от руслового вала количество тонких частиц ( $< 0,05$  мм) обычно возрастает и у прибереговой зоны достигает максимума. Такая гранулометрическая дифференциация, однако, существует в речной долине лишь в самой общей форме; в деталях строение как русловых, так и пойменных отложений весьма пестро: участки тонкозернистых осадков то и дело перемежаются участками более грубозернистыми весьма причудливых очертаний в плане.

Перпендикулярная долине гранулометрическая сортировка обломочного материала запечатлевается в вертикальном разрезе аллювия, изображенном на фиг. 3.

В основании аллювия располагается небольшой горизонт галечника с отдельными крупными валунами и с гравием, которые часто отражают состав коренных пород берегов. Этот галечный горизонт, названный В. В. Ламакиным перлювием, возникает главным образом за счет перера-

ботки рекой оползневых глыб береговых откосов, причем более тонкий материал уносится, а грубый остается. К этому же горизонту приурочиваются также крупные обломки стволов и ветвей деревьев.

Над базальным галечником залегает толща песчаного аллювия. В самом низу ее залегают грубые разнозернистые, исключительно плохо сортированные пески; выше размерность песчаных зерен постепенно убывает, а сортировка улучшается, и верхи песчаной толщи слагаются уже мелкозернистым, сравнительно удовлетворительно сортированным песком. Но эта общая тенденция к утонению зерна и улучшению сортировки нередко прерывается появлением более грубых прослоек, даже галечных линз; последние локализуются, правда, в низах разреза. Пески нередко изобилуют растительной крошкой — мелко перетертыми обломками древесины, коры, обрывками листы. Верхний или пойменный горизонт слагается внизу мелкозернистыми песками, переслоенными с алевритами, вверху — алевритами и глинистыми породами сложной текстуры; во всех типах пород — масса растительных остатков, главным образом листы, реже веток, часто хорошей сохранности. В верхних частях разреза поймы встречаются суглинистые горизонты с корешками растений и с комковатой структурой — погребенные почвенные горизонты. Наряду с ними наблюдаются линзовидные торфяные слои, подстилаемые песками и глинами, — старичные отложения. В целом пойменные осадки гораздо тонкозернистее подстилающего их руслового аллювия, хотя и менее сортированы в сравнении с ним, особенно с его верхними горизонтами.

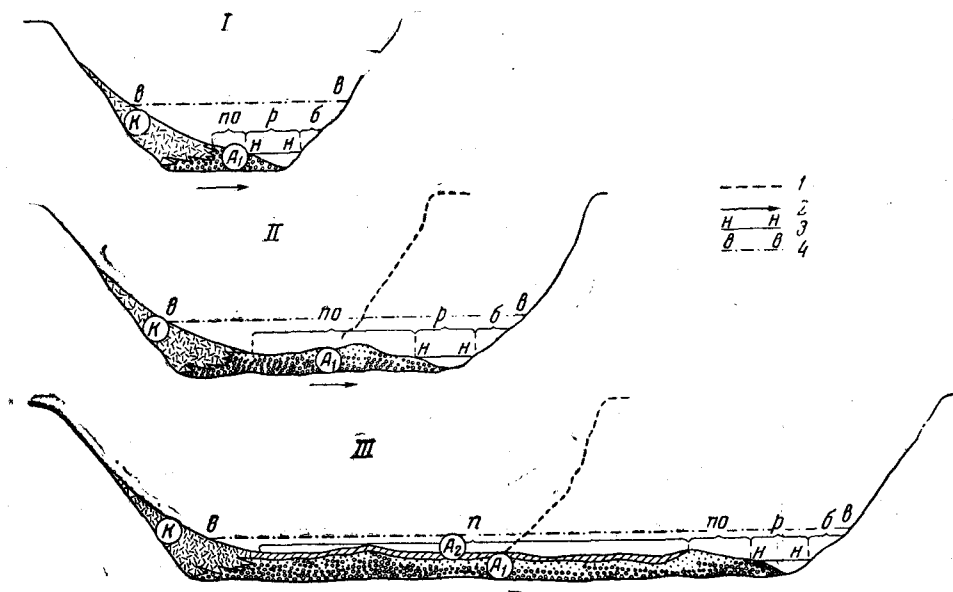
Вторым направлением гранулометрической дифференциации в речной долине является направление продольное — сверху вниз по долине. Но эта сортировка выражена гораздо слабее поперечной и сказывается главным образом в самом живом русле водотока, осадки которого в верховьях, как правило, более грубозернисты, чем в низовьях и особенно в дельте. Пойменные отложения равнинных рек вдоль реки гранулометрически изменяются сравнительно мало.

Несмотря на ясное усиление гранулометрической сортировки в речных долинах сравнительно со склонами возвышенностей, *достигнутая степень ее еще невелика*. Речные пески многофракционны, их гранулометрические профили, как правило, двувершинны и многовершинны, коэффициент сортировки высокий (3,5—5,0). Алевриты часто засорены песчаными частицами, а пелиты представляют собственно переходные от алевритов разности.

*Общее усиление гранулометрической дифференциации в реках обусловлено тем, что в речном русле кластический материал перемещается обычно на большие расстояния, чем на склонах, на десятки, сотни и тысячи километров и в течение длительного времени, многократно то оседая, то вновь переходя во взвешенное или влекомое состояние.* Это создает, конечно, гораздо больше возможностей для обработки обломочных частиц и для их разделения, чем при весьма кратковременном перемещении по склону. Своеобразная же и только реке свойственная поперечная руслу дифференциация кластического материала связана с историей формирования реки и ее специфическим гидрологическим режимом (фиг. 4).

В начальную стадию развития речная долина представляет собою узкий, довольно прямолинейный овраг, дно которого почти целиком занято живым руслом водотока. В периоды полной воды или паводков, вызываемых сильными летними дождями, река несет много обломочного материала, часть которого навсегда удаляется за пределы русла, часть же оседает при спаде воды. Эта осевшая часть при следующем паводке вновь приходит в движение и в конце концов выбрасывается за пределы долины. В речном русле постоянного аллювия в это время еще не накопляется. После периода врезания русла в коренные породы наступает период планации —

расширения рекой ее русла. Река начинает все сильнее меандрировать. При этом во всех излучинах стрежень приурочивается к выпуклой части изгибов русла, вогнутая же часть их отличается слабым движением воды. В выпуклой части излучины река подрезает коренной берег, здесь же сползают с него земляные массы; все это быстро перерабатывается рекой, тонкий и песчаный материал уносится и на дне остаются лишь самые грубые, крупные частицы. У вогнутой части русла, благодаря замедленному



Фиг. 4. Поперечные профили долины реки в три последовательные стадии ее развития I, II, III (по Е. В. Шанцеру).

I — положение подмываемого берега в предыдущую фазу; 2 — направление смещения русла; 3 — горизонт меженных вод; 4 — горизонт высоких вод; р — руоло; б — бечевник; по — прирусловая отмель; п — пойма; А<sub>1</sub> — русловой аллювий; А<sub>2</sub> — пойменный аллювий; К — склоновые отложения.

движению воды, начинается накопление более мелкого галечного и песчаного материала. По мере вгрызания выпуклой части излучины в коренной берег и развития меандра, у вогнутой части площадь намытого песчаного материала все разрастается: *возникает устойчиво сохраняющийся песчаный аллювий* — прирусловая отмель. При этом, так как граница песчаного намыва перемещается вслед за вгрызающейся в коренной берег излучиной, происходит налегание песчаного аллювия на базальный галечный горизонт, отвечающий стрежню. *Аллювий все отчетливее приобретает двухъярусное строение*: в основании его лежит галечный (или валунно-галечный) перлювиальный горизонт, выше — пески намываемого берега (прирусловой отмели).

При расширении долины своеобразно изменяются условия движения воды в паводок. В более широкой долине, вмещающей прежнее количество паводковой воды, паводок становится, естественно, более низким, чем в узком русле; глубина его над песчаной отмелью намывного берега убывает. Движение воды здесь, благодаря трению ее о песок, замедляется, что вызывает садку все более мелкого материала. Грубый песок, отлагавшийся в самом начале у намывного берега, в более верхних горизонтах сменяется все более мелким.

На этой второй стадии развития речной долины в ее пределах накапливается лишь передвигаемый волочением галечно-гравийно-песчаный материал; взвешенный же алевро-пелитовый материал полностью выбрасывается в конечный водоем стока.

При дальнейшем расширении долины высота паводка над накопленной уже массой песчаного аллювия продолжает прогрессивно убывать, соответственно чему уменьшается и скорость паводковой воды над аллювием. В этом процессе наступает, наконец, момент, когда при спаде воды начинается садка взвешенных алевритовых, а затем частично и пелитовых частиц; особенно значительна она, конечно, в наиболее удаленных от стрежня частях речной долины, при приближении же к стрежню естественно убывает.

Благодаря сложному рельефу поймы (холмы, западины, старицы) реальное распределение струй паводковой воды оказывается прихотливым, что сказывается в сложной в плане дифференциации материала. Общим правилом, однако, является то, что уловителями тонких частиц служат депрессионные участки рельефа, а накопителями грубых — повышения рельефа, особенно прирусловые валы. Западины дают начало озерам или старицам внутри речной долины, в которых за летний период осаждаются самые мелкие частицы, принесенные полной водой, и образуются пласты не только алевритовых, но и пелитовых илов. Зарастание этих озер травянистой и древесной растительностью обогащает их осадки органическим веществом и порою приводит к образованию даже линз торфяников, будущих углей. Так, на стадии широкой выработанной долины с сильно меандрирующим руслом возникает третий — пойменный песчано-алевритово-глинистый горизонт аллювия. *Его постепенное нарастание вверх сопровождается прогрессирующим утонением вновь накапливающихся частиц.* Некоторые участки поймы, наконец, перестают покрываться водой; они становятся ареной более или менее энергичного почвообразования, приводящего к оформлению почвенных горизонтов со специфической текстурой, корешками растений и т. д.

Как видим, боковая планация речной долины и ее постепенное расширение автоматически приводят ко все большему нарастанию аллювия вверх и одновременно ко все большему утонению слагающих его обломочных осадков. Постепенно складывается характерное трехъярусное строение аллювия, описанное выше. Как и выработка самой долины, формирование аллювиальных отложений начинается в нижнем течении реки, а затем передвигается ретроградно к ее верховьям.

Одновременно с этим имеет место и другой процесс. Излучины реки не являются строго фиксированными в плане, но медленно передвигаются вниз по реке, наподобие того, как волнообразное колебание натянутой веревки, возникшее у одного ее конца, перебегает к другому. Меандры змеевидно скользят вниз по речной долине. Песчаный и пойменный горизонты разреза аллювия непрерывно срезаются у верхнего конца каждого меандра и нарастают у нижнего его конца. Так, массы песчано-алевритово-глинистого материала, накопленные в аллювии, непрерывно перерабатываются и смещаются вниз по реке, постепенно сбрасываясь в конечный бассейн стока. Это обстоятельство означает, что *развитие аллювия в условиях некоторого рельефа, длительно сохраняющего свой тип, имеет некоторый предел как по мощности, так и по массе сконцентрированного в нем обломочного материала.* В условиях равнины Европейской части СССР мощность аллювия достигает 15—20 м (Шанцер, 1951). По достижении предела нарастание аллювия прекращается; река становится тогда собственно транзитной артерией, выбрасывающей в конечный водоем стока то, что в нее поступает. Но само выбрасывание это осуществляется сложным путем. В действительности, каждый год какая-то часть вновь

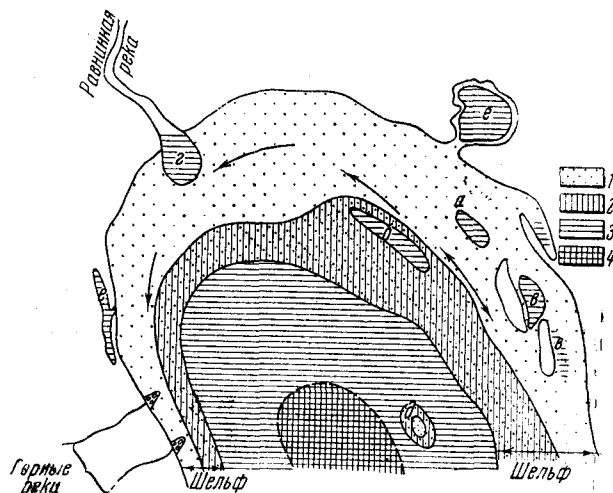


поступившей с водоразделов порции обломочного материала застревает в речной долине, но зато эквивалентная ей доля прежде осажженных поступлений сбрасывается движением меандр в конечный водоем стока.

Уменьшение зерен обломочного материала от верховьев реки к устью — есть естественное следствие замедления скоростей движения речной воды в этом направлении; после сказанного выше оно едва ли нуждается в дополнительном разъяснении.

### 3. Гранулометрическая сортировка материала в конечных водоемах стока

*В море, как конечном водоеме стока, процессы обработки материала и его разделения по размерам достигают своего максимального выражения. Поэтому именно среди морских отложений с наибольшей отчетливостью обособляются все обычные петрографические типы осадка: галечники,*



Фиг. 5. Общая схема распределения гранулометрических типов осадков в водоемах.

1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — мелкие алевриты; 4 — пелиты;  
а — депрессии эрозионные; б — депрессии тектонические; в — затишные воды; г — приустьевой глинистый язык; д — поднятие дна;  
е — лагуны.

гравийники, пески (притом разных размерностей — грубозернистые, среднезернистые, мелкозернистые), алевриты (крупные и мелкие), пелиты вплоть до самых тонких, сложенных главным образом субколлоидными и коллоидными фракциями.

При этом расположение осадков разного гранулометрического типа на площади морского бассейна строго закономерно. Закономерности эти были выяснены на примере Атлантического океана, Баренцова, Охотского, Японского, Берингова и Каспийского морей (К. Корренс, М. В. Кленова, П. Л. Безруков и др.); привлечение к анализу наряду с бассейнами гумидной зоны еще Каспия законно, так как в закономерностях механической седиментации слабо минерализованных водоемов аридной зоны по сравнению с водоемами гумидных поясов специфических черт нет.

Основной особенностью механической сортировки в море является теснейшая связь гранулометрического состава осадка с геоморфологией дна и

с гидродинамическим режимом бассейна при гораздо меньшем влиянии на гранулометрию отложений расстояния от береговой линии. В советской литологии на это впервые было обращено внимание М. В. Кленовой. В схеме (фиг. 5, 6) можно принять, что периферическая зона мелководья, отвечающая шельфу или некоторой части его, занята наиболее крупнозернистыми осадками — песками, а непосредственно у берега — гравием; срединная же котловина — тонкозернистыми илами: алевритами, пелитами, зерна которых становятся все более мелкими по мере приближения



Фиг. 6. Схема механической седиментации в морских и озерных водоемах.

к центральным частям водоема, отвечающим халистатическим зонам. Соотношение между шириной зоны прибрежных осадков и шириной пелагических тонкозернистых илов целиком определяется характером шельфа. Чем круче наклонена шельфовая площадка, тем в общем уже полоса песков и тем ближе к берегу подходят тонкозернистые илы — алевриты и пелиты. Чем более пологая шельфовая площадка, тем шире песчаная зона и тем дальше отодвинута от берега зона пелагических тонкозернистых илов. Так, например, у морей Северного, Лаптевых (частично), Гудзонова залива, с очень пологим, плоским и широким шельфом, песчаная полоса имеет в ширину многие десятки (иногда сотни) километров и на соответствующие расстояния удалены от берега тонкозернистые отложения.

Во всех зонах моря, однако, карта гранулометрических типов осадков далека от простоты, а нередко становится пестрой. Особенной пестротой отличается обычно карта прибрежной шельфовой зоны. Пятна песков, тонких и грубых алевритов и даже пелитов могут образовывать здесь весьма прихотливый узор, в котором на первый взгляд нет ни плана, ни порядка. В действительности распределение гранулометрических разностей и здесь строго закономерно, а сами закономерности просты. Участки тонкозернистых осадков на шельфе приурочиваются к четырем типам дна: 1) к приустьевым частям крупных рек; это наблюдается, например, в устьях рек Амазонки, Ориноко, Миссисипи (дельта ее в целом отвечает по средним диаметрам частиц тонким алевритам), Лаплаты, Сан-Франциско, Гаронны, Эльбы, Менама, Ян-Цзы-Цзян, Хуан-хе, Ирравади, Инда, Дона, Днестра, Волги и Дуная (дельта в целом); 2) к пониженным участкам рельефа шельфа как эрозионного, так и тектонического происхождения; например — в приапперонском районе Каспия, в уральской бороздине Каспия и других местах; 3) к околоостровным затишиным местам и 4) к заливам, закрытым или полузакрытым от моря песчаными косами; таковы, например, заливы Венецуэльский, Персидский, Маранайбо, Памлико, Азовское море и др. Осадки многих из этих заливов,

по данным Траска и других исследователей, отличаются исключительной тонкозернистостью, равной тонкозернистости осадков глубокого моря.

На площади центральных глубоких частей морей, как показала М. В. Кленова в 1945 г., механический состав осадков отличается весьма малой изменчивостью даже на больших расстояниях; огромные площади покрыты гранулометрически очень однородным (однотипным) осадком. Тем не менее и здесь отмечаются некоторые закономерные изменения. По периферии котловин, под траекторией полос циркулярных течений, располагаются обычно более грубозернистые, в халистатических же зонах наиболее тонкозернистые илы — пелиты. Там, где циркулярные течения уходят от берега в море, под ними лежат и более грубозернистые и более мощные осадки, что можно видеть на примере Каспия и Черного моря. На площадях со сложным рельефом глубокого моря приподнятым участкам отвечают более грубозернистые илы, а прогнутым — более тонкозернистые. Это наглядно было показано К. Корренсом (Correns, 1935) на примере Атлантического океана, где на Срединном хребте отлагаются осадки, отвечающие иногда мелким алевроитам, а в соседних впадинах — тончайшие пелиты. Это же явление можно наблюдать и в Каспии, где на Апшеронско-Красноводском валу оседают крупные алевроиты, а в смежных котловинах — пелиты (Южный Каспий) и мелкие алевроиты (Средний Каспий), и в ряде других бассейнов.

Описанная схема распределения гранулометрических типов осадков с наибольшей отчетливостью проявляется у крупных водоемов, больших морей и особенно океанов. При переходе к водоемам мелких размеров — внутриконтинентальным морям и особенно озерам — в схеме гранулометрической сортировки появляются новые характерные черты. К сожалению, для прослеживания их на водоемах только гумидных зон не хватает данных и приходится использовать также материалы по слабо минерализованным бассейнам аридных зон: Каспию, Аральскому морю, оз. Балхаш; поскольку, однако, ничего специфического аридного в механической седиментации этих водоемов нет (см. выше), привлечение их в данном случае совершенно законно.

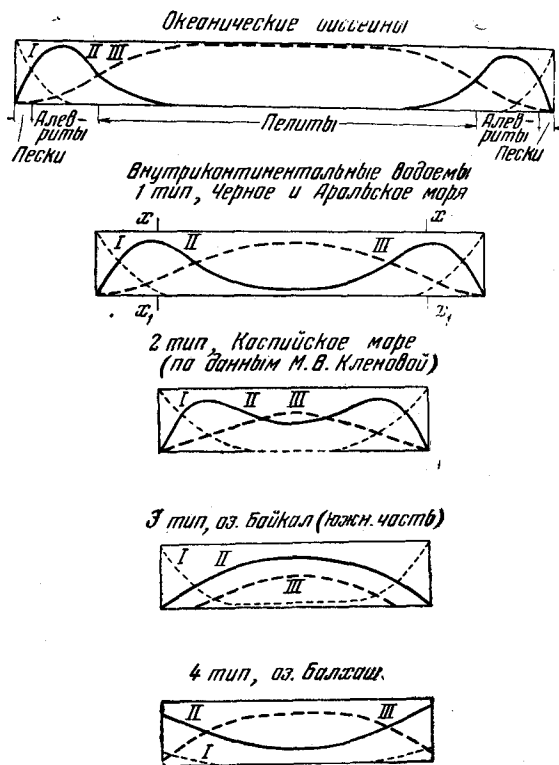
Первое, что обнаруживается у малых водоемов, это *смещение тонкозернистых осадков на все меньшие глубины*. Так, например, если на океаническом шельфе алевроиты начинаются обычно с глубин около 100 м и ниже, то в Аральском море — с глубин 5—10 м, редко глубже; в малых озерах илы начинаются на глубинах 0,5—1,5 м, т. е. почти прямо у уреза воды.

Одновременно в малых водоемах возникают специфические черты в разном и распределении по дну отдельных фракций осевших частиц.

Разделим для простоты все фракции на три группы: песчаную ( $Md > 0,1$  мм), алевроитовую ( $Md$  от 0,1 до 0,01 мм) и пелитовую ( $Md < 0,01$  мм). Тогда на поперечном профиле водоемов мы будем иметь картину их распределения, изображенную на фиг. 7. В океанах песчаная фракция обломочного материала при удалении от берега сравнительно быстро сходит на нет и практически выбывает из состава пелагических осадков. Алевроитовая с удалением от берега вначале достигает максимума (в зоне алевроитовых осадков), а затем также падает почти до нуля. Пелитовая фракция, напротив, непрерывно растет (в процентном выражении) к центру бассейнов и здесь составляет осадок целиком или почти целиком. *Характерной чертой океанических бассейнов является исключительно большая ширина этой центральной зоны тонкозернистых пелитовых осадков и их чистота от более грубых алевроитово-псаммитовых примесей*. У внутриконтинентальных водоемов, в связи с их меньшими размерами и пониженными возможностями сортировки, площадное распределение фракций

приобретает существенно иные черты. Мы можем пока что выделить в имеющемся материале четыре разные схемы распределения фракций. Первая присуща Аральскому морю и некоторым другим водоемам. Общий характер распределения фракций здесь напоминает океанический, но ширина центральной зоны господства пелитовой фракции резко суживается; кроме того, алевритовая примесь в пелитовом осадке здесь явно больше, чем в океане. Вторую схему демонстрирует Каспийское море. Здесь убыль алевритовой фракции в пелагической зоне выражена слабо, пелитовая фракция едва ее превосходит и то лишь на площади южной котловины, тогда как в котловине Среднего Каспия в самых тонких илах (по данным В. П. Батурина) алевритовый материал содержится практически в тех же количествах, что и пелитовый. Третью схему можно видеть в южной котловине оз. Байкал. Здесь после прибрежной зоны преобладания песков следует центральная зона господства алевритового материала, который несколько преобладает над пелитовым, образуя до 60—66% от всей массы осадка; пелитовая фракция таким образом здесь вообще подавлена. К сожалению, неизвестны анализы осадков из остальных частей озера, средней и северной, но есть основания предполагать, что и там, за пределами области влияния р. Селенги, дело обстоит так же. Последнюю схему распределения фракций можно видеть в оз. Балхаш. Его особенность состоит в том, что в составе озерных осадков песчаная фракция почти отсутствует и лишь в незначительном количестве находится у берегов. Максимум алевритовой фракции (в %) располагается непосредственно у берега, откуда эти частицы быстро убывают к центру бассейна. Пелитовая фракция ведет себя противоположным образом. В общем картина распределения фракций в оз. Балхаш такова, как будто в Аральском профиле удалены (отрезаны) краевые его части (по линиям  $x - y$ ), отвечающие полосам развития песков.

Обозревая все типы распределения фракций в целом, нетрудно видеть, что в ряду от океанов к морским и озерным бассейнам полнота пространственного разделения фракций внутри водоема, как правило, убывает и в центральной части постепенно накапливается все менее отсортированный кластический материал. Вместе с тем, малые водоемы приблизительно одинаковых размеров, как Аральское море, Байкал, Балхаш, отличаются



Фиг. 7. Особенности разноса кластических частиц у водоемов разных типов.

I — песчаная фракция; II — алевритовая фракция;  
III — пелитовая фракция.

*весьма различной степенью сортировки «пелагических осадков» и разным распределением гранулометрических фракций на профиле.*

Очень своеобразно отражается незначительность размеров озерных водоемов на общем размещении на дне основных гранулометрических типов осадков. У океанических бассейнов и у крупных внутриконтинентальных морей, благодаря их огромным размерам и достаточной ширине шельфовой площадки, илистые (алевроитовые) языки, выходящие в море из устьев крупных рек, оконтуриваются по периферии более или менее широкой полосой песчаных отложений, и таким образом тонкозернистые осадки центральных котловин бассейнов четко отделены от илистых приустьевых накоплений. При незначительных размерах озерных бассейнов, как, например, в случае Аральского моря, оз. Балхаша, оз. Байкала, мелководная прибрежная полоса оказывается недостаточной, чтобы не только вместить приустьевый язык тонкозернистого материала, но и отделить его песчаной зоной от тонкозернистых осадков центральных частей водоемов. Поэтому приустьевые илистые языки крупных рек, питающих эти озера (Аму-Дарья, Сыр-Дарья, Или, Селенги), непосредственно переходят в илистые языки центральных частей котловин, образуя с ними единое целое, так что седиментация всего бассейна кажется непосредственным продолжением речного осадкообразования.

Значительно проще выглядит у малых внутриконтинентальных водоемов и осадкообразование в прибрежной полосе. Поскольку эта полоса обычно узка и рельеф ее более спокойный, на ней гораздо слабее и реже развиты пятна тонкозернистых осадков, придающие такую пестроту многим участкам океанического шельфа. Но заливы, часто имеющиеся у озер, продолжают функционировать как уловители тонкого материала и накопители тонких илов. Этому особенно помогает зарастание их камышевой растительностью.

В общем же распределение осадков в малых внутриконтинентальных морях и озерах представляет собою как бы упрощенную и модифицированную применительно к новым условиям схему, свойственную океаническим бассейнам.

Посмотрим теперь, чем определяется возникновение описанных черт распределения обломочного материала по крупности зерна в современных водоемах.

#### 4. Механизм гранулометрической сортировки обломочных частиц в конечных водоемах стока

Понять механизм сортировки кластических частиц в бассейнах нетрудно, если иметь в виду общие черты гидродинамики водоемов, в частности — наличие зоны взмучивания и зоны осаждения тонкозернистого материала (см. том I, гл. I).

Тяготение грубых песчаных частиц (не говоря уже о гравии и гальках) к мелководной периферии моря, а мелких частиц (тонкоалевроитовых, пелитовых) к центральной части котловины есть неизбежное следствие того, что периферическая полоса бассейнов целиком отвечает зоне взмучивания. Эта как раз та полоса дна, где гидродинамический режим воды не позволяет устойчиво оседать тонким частицам; после многократных оседаний в тихую погоду и новых взмучиваний при волнениях эти частицы, наконец, удаляются из прибрежной полосы в более глубокие части водоема. То, что накапливается в прибрежной полосе взмучивания, есть, так сказать, остаток от взмучивания, более грубозернистый песчаный материал и гальки. Перемещение их по дну осуществляется на шельфе путем волочения, причем одновременно происходит дополнительная обработка и сортировка влекомого материала, нередко значительные, в особенности у са-

мой береговой линии. Неодинаковый уклон шельфа в разных частях даже одного и того же водоема автоматически влечет за собою разную ширину зоны взмучивания и отсюда — разную ширину песчаной зоны и неодинаковую придвинутость к берегу глубоководных тонкозернистых осадков, как в этом легко убедиться из фиг. 5.

Влияние речного стока, а также местные изменения в конфигурации дна по вертикали и в плане осложняют этот простой ход механической сортировки кластических частиц на шельфе и влекут за собою появление среди песков «аномальных» пятен тонкозернистых илов. Так, в приустьевых участках моря огромные массы пресной воды, обладающие активным движением, сохраняют некоторое время это движение и после того, как выпадают в море, расплываясь поверх соленой морской воды и постепенно с ней смешиваясь. По мере продвижения в море и смещения, однако, скорость речного потока все время падает; он испытывает как бы подпруживание и естественно садит часть несомого им груза взвешенных веществ. В том же направлении действует и частичная — обычно очень небольшая — коагуляция тонкозернистой части взвеси под действием усиливающейся концентрации электролитов. Оба эти процесса приводят к образованию приустьевых пятен тонкозернистых осадков. По мере удаления речной воды в море ее динамическая и гидрохимическая индивидуальность все больше теряется, и снивелировавшиеся по своим свойствам водные массы включаются в общий гидродинамический режим прибрежной зоны. Несомый ими тонкий взвешенный материал, не успевший осесть в приустьевой полосе, теперь уже вообще не может сесть на прибрежном мелководье. Разнообразными движениями воды он в конце концов выбрасывается в центральные глубоководные части водоема. Понятно, что приустьевые пятна тонкозернистых осадков могут возникать только у крупных равнинных рек, водные массы которых достаточно велики, чтобы, так сказать, отжать прилежащие массы морской воды и на время сохранить свою индивидуальность и зону подпора. У малых равнинных рек массы выбрасываемой воды настолько незначительны, что все описанные выше гидродинамические явления не происходят, поэтому не образуются и приустьевые пятна тонкозернистых илов.

Накопление пелитовых и тонкоалевритовых илов в эрозионных и тектонических западинах шельфа обуславливается тем, что дно их лежит ниже среднего уровня зоны взмучивания. Весь мелкий материал, попавший в эти депрессии в периоды затишной погоды, больше уже не взмучивается и, постепенно накапливаясь, создает площади тонкозернистых осадков, лежащих в пределах зоны, для которой, вообще говоря, эти осадки совсем не свойственны. На тектонических (или эрозионных) положительных элементах рельефа, входящих в зону более активного гидродинамического режима, напротив, происходит усиленный смыв тонкого материала и концентрируются лишь наиболее крупные по размерам частицы. Близкий механизм определяет возникновение тонкозернистых илов в околоостровных и межостровных мелководных затишных участках и в заливах. Эта «аномалия» объясняется тем, что в заливах и на участках, защищенных островами от ветров, волнение происходит в значительно меньшей степени, чем в открытом море. Нижняя граница зоны взмучивания здесь резко поднимается вверх, и тонкозернистые осадки получают возможность накапливаться на таких глубинах, на каких они не образуются на открытых частях шельфовой площадки.

Из изложенного следует, что *основной акт механической сортировки обломочного материала — отделение мелких частиц от более крупных с выталкиванием первых в центральные и глубокие части бассейна — совершается в прибрежной зоне водоемов, отвечающей зоне взмучивания.* При этом из всего комплекса движений воды решающее значение для

механической сортировки и для распределения гранулометрических типов осадков на шельфе вообще имеют волнения. Но некоторое участие принимают и течения. Давно замечено и на картах Шепарда во многих случаях хорошо видно, что по внешнему краю океанического шельфа проходит полоса гораздо более грубозернистых песков, чем в более прибрежной его части. Такой случай наблюдается, например, вдоль западного шельфа Атлантического океана от широты основания полуострова Флориды до Ньюфаундленда, по западной окраине Индостана и в других местах. В Северном Каспии среди поля крупных алевроитов также местами прослеживаются пески. Во всех этих случаях аномальное погрубение осадков приходится связывать с воздействием на грунт тех циркулярных, постоянных или периодически возникающих течений, о которых говорилось в гл. 1, первого тома. Дело в том, что «фарватер» этих течений обычно проходит как раз над внешним краем шельфа и началом континентального склона. Поскольку течениям помимо поступательного, свойственно еще и турбулентное движение, способное ко взмучиванию осадка, то сложение этого движения с обычным волновым создает более сильное воздействие воды на грунт именно на краю шельфа, отчего осадки лишаются здесь своих более тонких частиц и становятся аномально-грубозернистыми. В некоторых случаях здесь происходит даже размывание собственно современных осадков и пятнами обнажаются более древние слои.

Привлечение гидродинамики позволяет понять и соотношения, характеризующие области накопления тонкозернистых глубоководных илов. Наличие более грубозернистых осадков под траекторией циркулярных течений и более тонких — в халистатических зонах есть прямой результат более интенсивных движений воды в области течений. Погрубение осадков на позитивных формах морского дна сравнительно с негативными — неизбежное следствие того, что воздымающиеся участки дна попадают в область более интенсивных движений воды; наиболее тонкие частицы в этой обстановке не оседают, выбрасываясь на большие глубины; отсюда медианный диаметр частиц на возвышенностях становится более крупным, а осадки более грубыми.

Учет гидродинамической активности водоемов позволяет истолковать и все особенности механической сортировки материала в малых водоемах сравнительно с большими. Уже было отмечено, что убывание размеров бассейна сопровождается уменьшением силы волнения, т. е. высоты и длины волн, а также резким падением присущих бассейну запасов энергии. Это сказывается двояко: сокращением мощности зоны взмучивания и понижением возможностей сортировки поступающего в водоем обломочного материала. Первое влечет за собою переход тонкозернистых отложений на все меньшие глубины вплоть до 1—2 м, а иногда почти до уреза воды. Второе вызывает ослабление механической обработки материала в самом водоеме. Поступившие частицы уже почти не окатываются, не дробятся в самом бассейне, но отлагаются в том же виде и в тех же соотношениях, в каких поступили. *Значительная механическая переработка внесенного кластического материала, происходящая в огромных океанических и крупных морских бассейнах, сменяется простым отложением его в водоемах малых, с ничтожными энергетическими ресурсами.* Отсюда разнообразие типов распределения фракций на поперечных профилях через малые водоемы: оно отвечает гранулометрическому различию материала, мобилизованного в локальных условиях водосборных площадей каждого малого бассейна. Наконец, занос в повышенных количествах песчаных и алевроитовых зерен в центральные части малых водоемов есть неизбежное следствие уменьшения их размеров и сокращения пространств, на которых может осуществляться сортировка.

## 5. Основные законы гидродинамически обусловленной гранулометрической сортировки осадков

Вышеизложенные данные позволяют сформулировать несколько законов гранулометрической сортировки частиц, обязанной деятельности гидродинамического режима.

1. *Чем активнее в какой-либо точке седиментационной области гидродинамический режим, тем более грубозернист отвечающий ему осадок.* Эта взаимосвязь наглядно демонстрируется сравнением гранулометрии руслового и пойменного аллювия, осадков прибрежной зоны взмучивания и центральной котловины бассейна, отложений на подводных выступах дна и разделяющих их впадинах.

2. *Гранулометрическая сортировка осадка в каждой данной точке седиментационной области возрастает в общем пропорционально длине пути, пройденного терригенным материалом до момента его осаждения.*

Эта взаимосвязь вытекает из сравнения чрезвычайно малой сортированности делювия с гораздо большей сортированностью аллювия, взятого как целое, и отложений конечных водоемов стока, также взятых как целое.

3. *Гранулометрическая сортировка осадка в каждой данной точке седиментационной области зависит от присущей ей скорости седиментации и, в частности, убывает с увеличением быстроты осадочного процесса.*

На эту взаимосвязь было впервые, если не ошибаюсь, обращено внимание Крумбейном, Дэпслем и Слоосом (1949). Механизм, контролирующий ее, следующий. Как известно, частицы, однажды осевшие на дно в зоне взмучивания, не сразу приобретают устойчивое положение, но неоднократно вновь переходят во взвешенное состояние и переносятся на некоторое расстояние. Эти повторные взмучивания и отложения сопровождаются разделением частиц по их гидравлической крупности, причем окончательно осевший материал лишается тонких и транспортабельных частиц в тем большей степени, чем больше было его взмучиваний; иначе говоря, гранулометрическая сортировка осадка повышается соответственно числу его взмучиваний. Но при быстрой седиментации, очевидно, однажды осевший материал скорее уйдет из-под влияния подвижной наддонной воды и будет меньше взмучиваться, чем при седиментации медленной. Это неизбежно порождает худшую сортировку терригенных отложений в областях с быстрым осадочным процессом и лучшую сортировку в районах с медленной седиментацией.

4. *Степень гранулометрической сортированности осадков, возникших в одинаковых гидродинамических условиях, но в разных седиментационных областях, определяется характером смываемого с водосборов кластического материала, в частности степенью его гранулометрической однородности, а также его податливостью к механической обработке.* Особое значение имеет поэтому гранулометрическая сортировка пород, слагающих водосборную территорию конечных водоемов стока. Если на этой площади выходят массивно-кристаллические породы, покрытые более или менее мощной корой выветривания, не испытавшей еще никакой гранулометрической сортировки и по физическим своим свойствам не очень податливой к обработке водой, то осадки, возникшие за счет перемыва такой коры, неизбежно будут отличаться малой гранулометрической сортировкой. Но если на водосборе размываются уже хорошо сортированные осадочные породы, например пески, то возникшие за их счет песчаные осадки также будут хорошо сортированы, хотя гидродинамическая активность отложившегося их водоема была такой же, как и в предыдущем случае перемывания коры выветривания. Эта закономерность связывает сортированность вновь возникающих осадков с сортированностью исходных для них пород.



Она может быть названа также законом частичного наследования осадками гранулометрических признаков породивших их пород.

Обозначая интенсивность гидродинамического режима в данной точке через  $m$ , длину пути, пройденного осадочным материалом до его отложения, через  $l$ , скорость седиментации через  $v$  и степень однородности исходного кластического материала через  $p$ , степень гранулометрической сортированности осадка в каждой данной точке ( $S_0$ ) можно выразить как функцию всех этих переменных величин:

$$S_0 = f(m, l, v, p).$$

Эта краткая формула наглядно показывает, сколь сложным путем достигается реально наблюдаемая в разных точках седиментационной области гранулометрическая сортированность осадка и от сколь большого числа факторов она зависит.

#### 6. Влияние на гранулометрическую сортировку осадков химически осажденных компонентов и жизнедеятельности организмов

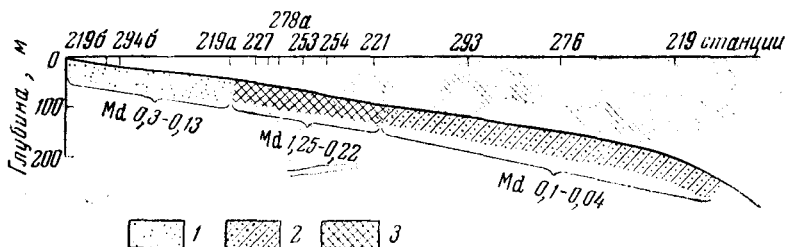
В любой точке седиментационной области наряду с осаждением принесенного сюда кластического материала захороняются также компоненты, возникшие путем химической садки или биогенно. Естественно выяснить, как отражается наличие таких компонентов на гранулометрическом облике песчано-алевритовых и глинистых осадков.

Лабораторный опыт и прямое наблюдение в природе показывают, что гелевые сгустки  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  и кристаллики  $\text{CaCO}_3$ , образующиеся в результате химической садки из воды, отличаются ничтожными размерами: доли микрона и до 1—2  $\mu$ . Они целиком входят в пелитовую фракцию, даже в ее наиболее тонкие размерности, и вместе с ней разносятся и садятся на площади водоема. Таким образом, примесь химически осажденного материала не влияет на ширину гранулометрического спектра осадка; изменяются лишь более или менее заметно средний диаметр частиц, гранулометрический профиль осадка и его коэффициент сортировки. При обычной весьма слабой напряженности химического процесса его действие на гранулометрию песчано-алевритовых и глинистых осадков проявляется, надо думать, относительно мало.

Жизнедеятельность организмов, напротив, отражается на гранулометрическом облике осадков не только многообразно, но и резко. По характеру влияния организмы могут быть подразделены на две группы; раковинные формы, оставляющие после себя твердые скелеты или их обломки, и илоеды.

Для познания влияния, оказываемого на гранулометрию осадков раковинами и их обломками, существенны данные по отложениям Атлантического океана, опубликованные К. Корренсом (Correns, 1935). К сожалению, шельфовые участки были захвачены экспедицией «Метеора» лишь мимоходом — всего 16 станциями, часть которых располагается вдоль южноамериканского, часть же вдоль африканского побережья. Располагаемая осадки из этих станций по глубинам (фиг. 8), видим, что на глубине около 50—60 м отлагаются хорошо отсортированные пески со средним диаметром около 0,3 мм. Пески эти содержат небольшое количество  $\text{CaCO}_3$  (0,5—14,0%), представленного исключительно обломками донных организмов. Ниже, на глубинах 61—100 м, выделяется зона известковых песков, на 80—90% сложенных карбонатным материалом: обломками двустворок, ежей, кораллов и т. д.; средние диаметры частиц у отдельных проб колеблются обычно между 0,22—1,25 мм, т. е. они в 2—4 раза больше, чем в более мелководной полосе. Еще ниже, в нижней половине шельфа,

накапливаются крупные алевриты со средним диаметром частиц в каждой пробе от 0,1 до 0,04 мм. Раковинных остатков в них мало и содержание  $\text{CaCO}_3$  обычно 7—10%. Из этих данных явствует, что большая примесь раковинного материала нарушает нормальный ход измельчения осадка по мере углубления дна и удаления от берега и приводит к появлению приблизительно на границе песков и крупных алевритов широкой зоны известковистых песков с очень крупными диаметрами частиц, резко нарушающими нормальные соотношения гранулометрии осадка и гидродинамического режима.



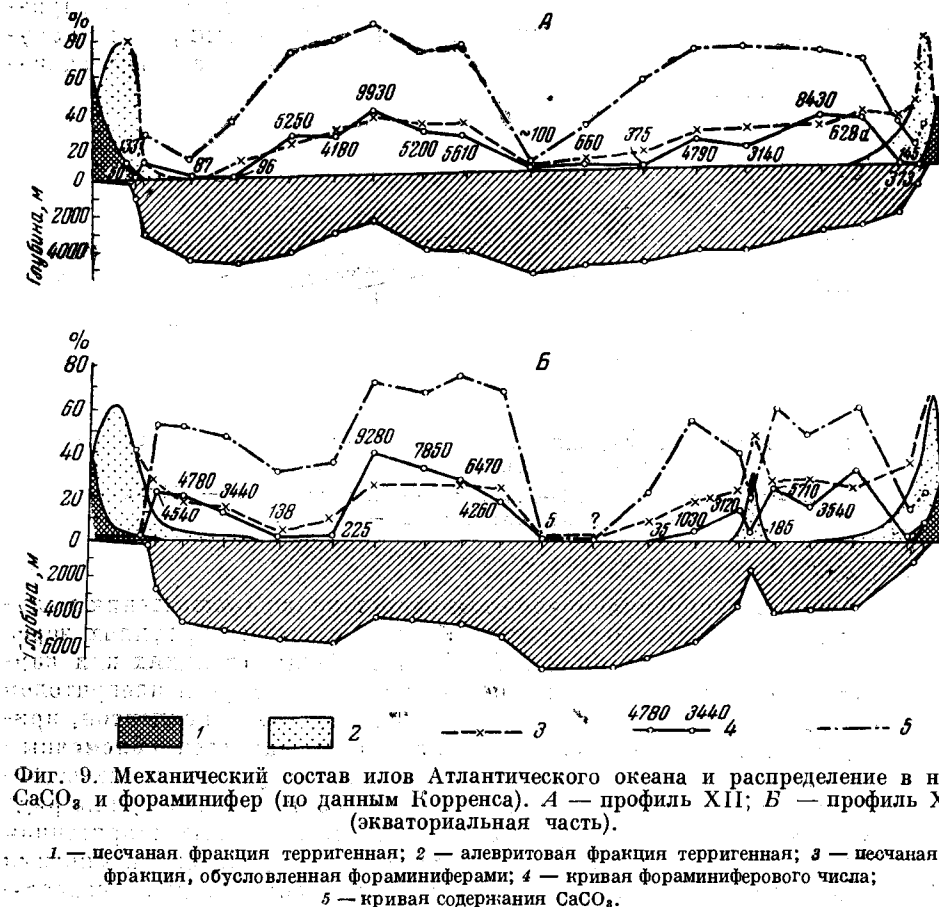
Фиг. 8. Гранулометрический состав осадков шельфа Атлантического океана (по данным Корренса).

1 — пески терригенные ( $Md$  0,3—0,13 мм); 2 — алевриты ( $Md$  0,1—0,04 мм);  
3 — раковинные пески ( $Md$  0,25—0,22 мм).

Исключительный интерес и значение представляют соотношения в глубоководных отложениях, наблюдающиеся на некоторых профилях через Атлантический океан (фиг. 9, А и Б). На шельфовых станциях при карбонатности осадка в немногие проценты частиц песчаной и алевритовой фракций содержится в количестве нескольких десятков процентов, причем, по данным минералогического анализа, они состоят из обломочного терригенного материала. С углублением станций и удалением их от берега процент песчаной, а потом и алевритовой фракции убывает, и на ряде профилей (например XV, XII) отлагаются илы, в которых терригенная песчаная фракция равна нулю, а алевритовая представлена немногими процентами. Еще дальше от берега карбонатность осадка возрастает, и происходит его погрубение. Исчезнувшая было песчаная фракция опять накапливается и образует 30—42% осадка; увеличивается и процент алевритовой фракции. Но состав их уже существенно иной. По микроскопическому анализу песчаная фракция состоит практически полностью из цельных и битых раковинками фораминифер. Шотт оценивал количественно содержание этих раковин так называемым фораминиферовым числом, выражающим число фораминифер в 1 г сухого ила. Фораминиферовые числа Шотта на наших профилях проставлены на кривых песчаной фракции; диаграмма (фиг. 9) дает сопоставление песчаной фракции и фораминиферных чисел для всей массы глубоководных атлантических илов. Как видим, процент песчаной фракции прямо пропорционален величине фораминиферного числа, и, значит, песчаная фракция глубоководных илов действительно целиком органогенна. То же в значительной степени относится к алевритовой фракции, которая на 65—95% состоит из органогенного кальцита.

Отсюда явствует, что своеобразное и на первый взгляд непонятное погрубение глубоководных илов Атлантики сравнительно с более прибрежными осадками представляет собою целиком результат воздействия на гранулометрическую сортировку биологического фактора.

Насколько значительно под влиянием организмов меняются все показатели гранулометрического состава глубоководных илов, видно из табл. 1 и фиг. 10, на которых сопоставлены данные по глобигериновым илам и по глубоководной красной глине, отложенной в тех же практически условиях, что и глобигериновые илы, но лишенной органогенной примеси.



Фиг. 9. Механический состав илов Атлантического океана и распределение в них  $\text{CaCO}_3$  и фораминифер (по данным Корренса). А — профиль XII; Б — профиль XV (экваториальная часть).

1 — песчаная фракция терригенная; 2 — алевритовая фракция терригенная; 3 — песчаная фракция, обусловленная фораминиферами; 4 — кривая фораминиферового числа; 5 — кривая содержания  $\text{CaCO}_3$ .

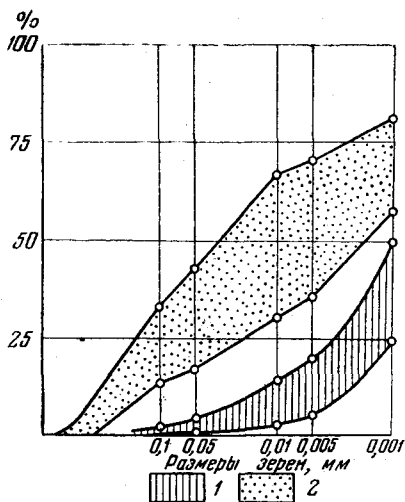
Комментарии к этой таблице едва ли требуются. Укажу лишь дополнительно, что специальным исследованием Корренс (1937) показал, что гранулометрический состав нерастворимого в 10%  $\text{HCl}$  остатка глобигеринового ила действительно идентичен составу глубоководной красной глины, как это можно видеть из диаграммы Корренса, воспроизведенной на фиг. 11. Интересную особенность влияния фораминиферовой примеси на гранулометрическую характеристику осадка составляет то обстоятельство, что при этом первичный одновершинный профиль неизменно переходит в двuverшинный и даже в трехвершинный.

Тот же характер воздействия органогенных примесей на гранулометрический состав осадков прослеживается и в других водоемах, например в Каспийском и Аральском морях (табл. 2, 3).

При рассмотрении таблицы по Каспийскому морю необходимо иметь в виду, что по принятой методике ситовая фракция  $>1,0$  мм (цифры в скобках), состоящая из раковинного материала, исключается при расчете гранулометрического анализа и фигурирует как дополнительная, сверх 100%.

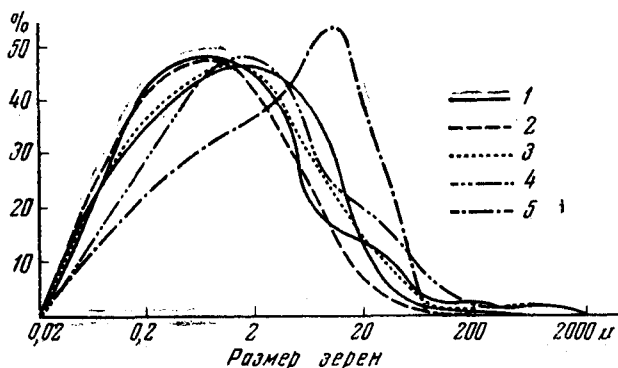
Таким образом, в таблицах мы располагаем данными, в которых интересующее нас влияние организмов дано в заведомо смягченной форме; несмотря на это воздействие их проявляется весьма отчетливо.

Примесь раковинного материала расширяет гранулометрический спектр осадка в сторону прироста крупных фракций; в безраковинном осадке представлены лишь фракции III—V, в раковинной же разности, кроме того, еще и фракции I и II. В других случаях примесь органического материала сопровождается увеличением содержания крупных фракций — I или I + II, в связи с чем средний диаметр частиц богатого раковинным материалом осадка заметно больше, чем у безраковинных или малораковинных разностей. Коэффициент сортировки ведет себя менее определенно: он то остается без перемен, то ухудшается, то даже улучшается. Гранулометрический профиль по большей части становится двугорбым, причем второй дополнительный максимум приходится на фракцию I или I + II и явно обязан своим генезисом примеси раковинного материала. Аналогичные результаты дает сравнение анализов раковинных песков Аральского моря (табл. 3), анализированных в натуральном виде и после обработки HCl (по Зенковичу, 1947).



Фиг. 10. Поля кумулятивных кривых (по данным Корренса).

1 — глубоководная красная глина;  
2 — глобигериновый ил.



Фиг. 11. Гранулометрические кривые красной глубоководной глины и нерастворимого остатка глобигеринового ила (по данным Корренса).

1 — красная глина, станция 250 (левый максимум) и станция 305 (правый максимум); 2 — нерастворимый остаток глобигеринового ила, станция 243 (82,3%  $\text{CaCO}_3$ , фораминиферовое число 4760); 3 — нерастворимый остаток глобигеринового ила, станция 240 в (77%  $\text{CaCO}_3$ , фораминиферовое число 11200); 4 — нерастворимый остаток глобигеринового ила, станция 256 (78,4%  $\text{CaCO}_3$ , фораминиферовое число 7260); 5 — нерастворимый остаток глобигеринового ила, станция 233 (51,6%  $\text{CaCO}_3$ , фораминиферовое число 2630).

Итак, биогенный раковинный карбонатный материал, примешиваясь к обломочному минеральному, явным образом влияет на гранулометри-

Таблица 1

Гранулометрический состав (в %) глубоководных илов Атлантического океана  
(по Корренсу)

| Глубина, м                  | СаСО <sub>3</sub> , % | Форамини-<br>феровое<br>число | Фракции, мм |         |          |           |            |             |         | Md (средний<br>диаметр<br>частиц) | Фракция<br>Фракция<br>< 0,01 мм |
|-----------------------------|-----------------------|-------------------------------|-------------|---------|----------|-----------|------------|-------------|---------|-----------------------------------|---------------------------------|
|                             |                       |                               | > 1,0       | 1,0—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | < 0,001 |                                   |                                 |
| Глобигериновые илы          |                       |                               |             |         |          |           |            |             |         |                                   |                                 |
| 4,052                       | 79,6                  | 9500                          | —           | 34,9    | 1,6      | 19,8      | 4,7        | 17,0        | 18,0    | 0,032                             | 39,7                            |
| 4,660                       | 64,3                  | 6670                          | —           | 13,6    | 3,2      | 13,3      | 5,0        | 22,4        | 42,5    | 0,036                             | 69,9                            |
| 2,271                       | 77,0                  | 11200                         | —           | 33,6    | 9,2      | 23,3      | 4,0        | 11,2        | 18,7    | 0,062                             | 33,9                            |
| 3,276                       | 60,5                  | 6280                          | —           | 27,0    | 7,4      | 22,8      | 5,9        | 15,6        | 21,7    | 0,034                             | 43,2                            |
| Глубоководная красная глина |                       |                               |             |         |          |           |            |             |         |                                   |                                 |
| 5,440                       | 22,4                  | 115                           | —           | 0,4     | 1,0      | 8,1       | 7,0        | 34,6        | 48,8    | 0,002                             | 90,4                            |
| 4,974                       | 5,8                   | 0                             | —           | 0,1     | 0,6      | 2,4       | 1,9        | 19,3        | 75,7    | 0,001                             | 96,9                            |
| 6,025                       | 1,8                   | 5                             | —           | 0,1     | 2,3      | 2,3       | 4,9        | 29,8        | 62,8    | 0,007                             | 97,5                            |

Таблица 2

Средний гранулометрический состав осадков Каспийского моря (в %)

| Осадки                                                                | Фракции, мм      |                |                |              |             | Md             |
|-----------------------------------------------------------------------|------------------|----------------|----------------|--------------|-------------|----------------|
|                                                                       | >1,0             | 1,0—0,1        | 0,1—0,05       | 0,05—0,01    | <0,01       |                |
|                                                                       | I                | II             | III            | IV           | V           |                |
| Пески с большим количе-<br>ством раковин . . . . .                    | (34,8)           | 84,76          | 14,6           |              |             | 0,640          |
| Пески с малым количе-<br>ством раковин . . . . .                      | (16,5)           | 60,90          | 33,60          | 2,7          | 2,8         | 0,200          |
| Крупноалевритовые илы<br>с большим количеством ра-<br>ковин . . . . . | (16,8)<br>(23,2) | 27,90<br>26,80 | 58,50<br>40,00 | 5,6<br>9,5   | 8,0<br>23,7 | 0,080<br>0,061 |
| То же с малым количест-<br>вом раковин . . . . .                      | (2,6)<br>(0,8)   | 7,90<br>6,00   | 71,30<br>53,20 | 11,8<br>22,9 | 9,0<br>17,8 | 0,065<br>0,057 |
| Мелкоалевритовые илы с<br>раковинами . . . . .                        | (11,3)           | 5,77           | 21,58          | 42,6         | 31,0        | 0,027          |
| То же без раковин . . . .                                             | Нет              | Сл.            | 27,30          | 27,4         | 45,0        | 0,014          |

ческий состав осадков, повышает их средний диаметр, ухудшает коэффициент сортировки и часто приводит к возникновению двувершинных гранулометрических профилей (гистограмм).

Своеобразное действие на осадок оказывают животные илоеды. Эти организмы, как известно, поедают грунт и пропускают его через свой кишечник; при этом они извлекают большую часть органического вещества, находящегося в осадках, питаются им, а минеральную часть выбрасывают

Таблица 3.

## Гранулометрический состав песков Аральского моря (в %)

| Фракции, мм | Ст. 57,<br>1938 | То же<br>после<br>обраб.<br>HCl | Ст. 62,<br>1938 | То же<br>после<br>обраб.<br>HCl | Ст. 5, VII,<br>1938 | То же<br>после<br>обраб.<br>HCl | Ст. 47,<br>1936 | То же<br>после<br>обраб.<br>HCl |
|-------------|-----------------|---------------------------------|-----------------|---------------------------------|---------------------|---------------------------------|-----------------|---------------------------------|
| >2,0        | 17,0            | —                               | 0,2             | —                               | —                   | —                               | 8,0             | —                               |
| 2—1,0       | 9,7             | —                               | 0,6             | —                               | 0,5                 | 0,5                             | 12,3            | 1,8                             |
| 1,0—0,5     | 6,5             | —                               | 1,4             | —                               | 1,8                 | 1,0                             | 9,4             | 1,8                             |
| 0,5—0,25    | 24,5            | 17,1                            | 2,5             | 0,6                             | 11,0                | 8,2                             | 12,1            | 7,8                             |
| 0,25—0,1    | 32,9            | 65,8                            | 6,5             | 3,6                             | 17,8                | 15,5                            | 34,7            | 43,0                            |
| 0,1—0,05    | 7,2             | 17,1                            | 84,5            | 95,8                            | 68,3                | 31,2                            | 23,2            | 45,6                            |
| <0,05       |                 |                                 |                 |                                 |                     | 43,1                            | 55,4            |                                 |
| Глубина, м  | 28,0            | —                               | 5,0             | —                               | 6,0                 | —                               | 18,0            | —                               |

в виде фекалий — уплотненных сгустков очень разнообразной формы: палочек, шариков, комочков и т. д.

К илоодам относятся главным образом черви, некоторые иглокожие (голотурии, звезды, морские ежи), моллюски, ракообразные, некоторые рыбы.

О масштабах работы илоедов могут дать представление следующие наблюдения. Черви *Tubificidae*, по данным М. В. Кленовой, образуют на дне иногда почти сплошной слой, колеблясь как хлебные колосья. За сутки они пропускают через кишечник от 3 до 12 кг ила или в 4—6 раз больше своей биомассы. Количество грунта, находившегося в пищеварительном канале червя *Sipunculus nudus* в Неаполитанской гавани, составляло 10,03 г, а средний вес всего животного 19,08 г. На пространстве 1,7 кв. морских миль у Бермудских островов голотурии пропускают через себя 500—1000 т осадка ежегодно; черви же, когда их бывает до 200 000 экземпляров на 1 га, поедают до 7760 кг ила в год.

В морских бассейнах илоеды живут на всех глубинах от прибрежной области до океанического дна. Поэтому фекалии широко распространены в современных осадках и нередко образуют их важную составную часть. Так, в Клайдском заливе, по Моору, свыше 40% мелкого материала осадков сцементировано в комочки. В некоторых местах весь грунт несет на себе следы пребывания в кишечнике организмов. В результате диаметр частиц увеличивается, а пористость уменьшается; соответствие структуры осадка гидродинамике придонного слоя воды исчезает. Подсчитано, что у Бермудских островов 80—90% всего раковинного песка прошло через кишечник морских ежей и голотурий; при этом песок они пропускают через себя по нескольку раз, извлекая из него все большее количество питательных веществ и все сильнее его измельчая. «Количество фекалий организмов — копролитов даже в открытом океане достигает местами такой величины, что при беглом просмотре создается впечатление, что осадок сплошь состоит из них» (Кленова, 1948, стр. 134). У африканского побережья Атлантического океана копролитов в отложениях так много, что Муром выделяется особая разность синего гемипелагического ила, так называемый копролитовый ил. Мидиевый ил Черного моря местами, — по М. Г. Барковской, — буквально кишит червями и приобретает особую консистенцию; к сожалению, описания текстуры этого переработанного организмами осадка пока нет.

Помимо переработки осадка в фекалии, черви и илоедные моллюски вызывают разнообразные нарушения первичной слоистости осадка. Весь

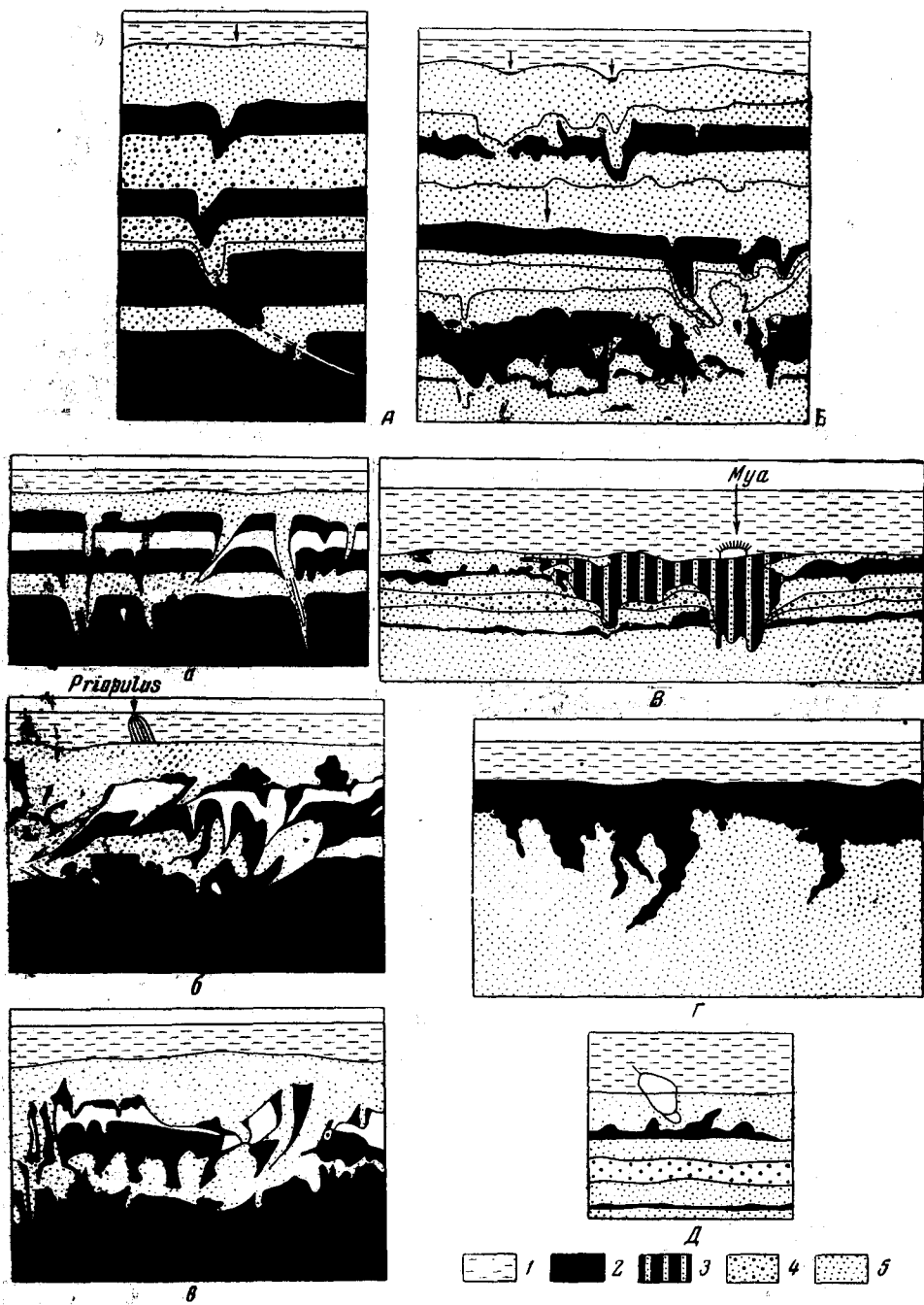
ма любопытные и важные наблюдения в этом направлении были произведены недавно И. К. Королук (1958) на Мурманской биологической станции над червями *Arenicola* (пескожил) и *Priapulius* и моллюсками *Mya* и *Macoma*.

Наблюдения велись в аквариуме над искусственно созданными слоистыми песчаными и глинистыми осадками в условиях, максимально приближенных к природным.

Пескожилы после помещения в аквариум быстро зарывались в песок; при этом они продавливали вниз грунт головной своей частью и затем раздвигали его в стороны. Их трубка по большей части имела U-образную форму, фекалии же выбрасывались наружу, образуя конусовидное накопление. «Конусы переработанного грунта на литорали у взрослых особей, — пишет И. К. Королук, — достигают в высоту около 10—15 см при диаметре 20—25 см. «Колбаски» грунта, пропущенного через кишечник, сохраняются в течение немногих суток, т. е. значительно более короткий срок, нежели конусы в целом. У основания конуса грунт имеет однородную текстуру, и хотя он, без сомнения, образован за счет «колбасок», последние распались, слились. Конусы довольно устойчивы; в условиях закрытой бухты скорость их распыливания меньше скорости накопления новых выбросов. Так, например, замеченные нами на литорали в бухте Оскара крупные конусы у заселенных норок в течение 18 суток наблюдений сохраняли свои размеры и мелкие выбросы медленно росли» (стр. 175—176). В отличие от пескожила червь *Priapulius* при своем передвижении раздвигает ил в стороны, как бы разрезает толщу ила, и ход заполняется материалом верхних слоев грунта. После быстрого формирования вертикальных трубок черви медленно продвигаются в горизонтальном направлении, поедая грунт и выбрасывая его вверх (*Arenicola*) или оставляя позади себя (*Priapulius*). В результате первоначальная горизонтально-слоистая текстура осадка испытывала разнообразные преобразования, видные на фиг. 12.

«Подобные текстуры в породах, — справедливо заключает И. К. Королук, — вызвали бы различные трактовки их генезиса. Большинство геологов прямо идущие, узкие, четкие «языки» породы одного слоя в другом рассматривались бы как трещины усыхания и нижележащие как чьи-то норы. Фиг. 12, Б, б можно трактовать как энергичное перемятие (течение) в различной степени отвердевшего осадка, как следствие многократных мелких размывов. Сложность и разнообразие текстур допускали бы в данном случае большое количество вариантов их трактовки, тогда как в действительности все варианты объясняются нарушением слоев и переносом материала из одного слоя в другой при передвижении по толще ила только одного из представителей инфауны. Если учесть, что приapulius является массовой и очень подвижной формой, то роль его в перемешивании грунтов трудно переоценить» (стр. 180—181).

Моллюски *Mya arenaria* и *Macoma baltica* «при зарывании в грунт и передвижении по грунту также нарушают первичную слоистость последнего, перемещают материал из верхних слоев в нижние, перемешивают его и образуют неправильные пятна ила смешанного состава» (фиг. 12, В). Весьма своеобразные нарушения происходят в верхней части ила, где к вдавливанию грунта ногой моллюска прибавляется действие его сифонов, взмучивающих осадок. Так, например, в результате жизнедеятельности макомы тонкий (0,5 см) плоско-параллельный слой темного песка, расположенный на расстоянии 1 см от верхней поверхности грунта, превратился в ряд причудливых языков, вытянутых кверху. Текстуры подобного типа, без сомнения, геологами трактовались бы как следы размыва или взмучивания.



Фиг. 12. Нарушения слоистости осадка, создаваемые червями-пескожилами и моллюсками (по И. К. Королёк).

А — нарушения пескожилом *Arenicola marina*; слева на второй день опыта, справа на пятый день опыта.

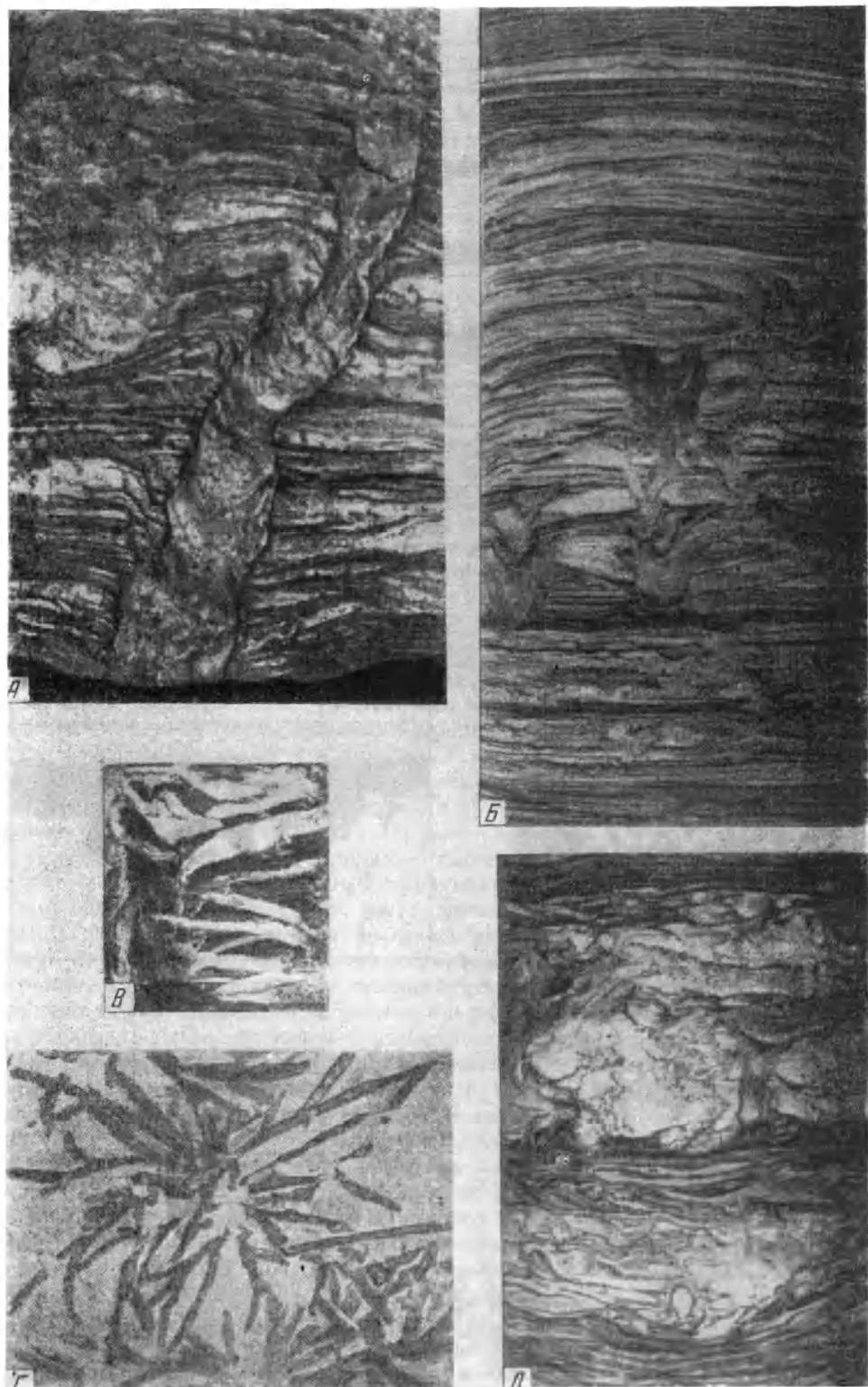
Б — нарушения червем *Priapulus*; а — в первые часы опыта, б — на пятый день опыта, в — на шестой день опыта.

в — нарушения моллюсками *Mya arenaria* (в центре) и *Macoma baltica* на третий день опыта. г — ровная поверхность раздела двух слоев алевритовых песков, преобразованная миграциями пескожилов и приапидов.

д — нарушения, произведенные *Macoma baltica*; слой ила (черный) имел первоначально плоские границы.

1 — вода; 2 — ил; 3 — смесь ила, мелкозернистого и гравийного песка; 4 — песок гравийный; 5 — песок мелкозернистый. Стрелка — место зарывания червя.





Фиг. 13. Нарушения первичной седиментационной текстуры морских осадков, вызванные деятельностью организмов.

А — вертикальный ход плоеда, заполненный вмещающей породой ( $C_2$  Донбасса).

Б — конусовидные норки зарывающихся животных, нарушающие горизонтальную слоистость прибрежных морских отложений ( $C_2$  Донбасса).

В — ходы плоедных животных в морском аргиллите, выполненные мергелем ( $C_2$  Донбасса).

Г — следы плоедов на поверхности алевроитового слоя ( $C_2$  Урала).

Д — взрыхления осадка донными и животными.

«Передвижение *Mya* и *Macoma* происходит сравнительно очень медленно. Но так как плотность поселений зарывающихся моллюсков бывает весьма значительной, то их роль в нарушении первичной горизонтальной слоистости и в формировании различных текстурных особенностей весьма велика. Заселяют эти моллюски главным образом поверхностные (до 10 см) слои ила, но *Mya arenaria* зарываются на глубину до 0,3 м, поэтому соответственно большими, нежели это показано на наших рисунках, должны быть произведенные ими нарушения» (стр. 151—152).

Среди древних отложений следы воздействия илоедов на текстуру осадков распространены и разнообразны, достигая порою большой силы. Наиболее развиты они в алевролитах, глинах, особенно обогащенных органическим веществом (фиг. 13.).

Весьма интересный случай «червивых» алевролитов был описан недавно С. В. Максимовой из угленосных отложений  $S_1$  Куйбышевского района. «Этот своеобразный тип (пород. — *Н. С.*), — пишет она, — содержит ходы роющих илоедных организмов, предположительно червей, в таком огромном количестве, что они составляют большую часть породы. Морфологически ходы представляют собою длинные, плавно изгибающиеся трубки, примерно круглые или овальные в поперечном сечении, заполненные внутри кварцевым алевролитом, т. е. сцементированными кварцевыми зернами. На некоторых расколах зерна они так и выступают в виде трубок, но чаще, особенно на боковых поверхностях зерна и на поперечных разломах, видны их сечения — поперечные, скошенные и идущие более или менее по длине хода. В этом случае на черном или на темно-сером фоне породы ярко выделяются белые круги, овалы, неправильные изгибающиеся полосы, создающие запутанный рисунок... На продольных разрезах видно, что заполняющий их кварцевый материал делится тончайшими полосками темного глинистого вещества на неправильные сегменты, обращенные в пределах каждого хода выпуклостью в одну сторону. Положение ходов по отношению к плоскостям наложения различно: одни протягиваются более или менее параллельно напластованию, другие под углом к нему, третьи почти перпендикулярно. Размер ходов, точнее диаметр поперечного сечения, колеблется от 5 до 15 мм, причем в одних слоях преобладают крупные ходы, в других — мелкие.

«Литологически ходы представляют остаточный кварц, сконцентрировавшийся в результате переработки осадка роющими илоедными организмами, при которой из него было удалено все органическое вещество и почти весь глинистый материал... Илоедные животные, пропуская через свой кишечник донный осадок, уничтожали при этом органическое вещество и выбрасывали абсолютно несъедобный и неперевариваемый кварц, который таким образом выделялся и концентрировался в одном месте.

«Мощность слоев «червивого алевролита», замеренная непосредственно по керну, колеблется от 10 до 150 см, чаще всего 20—30 см» (Максимова, 1955).

Аналогичные ходы червей установлены и в черных углистых глинах  $S_1$  Куйбышевского района. Широко распространены они в разновозрастных отложениях Татарии, где встречены мною в ряде керновых образцов, а также в алевроитово-глинистых породах угленосной толщи Донбасса (Л. Н. Ботвинкина и др.). Однотипные образования описаны и из пашийских слоев Второго Баку, где они чрезвычайно типичны для алевролитов разной крупности зерна (Страхов, Родионова, Залманзон, 1955), и из многих других горизонтов.

Весьма интересные образования можно наблюдать в богатых органическим веществом глинистых горючих сланцах зоны *Perisphinctes Panderi*

D'Orb. (Страхов, 1934). На расколах эти сланцы отличаются пятнистостью. Обычно пятна представляются в виде полос или лент, значительно более светлых, чем окружающая порода, около 1 см шириной и до 10—12 см длиной. Все полосы разбросаны на поверхности раскола в полном беспорядке, пересекают друг друга под любыми углами, то сгущаются, образуя как бы сплетение, то разрежаются, только изредка прорезая общий темный фон породы. Иногда, — хотя и далеко не всегда, — можно наблюдать, как эти ленты явственно дихотомически ветвятся. Вероятно, именно эта дихотомия их в связи с общим «водорослеподобным» видом и послужила причиной того, что описываемые образования были приняты за «отпечатки фукоидов» и в таком виде фигурировали в литературе (А. Н. Розанов и др.).

В действительности, однако, ничего общего с «фукоидами» эти образования не имеют. Это совсем не отпечатки, ибо имеют осязаемую толщину обычно в 1—2 мм и выглядят на поперечном сечении овалом; когда же они расположены не горизонтально, а под углом к горизонту и даже вертикально, то их поперечные сечения становятся округло-овальными и даже почти идеально круглыми. Это показывает, что «отпечатки фукоидов» в действительности являются сплюснутыми первоначально цилиндрическими ходами каких-то организмов, вероятнее всего червей, в самых разнообразных направлениях пересекающими сланец. Состав заполнения ходов в сравнении с составом самого сланца иллюстрируется следующими тремя анализами:

|                                | Сорг (%) |         | СаСО <sub>3</sub> (%) |         |
|--------------------------------|----------|---------|-----------------------|---------|
|                                | в сланце | в ходах | в сланце              | в ходах |
| Кашпир, пласт II . . . . .     | 13,23    | 3,84    | 10,20                 | 21,29   |
| Ундоры, пласт III . . . . .    | 12,45    | 3,45    | 17,64                 | 27,64   |
| Общий сырт, пласт II . . . . . | 24,86    | 4,21    | 21,68                 | 48,84   |

Как видим, заполнение ходов отличается от сланца резко пониженным содержанием органического вещества и значительным обогащением углекислым кальцием. Это тот же сланец, из которого как бы извлекли значительную часть органического вещества и обогатили углекислым кальцием. Последнее обстоятельство улавливается и на глаз: в серой глине, образующей «водорослеобразные» ленты, явственно концентрируется раковинный детритус, который хотя и имеется в сланце, но в значительно меньших количествах.

Таким образом, глинистые нижеволжские сланцы первоначально представляли собою неслоистый, богатый органическим веществом осадок, который был буквально изрешечен сетью переплетающихся ходов илоедов (червей?), заполненных их копролитами.

Подобного рода биогенно переработанные седиментационные текстуры алевролитов и глинистых пород в последнее время описываются все чаще и, по-видимому, довольно распространены в природе. Это обстоятельство показывает, что в гумидном типе литогенеза не только осаждение растворенных веществ, но даже процессы механического осадкообразования стоят под заметным влиянием биогенного фактора.

## II. О ВЛИЯНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПРОЦЕССЫ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОЙ СОРТИРОВКИ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Изложенная схема гранулометрической сортировки кластического материала является как бы эталоном для сравнения с ходом того же процесса в регионах гумидных зон с уклоняющимся климатическим и тектоническим режимом.

Остановимся вначале на тектонически пассивных площадях, отличающихся специфическими климатическими условиями.

Наибольшее влияние на гранулометрическую сортировку оказывает климат высоких широт, вблизи областей ледового седиментогенеза.

### 1. Особенности гранулометрии осадков вблизи зон ледового седиментогенеза

Две особенности современного высокоширотного климатического режима оказываются особо важными в данном случае: малая масса атмосферных осадков и низкая температура, вызывающая развитие вечной мерзлоты в грунтах.

Постепенное убывание годового количества осадков — до 150—200 мм, особенно же их смещение на холодное время года, когда они выпадают в виде снега, ведет к постепенному затуханию делювиальных процессов на склоне. Делювиальные отложения в их типичной форме редуцируются, замещаясь образованиями другого типа.

Генезис последних связан с так называемой вечной мерзлотой грунтов. Сущность ее заключается в том, что более или менее значительные по мощности поверхностные слои пород в течение круглого года имеют температуру  $< 0$ , благодаря чему вода находится в них в виде льда. Но самый поверхностный слой их (до 1 м толщиной) в теплое время все же оттаивает, замерзая лишь в холодные сезоны. Попеременное то оттаивание, то замерзание быстро разрыхляет породу, превращая ее в рыхлое скопление крупных и мелких частиц. Летом оттаявший слой разрыхленных пород, обильно смоченный водой, нередко приобретает подвижность и начинает оплывать по склону вниз на большее или меньшее расстояние, образуя своего рода грязевый поток, получивший название солифлюкционного. *Солифлюкции, постепенно формирующие отложения склонов и подножий возвышенностей, и являются по существу высокоширотной модификацией обычных делювиальных процессов, замещающей здесь их типичную форму.* Какая-либо сортированность материала в солифлюкционных отложениях, понятно, отсутствует.

Речной аллювий в высоких широтах также, видимо, приобретает какие-то своеобразные черты, которые, однако, до сих пор еще не выяснены должным образом. обстоятельством, указывающим на специфичность высокоширотного аллювия, является своеобразный гидрологический режим высокоширотных рек. Для них характерно наличие двух паводков: «белой» воды, формирующейся за счет таяния весной снегового покрова, и «черной воды», возникающей при оттаивании верхнего активного слоя, сопровождаемого солифлюкционными процессами. Поскольку солифлюкционные потоки обычно стекают в реки и временами загромождают их русла, неся с собою много крупных обломков пород, надо полагать, что аллювий северных рек отличается гораздо более низкой сортировкой материала сравнительно с аллювием умеренных и тропических равнинных областей.

За правильность такого вывода говорят наблюдения над так называемыми флювиогляциальными четвертичными отложениями околледниковой области, возникавшими вблизи края ледника, несомненно в условиях вечно мерзлых грунтов. Характерной особенностью этих флювиогляциальных отложений является более или менее значительная примесь крупного и мелкого валунного материала. Он появлялся в речных долинах, вероятно, в значительной мере за счет развития солифлюкционных явлений на склонах моренных холмов конечноморенной области с последующей переработкой водой оползшего материала; при этом тонкие глинистые частицы морены уносились, а более грубые застревали в речной долине.

Присутствие его, конечно, ухудшало и без того невысокую сортировку песчаных аллювиальных отложений.

Весьма яркие новые черты возникают в механической седиментации высокоширотных конечных водоемов стока.

Воздействие сурового климата сказывается в первую очередь в появлении на дне морей *моренных отложений*. Современные подводные морены найдены на шельфе Восточной Антарктики; особенно широко распространены они в море Дэвиса. Древние подводные морены, по А. П. Лисицыну (1958), обнаружены в северной части Берингова моря близ фиордов бухты Провидения, залива Креста. Распространение их обычно ограничено шельфом, причем морены недалеко уходят от края породившего их ледника; но в Антарктике они иногда достигают и континентального склона. Для гранулометрии подводных морен характерны грубозернистость и очень высокие концентрации валунного материала; и то и другое явилось следствием некоторого перемывания первично отложенного ледником осадка и выноса из него более тонких фракций; это и естественно, поскольку морены принадлежат целиком зоне взмучивания и даже ее верхней части. Типично также локальное развитие моренных осадков.

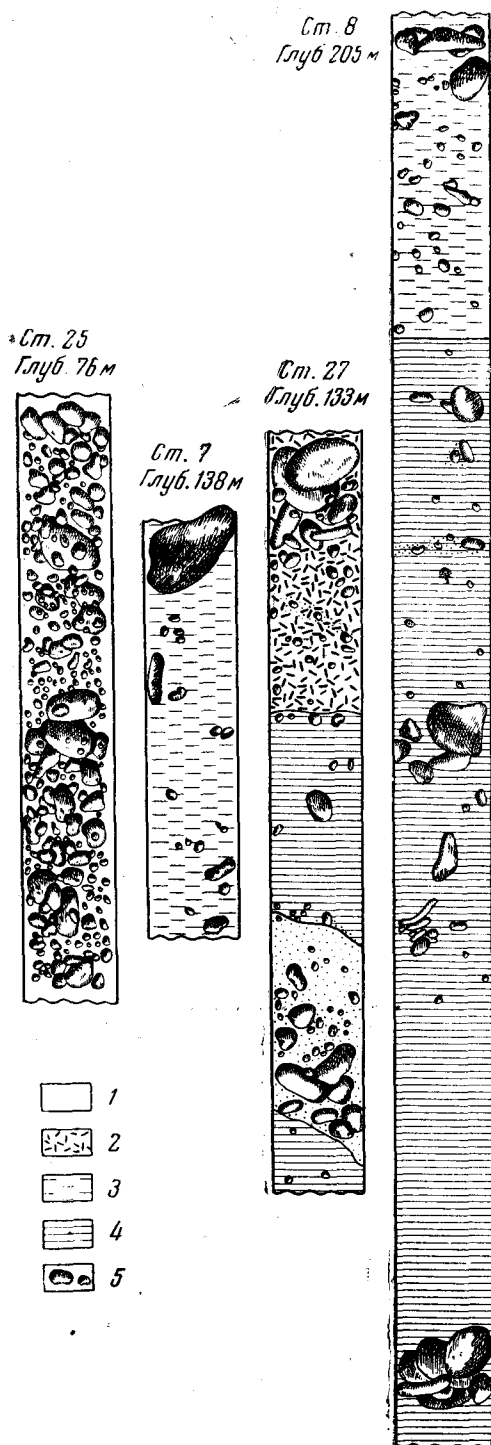
Несравненно обширнее по площади воздействие на морские осадки *айсбергов, отламывающихся от спускающегося в море ледника и далеко разносимых течениями*. Особенно крупные ледяные горы образуются в настоящее время в Антарктике, где сплошное кольцо айсберговых отложений опоясывает материк до 45—50° ю. ш. Заполнение айсбергов каменным материалом происходит в ледниках и в тем большей степени, чем больше площади, питающие ледник. Гранулометрически айсберговый материал изменяется в чрезвычайно широком диапазоне: от гигантских глыб до «каменной муки», но чаще преобладают дробленые обломки размерностью от валунов до дресвы. В связи с высоким содержанием каменной муки, коэффициент сортировки айсбергового материала очень низкий — от 7 до 23 (с учетом мелких фракций). Для морфологии его типичны остроугольные или слегка выровненные по углам обломки с неровной, иногда исштрихованной поверхностью.

Легко представить себе сущность влияния такого рода материала на донные морские отложения, формирующиеся обычным путем: *айсберговый дрейф всегда содействует погрубению осадка и, что особенно важно, резко ухудшает степень его сортированности*. Особенно сильно сказывается такое его воздействие за пределами песчаных отложений, в тонкозернистых пелитовых и кремнистых диатомовых осадках. На общем, весьма тонкозернистом фоне появляются отдельные крупные и мелкие куски щебенки, иногда горизонты ее, включения или прослои неокатанных песчаных частиц, благодаря чему тонкозернистый хорошо сортированный исходный осадок превращается в настоящее «мусорное» накопление. Наибольшей силы такого рода влияние айсбергов сказывается на недалеком расстоянии от края питающего их ледника; с прогрессирующим удалением от последнего «замусоривающее» воздействие айсбергов на осадки убывает, ибо все меньшее количество их достигает крайнего предела их распространения.

К особой категории явлений относится разнос материала береговыми льдами или так называемым береговым припаем, возникающим при замерзании прибрежной зоны морей. При этом компоненты прибрежных отложений, главным образом галька, гравий, иногда песок, вмержают в ледовый припай и после взламывания последнего весной уносятся с ним в открытое море, где при таянии льда поступают в осадки. Важную особенность такого ледового разноса составляет его развитие не только в морях высоких широт, но и в умеренном климате вплоть до северных частей Каспия и Черного моря; в холодных высоких широтах деятельность бере-

говых льдов, конечно, особенно значительна. В Японском, Охотском и Беринговом морях, Северном Ледовитом океане, а также в Антарктических морях береговые льды в изобилии встречаются в открытых участках бассейнов. Льды несут каменный материал в основном под водой, и потому процесс транспортировки идет незаметно; лишь изредка при торошении отмечается появление «грязных льдов». Грузоподъемность 1 м<sup>3</sup> льда достигает 100—300 кг.

Суммарная площадь отложений, в составе которых участвует материал берегового припая, исчисляется, по А. П. Лисицыну, десятками миллионов квадратных километров. При этом наблюдаются включения галек, гравия, принесенных льдом, вплоть до центральных частей водоемов в пределах зоны распространения льдов. А. П. Лисицыну удавалось получать пробы каменного материала ледового разноса с глубин до 6—8 тыс. м. Распределение в колонках видно на нескольких разрезах Японского моря (фиг. 14). Концентрация каменных обломков в 1 м<sup>3</sup> обычно уменьшается от берега в сторону открытого моря. По наблюдениям А. П. Лисицына (1958), в осадках дальневосточных морей содержание камней колеблется от 0,5—1,0 до 1000—1200 кг/м<sup>3</sup>. «Прибрежное происхождение каменного материала, переносимого льдами, — пишет он, — накладывает характерный отпечаток на его свойства. Как показывают обширные новые материалы, вопреки распространенному мнению, каменный материал, перенесенный льдами, обычно хорошо окатан. Средняя окатанность ледовых осадков Охотского моря по пятибалльной шкале, на основании 10 000 анализов, оказалась равной 2,91, обычные пределы колебаний от 2,5 до 4 и выше. Аналогичная величина для Берингова моря на основании 15 000 анализов составляет 3,0—3,5, а для северо-западной части



Фиг. 14. Колонки осадков шельфа Японского моря на профиле мыса Егорова (по А. В. Соловьеву).

1 — песок; 2 — алевроит; 3 — тонкий алевроит; 4 — глина; 5 — галька.

Тихого океана 2,90. Снижение окатанности морских ледовых осадков сравнительно с чистым пляжевым материалом обусловлено захватом неокатанного материала осыпей и каменных потоков, достигающих уреза воды».

Весьма характерным является гранулометрический состав каменного материала (табл. 4).

Таблица 4

**Гранулометрический состав и медианный диаметр  
морских ледовых осадков Берингова моря  
и северо-западной части Тихого океана**

| Размер<br>частиц,<br>мм | Берингово море    |                            |                | Тихий океан       |                            |
|-------------------------|-------------------|----------------------------|----------------|-------------------|----------------------------|
|                         | Число<br>анализов | Среднее со-<br>держание, % | <i>Md</i> , мм | Число<br>анализов | Среднее со-<br>держание, % |
| >50                     | 102               | 4,72                       | 0,90           | 21                | 1,19                       |
| 50—25                   | 103               | 9,02                       | 2,97           | 21                | 8,67                       |
| 25—10                   | 105               | 28—10                      | 29,7           | 21                | 35,71                      |
| 10—5                    | 105               | 16,12                      | 37,62          | 21                | 18,65                      |
| 5—2,5                   | 105               | 16,09                      | 19,80          | 21                | 6,34                       |
| 2,5—1                   | 105               | 15,00                      | 18,90          | 21                | 3,26                       |

Из табл. 4 видно преобладание материала от 5 до 25 мм; *Md* в 70% случаев находится в пределах от 5 до 25 мм.

«При транспортировке морскими льдами в слабой форме проявляется механическая дифференциация. Наиболее крупный каменный материал сгружается ближе к берегам, а в центральные части водоемов чаще всего проникает гравий. Это правило имеет лишь общее значение; в связи с конкретными особенностями распределения материала можно найти много исключений. Сортировка каменного материала, перенесенного льдами, довольно высокая, почти такая же, как у пляжевого. Коэффициент сортировки (*S<sub>0</sub>*) колеблется чаще всего в пределах от 1 до 2, по данным 150 анализов из Берингова моря» (Лисицын, 1958, стр. 373—375):

|                                |         |         |         |         |         |      |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|------|
| <i>S<sub>0</sub></i> . . . . . | 1,0—1,5 | 1,5—2,0 | 2,0—2,5 | 2,5—3,0 | 3,0—4,0 | 4,0  |
| Частота встречаемости          | 20,79   | 43,66   | 27,72   | 2,97    | 3,96    | 0,99 |

Несмотря на то, что каменный материал, переносимый льдами берегового припая, сам по себе хорошо сортирован, его накопление в отложениях моря, особенно тонкозернистых, производит обратное действие. Он, как и айсберговые осадки, в целом замусоривает морские отложения, делает их многофракционным, чем они были бы без воздействия ледового дрейфа, часто превращает их однсвершинные кривые в двух-, трехвершинные, словом понижает степень сортированности осадка как целого. Имеется, однако, и некоторая разница в засоряющем воздействии на морские отложения ледового и айсбергового дрейфа. Если для ледового переноса основными типами транспортируемых обломков являются галечные и гравийные, то для айсбергового — все размерности от гигантских валунов до каменной муки. Поэтому ледовые компоненты сразу же отличаются от тонкозернистой, глинистой или кремнистой вмещающей их массы как нечто иное, тогда как компоненты айсбергового дрейфа теснее смешиваются с вмещающим осадком и труднее от них отличимы. Степень замусоривания осадка айсберговым материалом поэтому значительно выше, чем компонентами, приносимыми ледовым припаем.

В целом же, какую бы фациальную группу отложений высоких широт ни взять — склоновые, аллювиальные, конечных водоемов стока — неизменно оказывается, что суровые климатические условия понижают сортированность осадка, порою очень сильно. В этом специфика механической седиментации высокоширотной окраины гумидного пояса.

## 2. Особенности гранулометрической сортировки на участках, прилегающих к аридным областям

Значительно слабее воздействие на механическую седиментацию климатических условий в полосах, примыкающих к аридным областям.

Уменьшение гумидности климата в этих полосах сказывается в первую очередь на характере растительного покрова. Древесные формы исчезают, сплошные леса сменяются лесостепями, а потом и настоящими степями; в последних густота травяного покрова с приближением к аридной полосе все убывает. *Эти специфические изменения весьма благоприятствуют процессам деэлювиального смыва выветрелого материала, которые по окраинам гумидных полос, на переходе к аридным областям, резко усиливаются и становятся весьма характерными.* Именно в этих лесостепных и степных участках делювиальный тип отложений и был впервые выделен и описан А. П. Павловым в 1888 г.

Механическая седиментация в реках приобретает все резче выраженную периодичность; весенние паводки делаются все более сильными, а меженный уровень все более низким. Созидающая работа реки все сильнее сосредоточивается в весеннем сезоне. Однако на строении аллювиальных отложений и их сортированности это не сказывается в сколько-нибудь уловимой степени.

В связи с усилением ветров в полосе, переходной к аридным областям, они становятся существенным фактором переноса обломочного материала и, в частности, начинают выносить его в больших количествах в конечные водоемы стока.

Одним из участков, обильно питаемых пустынным материалом, является в настоящее время западная часть Атлантического океана, прилежащая к Сахаре (см. фиг. 1); менее известны и гораздо слабее выражены участки, прилежащие к пустыням Сев. и Южн. Америки, Южн. Африки, Зап. Австралии. Так как эоловый материал отличается тонкостью, то его влияние на гранулометрический состав морских осадков очень слабое; попадая в воду, он разносится совершенно так же, как обычный, поступающий из рек, и отлагается совместно с ним. Только некоторые специальные черты морфологии эоловых зерен (идеальная окатанность, матовая поверхность, железистая рубашка, одевающая зерна) позволяют различать их среди остальной незоловой массы. Для оценки эффективности эолового заноса из Сахары в Атлантику большой интерес представляют данные Раджевского, изучившего эоловые компоненты в тонкозернистых осадках котловины Зеленого мыса (Correns, 1935).

В качестве индикатора эолового генезиса применялись кварцевые зерна, покрытые красно-коричневой железистой оболочкой. Для количественной оценки эолового вноса все кварцевые зерна каждой фракции приравнивались к 100%, и по отношению к ним высчитывался процент эолового кварца. Результаты сведены в табл. 5.

Как видим, эоловый кварц укладывается в те же размерности, что и обычный речной терригенный материал; вместе с тем количество его вообще незначительно, причем распределяется он частью в тонкоалевритовой, частью в пелитовой фракции; стало быть, и гранулометрический спектр осадка и его гранулометрический профиль принципиально остаются прежними. Единственным уловимым признаком эолового вноса является



Таблица 5

**Эоловый кварц некоторых осадков котловины Зеленого мыса  
(в % ко всему кварцу фракции)  
(по Раджевскому) \***

| Станции<br>«Метеор» | Фракции, $\mu$ |       |        |       | Станции<br>«Метеор» | Фракции, $\mu$ |       |        |       |
|---------------------|----------------|-------|--------|-------|---------------------|----------------|-------|--------|-------|
|                     | 100—55         | 55—10 | 10—5,5 | 5,5—1 |                     | 100—55         | 55—10 | 10—5,5 | 5,5—1 |
| 276                 | —              | 6,8   | —      | —     | 266                 | —              | 3,1   | 4,8    | —     |
| 273                 | 22,8           | 22,8  | 13,7   | —     | 309                 | —              | 16,7  | —      | —     |
| 272                 | 11,1           | 16,7  | 18,6   | 15,4  | 279                 | —              | 26,7  | 17,6   | —     |
| 277                 | —              | 39,0  | 22,1   | —     | 280                 | —              | 26,4  | 10,4   | —     |
| 264                 | —              | 10,2  | 4,7    | 4,2   | 281                 | —              | 18,0  | 17,9   | —     |
| 278                 | —              | 17,0  | 14,9   | 16,0  | 282                 | —              | 18,9  | 19,5   | —     |

\* В книге Корренса (1935)

в данном случае некоторое погрубение среднего диаметра зерен осадка. Отметим следующее интересное обстоятельство. В ближайшей к берегу станции 276 роль эолового вноса мала и эоловые зерна составляют всего 6,8% суммарного кварца. На более удаленных станциях (273, 272, 277) процент эолового кварца резко возрастает, но при дальнейшем удалении от берега начинает убывать, особенно значительно в юго-западном направлении. Таким образом, погрубение осадка, вызванное эоловым вносом, сказывается не непосредственно у берега, а на некотором расстоянии от него, после полосы более тонких осадков.

Незначительность воздействия пустынных зон на гранулометрию морских гумидных отложений и механическую седиментацию вообще очевидна.

### III. ОСОБЕННОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИИ ГУМИДНЫХ ОСАДКОВ НА ПЛОЩАДЯХ АКТИВНОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Наряду с тектонически малоподвижными участками, с которыми мы до сих пор имели дело, в пределах гумидных зон всегда присутствуют крупные регионы, тектонически весьма активные. Геоморфологически они отличаются от первых резко расчлененным горным рельефом водосборных площадей и котловинным характером конечных водоемов стока, для которых типично сочетание обычно узкой и более круто поставленной шельфовой площадки, с весьма крутым континентальным склоном и плоским дном в центральной части водоема; нередко, впрочем, бассейн представляет серию котловин, разделенных подводными или надводными поднятиями. Эти геоморфологические особенности тектонически подвижных территорий обуславливают ряд характерных особенностей протекающей на них гранулометрической сортировки кластического материала.

#### 1. Новые черты в гранулометрической сортировке материала на тектонически активных участках гумидных зон

Возрастающее расчленение рельефа сказывается уже на самых начальных этапах — на склоновых отложениях.

С увеличением высоты возвышенностей и крутизны их склонов процессы площадного смыва выветрелого материала усиливаются. Это отражается в возрастании мощности и общем погрубении делювия гористых участков. Если на нижних частях склонов равнинных холмов мощность делювия измеряется обычно метрами, редко 10—15 м, то в областях более

расчлененных мощности достигают уже десятков метров. Суглинистые разности делювия здесь локализованы уже на значительном удалении от горной цепи, измеряемом многими километрами, и характеризуют самое подножие высот, где уклон рельефа ничтожный. Выше по склону, где уклоны больше, залегают щебенчатые разности делювия, которые становятся все более грубозернистыми по мере того, как поднимаются вверх по горе. В формировании этих грубощебенчатых разностей принимают участие уже не только процессы смыва материала водными потоками — дождевыми и от тающего снега, но и явления осыпания разрыхленного щебенчатого материала под влиянием силы тяжести, когда сильные ветровые удары или толчки землетрясений приводят их в движение. Чем выше по склону и чем более крутым становится он, тем большую роль в возникновении склоновых отложений приобретает осыпание грубых частиц, и, наконец, у подножия очень крутых скал осыпи полностью вытесняют собою собственно делювиальные отложения. Делювий вверх по склону вытесняется новым генетическим типом отложений — осыпями, в формировании которых решающую роль играет уже не вода, как транспортирующий и отлагающий фактор, а гравитационные силы. Поскольку последние действуют эффективно лишь на крупные камни, естественно, что осыпи слагаются сплошь грубыми остроугольными обломками типа валунов и очень крупной щебенки. Но в пустоты между щебенкой, водой и ветром может заноситься и более тонкий гравийный и галечный материал и даже песок, правда, в незначительных количествах.

При достаточно выраженном горном рельефе в составе околоторных отложений обособляется еще и другой генетический тип — *пролювиальные осадки или пролювий*. Он впервые был выделен А. В. Павловым в 1903 г. в Средней Азии, но имеет широкое распространение и среди подгорных отложений более сухих частей гумидных поясов. Образование пролювия связано с деятельностью временных потоков, возникающих при дождях и таянии снегов. Дело в том, что на общем склоне горы всегда существуют слабо выраженные ложбины, в которые при дождях стекают струйки с окружающих мягких же водоразделов между ними. В результате возникает временный поток воды, горный ручей, быстро сбегаящий вниз и увлекающий много тонкого и грубого материала, перемещаемого частью во взвешенном состоянии, частью волочением по дну. Спустившись с крутого склона на предгорную равнину, временный поток веером растекается по ней, разбиваясь на ряд русел. При этом несомый материал остается на равнине, образуя характерный конус выноса, сложенный плохо сортированным или почти не сортированным материалом; вблизи гор он более грубозернист, с удалением становится все более тонким, вплоть до превращения в суглинок. Вдоль подножия горы один конус выноса сменяется другим, иногда они вплитык подходят один к другому, а в целом образуют характерный подгорно-веерный пояс, как назвал В. И. Попов зону пролювиальных отложений. Рано или поздно вдоль ложбинки, по которой сбегает временные потоки, возникает ясно обозначенное щельобразное русло, вдоль которого потоки и спускаются на предгорную равнину. Существа пролювиального процесса это не меняет.

Не менее значительные изменения претерпевают аллювиальные отложения рек горных областей.

Горные реки отличаются от равнинных значительно большими скоростями течения и более сложной гидродинамической структурой потока, представляющего систему прихотливых завихрений и водоворотов, быстро меняющихся на площади и во времени. Русла их менее глубоки, долины узки, паводки бурные, кратковременные и менее высокие.

В соответствии с этим по мере приобретения реками характера горных рек, они все больше становятся транзитными артериями, задерживая

в пределах своих долин все меньше обломочного материала. Мощности горного аллювия в целом уменьшаются; пойменные отложения при этом редуцируются почти нацело. Обломочный материал аллювиальных отложений становится все более грубозернистым, сортировка материала ухудшается. В целом осадки становятся менее сортированными, чем в реках равнинных, что следует приписать, вероятно, гораздо меньшей длине горных рек сравнительно с равнинными. Отдельные типы речных отложений (стречневые, косовые и др.) быстро сменяют друг друга; различия между ними значительно ослабевают, как бы стираются.

Весьма разнообразные новые черты появляются в седиментации тех котловинных водоемов, которые располагаются среди сильно расчлененных горных водосборов. Примером их могут служить современные окраинные моря вдоль восточного побережья Азии, начиная от Берингова и Охотского на севере до морей Малайского архипелага на юге; Черное и Средиземное моря, бассейны Антильского архипелага; среди водоемов прежних эпох к этой группе относятся моря геосинклинальных зон в стадии развития нормального геосинклинального режима.

Одним из признаков котловинных морских бассейнов является резко суженная и значительно наклоненная шельфовая площадка. Ширина шельфа измеряется нередко 1—2 км, а наклон 1—2°. Такая шельфовая площадка нередко впритык подступает к гористому берегу. Это влечет за собой появление на ней в непосредственном соседстве с береговой линией грубозернистых галечниковых накоплений. Образование их обязано совокупному действию нескольких процессов. У крутых берегов обычно возникает очень сильный прибой волн, подтачивающий утесы; при ослаблении опоры внизу с поверхности утесов срываются пластины горных пород, которые при падении дробятся на множество крупных и мелких глыб, превращаемых затем длительной работой волн в более или менее крупную окатанную гальку. Короткие горные быстрые реки выбрасывают на шельф много крупного материала, который частью сохраняется в виде конусов выноса, частью растаскивается волнениями вдоль берегов, входя в состав прибрежного галечного пояса. Наконец, крупные ливни, порождающие селевые потоки, а также и толчки землетрясений, сбрасывают с гор в море много грубых обломков, питающих тот же галечный пояс. Последний является типичной особенностью именно гористого побережья и быстро сходit на нет, как только гористые берега уступают место пологим и низким.

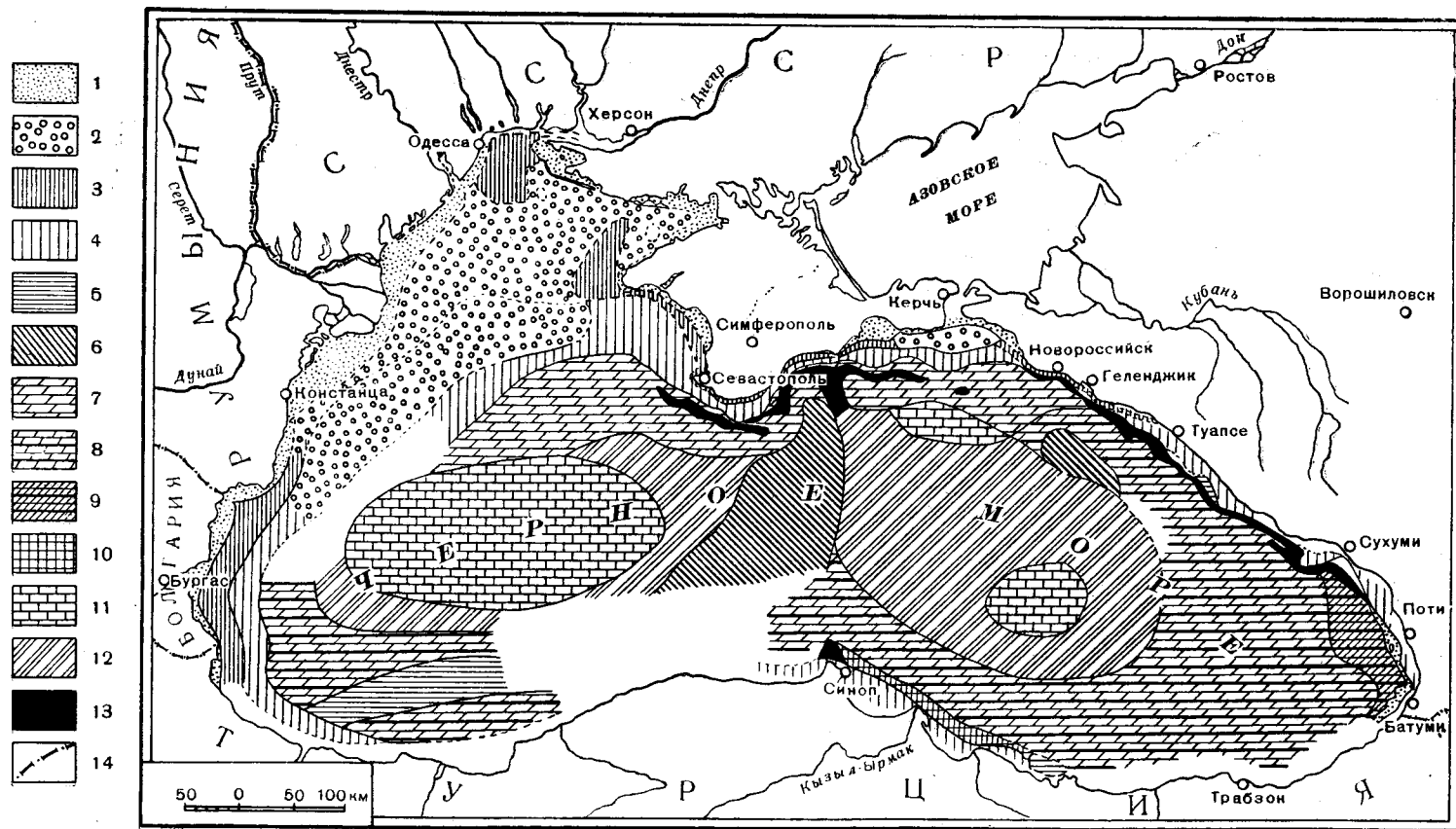
В более глубоких и далеких от берега частях узкой и наклонной шельфовой зоны обломочный материал осадков, как и в морях с плоским дном и широким шельфом, постепенно утоняется. Но при этом нижние границы всех гранулометрических типов осадков — песков, грубых алевритов, мелкоалевритовых илов — спускаются на заметно большие глубины сравнительно с тем, что наблюдается в морях с плоским дном и широким шельфом. К сожалению, детальных материалов по этому вопросу пока мало. Но те ограниченные наблюдения, какие можно было сделать по этому вопросу на котловинных Черном, Японском и Охотском морях вместе с северо-западной частью Тихого океана совершенно определенно указывают на «поглубление» песчаных и алевритовых осадков. Два обстоятельства его вызывают. Гидродинамически наиболее активный верхний слой водной массы способен сам по себе занести грубые фракции осадка на некоторое определенное расстояние от берега в открытую часть бассейна. При полого падающем шельфе это будет отвечать малой глубине дна; при более крутом уклоне шельфовой площадки — гораздо большей глубине. С другой стороны, упавшие на дно частицы некоторое время продолжают перемещаться вниз по уклону волочением. Чем сильнее уклон, тем меньшая нужна сила, чтобы тащить их по дну; поэтому при одной и той же средней силе волнения крупнозернистый материал на круто наклонном дне

спускается до значительно больших глубин сравнительно с областями дна малого уклона.

Характерной особенностью котловинных бассейнов является также то обстоятельство, что в области континентального склона от шельфа к глубоководному дну очень часто и на больших площадях современные осадки полностью отсутствуют или же сохраняются разрозненными лоскутами. В Черном море (фиг. 15) полоса отсутствия современных осадков на континентальном склоне прихотливой лентой опоясывает Крым и многие участки Кавказского побережья (Архангельский и Страхов, 1938). Полосы выходов древних пород найдены в Японском море в некоторых местах морей Малайского архипелага (Neeb, 1943; Kueneb, 1950); они прослеживаются в очень многих местах склонов глубоких океанических впадин (Курило-Камчатской и др.). Это своеобразное явление вызвано действием двух процессов. Котловинным водоемам, как указывалось выше, свойственна сейсмичность. При подземных ударах большой силы пластичные полужидкие осадки, осевшие на крутых склонах, естественно, не удерживаются и в большей или меньшей степени сползают вниз, на одних участках дна оголяя древние породы, на других — накапливаясь в виде перемятых слоев, брекчий и т. д. Формирующаяся глубоководная котловина, содрогаясь при отдельных подвижках, как бы стряхивает со своих крутых бортов оседающий тонкозернистый материал. Вместе с тем при очень крутых наклонках, превышающих угол естественного откоса тонкозернистых осадков, тонкий материал даже без воздействия толчков землетрясений, так сказать автоматически, соскальзывает вниз, оголяя дно континентального склона и накапливаясь лоскутами на более пологих его участках. Это обстоятельство имеет, по-видимому, основное значение для оз. Байкал. Таким образом, чем ярче оформляется морфология котловинного бассейна, чем резче выявляется ее крутой континентальный склон, тем сильнее освобождается он от непрерывного плаща современных осадков.

На площади плоского глубокого дна котловинных бассейнов также замечаются некоторые особенности гранулометрии, не свойственные бассейнам плоского типа. Они заключаются в наличии прослоев так называемых глубоководных песков и алевроитов, особенно многочисленных в Черном море, на некоторых участках Атлантического океана и в оз. Байкал.

В заключение добавим, что средняя скорость седиментации в котловинных водоемах среди гористых, тектонически активных, участков резко увеличена против той, что наблюдается *в плоских бассейнах среди равнинного рельефа*. Это вытекает из сопоставления мощностей разновозрастных отложений, возникших в платформенных (плоскодонных) и геосинклинальных (котловинных) морях; вторые обычно в 2—3 раза и больше превосходят первые. Исключения редки и относятся к краевым частям геосинклинальных зон, которые по тектоническому режиму (и, стало быть, характеру рельефа) нередко ведут себя не как геосинклинальные, а как платформенные участки (Б<sub>2-3</sub> на западном склоне Урала). Значительное ускорение седиментационного процесса в котловинных водоемах есть неизбежное следствие более резкого рельефа их водосборных площадей и, стало быть, усиленной механической денудации. Эта особенность котловинных водоемов приводит к *пониженной сортировке песчано-алевритово-глинистых осадков сравнительно с тем, что обычно наблюдается у одноименных отложений бассейнов плоских с замедленной седиментацией*. Мы уже указывали выше на эту характерную черту при характеристике гранулометрической сортировки областей пассивного тектонического режима. В регионах активного режима она выступает особенно сильно.

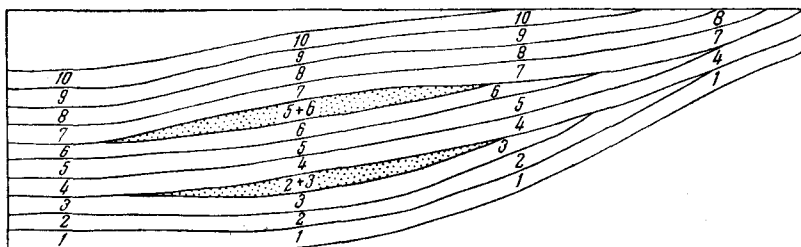


Фиг. 15. Схема распространения современных осадков в Черном море.

1 — пески; 2 — ракушники; 3 — медиевый ил; 4 — фаеволиновый ил; 5 — серая глубоководная глина; 6 — серая глина с прослоями известкового ила; 7 — переходный ил; 8 — переходный ил с прослоями серой глины (к южному побережью число их возрастает); 9 — переходный ил с прослоями серой глины и песка; 10 — переходный ил с частыми прослоями серой глины; 11 — известковый ил; 12 — известковый ил с прослоями серой глины; 13 — области отсутствия современных осадков; 14 — государственные границы.

## 2. Подводные оползания осадков, обвалы береговых пород и порождаемые ими вторичные седиментационные признаки

Как было указано только что, в котловинных водоемах тектонически активных областей нередко возникают подводные оползания и обвалы береговых пород, что нарушает первичные седиментационные признаки осадка и ведет к возникновению характерных вторичных седиментационных же особенностей. Так как эти явления представляют большой интерес для познания процессов механической седиментации, остановимся несколько подробнее на их характеристике.



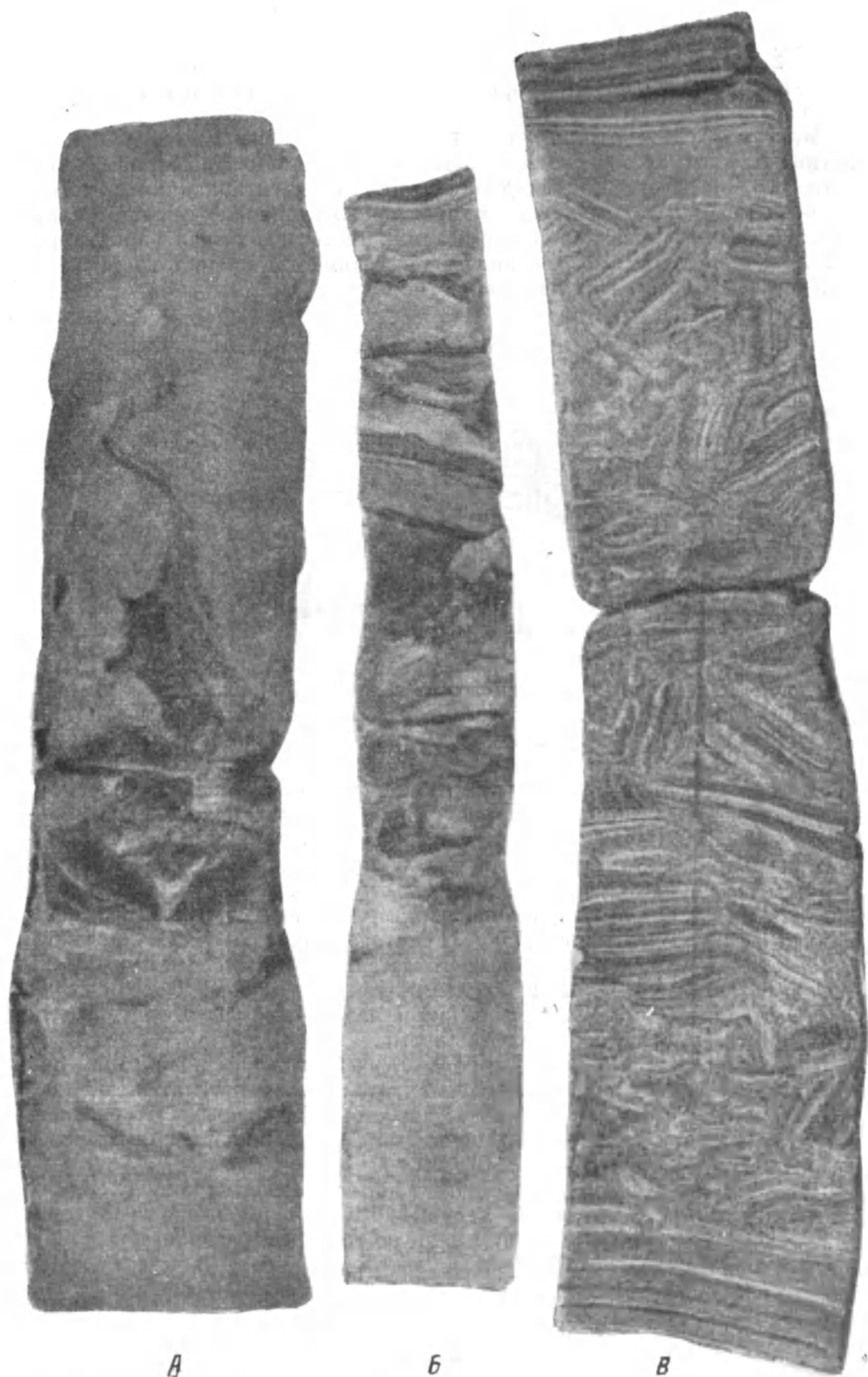
Фиг. 16. Изменения полноты разреза осадков в результате подводных оползаний (по А. Гейму).

Сущность подводных оползаний осадка, как они впервые были описаны А. Геймом еще в 1908 г., заключается в том, что илстые отложения при некотором уклоне поверхности дна под влиянием толчков землетрясений срываются со своего основания и скатываются вниз по склону. При этих движениях они претерпевают сложные дислокации, сминаясь в складки, раздробляясь на куски и иногда перетираясь в почти однородную неслоистую массу, в которой лишь местами сохраняются обрывки первоначального осадка. В результате в области возникновения оползней осадки могут быть вовсе уничтожены на некоторую глубину, и число слоев, сформированных за определенный промежуток времени, окажется меньше нормального (фиг. 16). Этот случай А. Гейм обозначает как *Unterschichtung*. В области же отложения оползающего материала число слоев и мощность осадка оказываются большими, чем в норме; это — зона *Überschichtung*; здесь, между прочим, может наблюдаться налегание более древних слоев, оползших сверху, на слои более молодые.

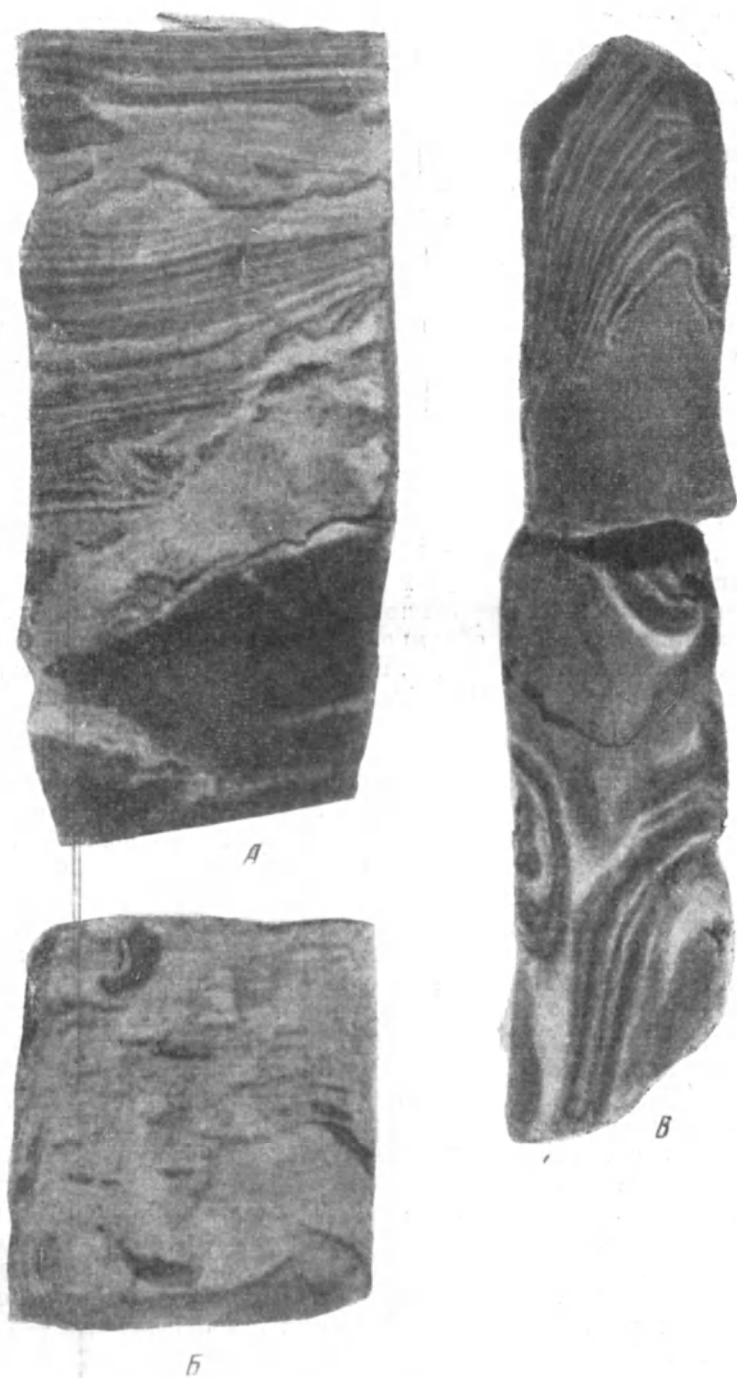
В настоящее время описано много случаев подводных оползаний как в современных, так и в древних водоемах, что позволяет считать возникающие при этом деформации осадка достаточно изученными. Характеристику их начнем с оползаний в Черном море, подробно описанных в свое время А. Д. Архангельским (1930).

Наиболее часто верхняя часть колонки, состоящая из тонкослоистого глинисто-известкового ила, не нарушена, и слои здесь залегают горизонтально. Перебитый, дислоцированный горизонт располагается либо в нижней части слоя глинисто-известкового ила, либо, что бывает особенно часто, в подстилающей его древнечерноморской микрослоистой глине, или в черном иле; часто древнечерноморский ил целиком дислоцирован и от него сохраняются только следы в виде обрывков; наконец, нередко дислокации захватывают и верхние части подстилающих новоевксинских глин (фиг. 17, 18).

В простейшем случае осадок в нарушенном горизонте сдавлен в мелкие и сложные складки. При более сильной дислокации он раздробляется



Фиг. 17. Оползневые дислокации в черноморских осадках (по А. Д. Архангельскому).  
 А — угловатые и эллипсоидальные куски черного и глинисто-известкового ила, вдавленные в ново-  
 евксинскую глину (ст. 313).  
 Б — брекчия из угловатых и обтертых галькоподобных кусков черного ила, глинисто-известкового  
 ила, микрослоистой глины; в нижней части — серая новоевксинская глина (ст. 311).  
 В — брекчия из кусков глинисто-известкового ила между двумя ненарушенными слоями того же  
 ила (ст. 313).



Фиг. 18. Дислокации в микрослоистой и серой глине (по А. Д. Архангельскому, 1929).  
 А — дислокации в слое микрослоистой глины. Б — перетертая серая глина с кусочками черного  
 ила (ст. 501, слой 13).

В — дислокация серой глины с известковыми прожилками и песком.



на неправильные, острореберные куски, располагающиеся под самыми разнообразными углами к их первоначальному положению, что прекрасно видно по направлению слоистости. Нередко слои в пределах кусков также оказываются сдавленными в сложные мелкие складки. Имеются колонки, в строении нарушенного горизонта которых принимают участие осадки нескольких стратиграфических горизонтов; оползневая брекчия состоит при этом либо из еще различных кусков современных, древнемидиевых и новоевксинских илов, либо же из неслойстой основной глинистой массы, в которую вкраплены те же куски; они лежат при этом очень часто горизонтально, но изредка встречаются и кусочки, расположенные наклонно или изогнутые, что помогает выяснять оползневую текстуру осадка. Крайний случай очень резких нарушений первичного осадка демонстрируют колонки, в которых дислоцированный горизонт оказывается совершенно перетертым; серую глину, его слагающую, иногда очень трудно бывает отличить от неслойстых разностей нормальных новоевксинских глин. На перетертость слоя указывают лишь очень мелкие кусочки сохранившего нормальную слоистость ила, разбросанные изредка кое-где в глине, да порою своеобразная сложная струйчатость последней.

Форма кусков ила в нарушенных слоях разнообразна. В одних случаях они имеют совершенно острые, несглаженные ребра и углы; в других это эллипсоидальные тела, ничем по форме не отличающиеся от галек; часто, наконец, куски имеют клиновидную или яйцевидную форму. Образование эллипсоидальных обломков не удивительно, так как при трении куски насыщенных водою глин вообще очень легко окатываются, округляются; это хорошо видно, когда приходится кипятить или продолжительно взбалтывать в воде куски глинистых осадков или глин.

Плоскость срыва и скольжения в черноморских отложениях проходит в большинстве случаев в нижних их горизонтах, в черном иле или в особенно богатых органическим веществом частях микрослойистой глины. Эти сапропелевые слои в силу своей маслоподобной консистенции являются плоскостью наименьшего сопротивления, а при начавшемся движении играют роль смазочного материала, облегчающего скольжение. Верхняя граница дислоцированных слоев часто является очень резкой и дислоцированный горизонт кажется срезанным механически. Это естественно, ибо массы насыщенного водою пластичного ила после прекращения движения оползших масс быстро растекаются и их верхняя поверхность неизбежно выравнивается. Что касается мощности горизонтов оползневых брекчий, то в колонках черноморских илов она варьирует от 2,0 до 100 см. В несколько более уплотненных эвксинских слоях на площадях развития оползаний развиваются трещины, поставленные косо, под углом к оси колонки, причем в одних случаях они имеют ничтожную толщину, в других же вполне осязаемую до 0,5 см и выше. Трещины выполнены крошкой самих новоевксинских осадков, а также битой ракушкой. Обычно в эту заполняющую массу проникло большее или меньшее количество гидротроилита, почему на свежих и влажных колонках трещины ясно обозначаются черными полосками, на высохших же и окисленных — ржаво-бурыми зонами.

Локализация оползаний в пределах Черного моря весьма характерна. В пределах шельфовой площадки никаких нарушений правильности наслоения осадков обычно не наблюдается. Очевидно, наклон поверхности на этих участках дна слишком мал для того, чтобы илистые массы могли приходить в движение даже при толчках землетрясений. Единственный пункт, в котором в мелководных отложениях были встречены следы оползневых нарушений, находится близ Кавказского побережья, на половине

расстояния между Поти и Батуми, на глубине 100 м; здесь раздроблен в куски трепеловидный прослой в древнечерноморском горизонте. Какими местными особенностями обусловлены эти нарушения — осталось не выясненным; возможно, что указанная точка лежит на каком-либо местном уступе.

С переходом в область континентального склона, отличающегося в Черном море крутизною, следы оползаний делаются весьма многочисленными и разнообразными. Всюду, где имелось достаточное число станций, констатирована то узкая, едва намечающаяся, то широкая лента отсутствия современных осадков и выход на поверхность более древних горизонтов, обычно новоевксинских. Вблизи же полосы отсутствия вниз по склону повсеместно были встречены разрезы с горизонтами оползневых брекчий. Особенно подробно был изучен с этой точки зрения континентальный уступ у южного берега Крыма. Оказалось, что в районе между меридианами мыса Херсонеса и мыса Меганомы, отличающегося особой крутизною склона, из 100 имевшихся на склоне колонок 79 показывают те или иные следы нарушений первоначального напластования; в районе восточнее Меганомы, где крутизна континентального склона убывает, процент колонок с нарушенным залеганием также становится меньшим (50%).

С переходом в область ровного дна центральной части Черноморской впадины следы оползаний делаются весьма редкими. В западной расширенной части моря оползания отсутствуют в пределах площади, ограниченной изобатой 2000 м или встречаются только по ее окраинам. До указанной глубины они имеются в юго-восточном углу моря, где дно между изобатами 1500 и 2000 м имеет чрезвычайно малый уклон. В средней суженной части моря, западнее меридиана мысов Меганомы и Синопа, оползневые дислокации распространены, по-видимому, больше, чем на 100 км от берега, на пологом дне, вплоть до наибольших глубин моря.

Из сказанного явствует, что в образовании подводных оползаний, кроме толчков землетрясений, важнейшую роль играет степень уклона поверхности дна. По наблюдениям А. Гейма, на Цюрихском озере обширные оползания развиваются при наклоне дна в  $20^{\circ}30'$ . В Черном же море, по наблюдениям А. Д. Архангельского (1930), следы оползаний к югу от Керченского полуострова проявляются при общем наклоне поверхности всего в  $50' - 1^{\circ}30'$ . «Конечно, — добавляет А. Д. Архангельский, — всегда можно думать, что на фоне этого общего слабого наклона имеются еще более резкие, вторичные, не охватываемые редкими промерами неровности и что оползания приурочены именно к ним» (стр. 129).

В формациях геологического прошлого вторичные смещения осадков при толчках землетрясений широко развиты практически во всех геосинклиналях мира, причем особенно характерны для стадии их замыкания и складкообразования, т. е. для эпох несомненно сильно сейсмических. У нас в СССР множество примеров подводных оползаний установлено в мезо-кайнозойских отложениях Кавказа, в палеозое Урала и Сибири. При этом самая форма смещений масс и возникших при этом деформаций близка к напоминающей то, что наблюдается в современных водоемах.

Оползания выражаются в присутствии между двумя совершенно спокойно залегающими слоями прослоя или пласта, претерпевшего более или менее значительные нарушения. При слабых смещениях смятие выражается образованием просто построенных складочек с амплитудой в несколько сантиметров и более. При более сильном нарушении возникают наклонные и сложно смятые, а также тончайшие лежащие складочки, обращенные в сторону движения оползня. В иных случаях порода сильно перемята, и внутри нее наблюдаются «колобкообразные» образования или комья. Породы, участвующие в смятиях, весьма разнообразны. По

данным И. А. Конюхова (1951), в продуктивной толще Апшеровского полуострова смятиями чаще всего затрагиваются пласты, сложенные песчано-алевритовым материалом, значительно реже — карбонатным. Глины даже в тех случаях, когда они непосредственно подстилают или перекрывают слои с внутрипластовыми деформациями, как правило, сохраняют нормальный характер напластований и не обнаруживают сколько-нибудь заметных следов смятия. То же наблюдается, по данным И. М. Белостоцкого, в нижнем палеозое Кореи и в девоне Алтая, а по данным Н. Б. Васильевича (1949), — в миоцене Дагестана. Но А. А. Иванов (1931) описал из артинских отложений Приуралья случай резкого смятия именно глинистого пласта среди более песчанистых пород. «В глине заключены отдельные куски плотного желтовато-серого известняка и песчаники, представляющие, по-видимому, обломки или части тонких прослоек, разбитых в результате деформации слоя глины» (стр. 85). Мощность деформированных слоев весьма различна: от 1—2 см до 4,5 м и выше. По простиранию они могут тянуться от немногих метров и десятков их до многих километров. По-видимому, наблюдаются все постепенные переходы от едва начавшегося оплывания тончайшей пленки осадка (фиг. 19) до соскальзывания вниз по склону огромных по площади и по мощности пластин еще слабо уплотненного осадка.

Существенно иной тип явлений имел место в прибрежной зоне морей, отличавшихся крутым побережьем, когда берега слагались полужатвердевшими глинисто-карбонатными породами, а наклонная шельфовая площадка была узка, крута и переходила в еще более крутой континентальный склон.

При сильных толчках землетрясений от береговых откосов отрывался и скатывался в море град мелких и крупных обломков, обладавших огромной кинетической энергией; попадая на наклонный шельф, они быстро скользили по нему, достигали континентального склона и здесь по сильно обводненным податливым тонкозернистым илам продолжали двигаться дальше, иногда на очень большое расстояние от берега, сминая и раздробляя илистые осадки. В результате возникали своеобразные комплексы, получившие название *горизонтов с включениями*.

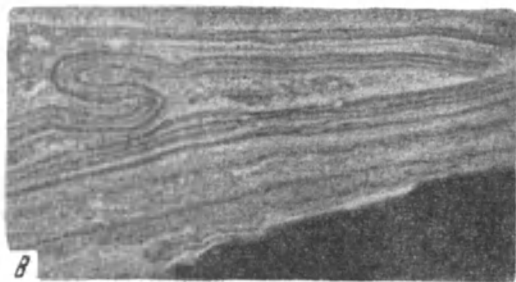
Облик их везде довольно однообразен. В основной массе деформированного слоя включены в беспорядке округлые глыбы и куски пород, *всегда более древних по сравнению с вмещающей породой*. Размеры глыб варьируют от нескольких десятков сантиметров по длине до многих десятков метров и более. От обычного конгломерата эти образования отличаются тем, что включенные глыбы имеют не окатанную форму, а только сглаженную, притертую, как бы отполированную поверхность. Вмещающие их более мелкозернистые породы втиснуты между глыбами и часто обладают флюидалной текстурой, либо сложно перемяты; порою возникает концентрическая слоистость вокруг глыб. Мощность горизонтов со включениями варьирует от немногих метров до многих десятков их, местами даже сотен (?). Располагаются они обычно более или менее крупными линзами протяжением от нескольких десятков метров до нескольких километров. Объем сползших в них глыб часто составляет десятки и сотни тысяч кубических метров. Добавим, что горизонты со включениями обычно тесно ассоциируются с подводнооползневыми слоями вышеописанного типа, с нептуническими дайками, иногда с *graded bedding*. Такого рода сложно построенные горизонты многочисленны в нижнемеловых, олигоценовых и миоценовых отложениях Кавказа, в Крыму, в диком флише Швейцарских Альп, в аргиллитовой свите Апеннин, в третичных породах Тринидада и во многих других местах. *Отличительную черту «горизонтов со включениями» составляет принадлежность их к эпохам начинающегося или уже достаточно развившегося складкообразования, т. е. к эпохам*



4



5



6

Фиг. 19. Текстуры оползших слоев в древних отложениях.

А — оплывание песчано-алевритового осадка — начало соскальзывания (по Петтиджону).  
 Б — текстуры оползания в прибрежно-морских песчано-алевритовых осадках  $S_2$  Донбасса — более поздняя стадия.  
 В — то же — в карбонатных осадках ( $P$  Урала).

интенсивной тектонической жизни, несомненно отличавшимся обилием землетрясений. Именно это обстоятельство и позволяет генетически связывать обвалы и оползания береговых пород с быстрыми и очень интенсивными сейсмическими толчками.

### 3. Переотмучивание осадка при моретрясениях

Воздействие моретрясений на осадки водоемов сказывалось, однако, не только в оползаниях дна и в береговых обвалах, но и в интенсивном переотмучивании осадка и в возникновении так называемой асимметричной слоистости (graded bedding).

Одно из первых описаний этого процесса было сделано А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938) в осадках Черного моря.

«На целом ряде глубоководных станций,— пишут эти авторы,— были встречены пески, представляющие довольно большое разнообразие как по толщине образуемых ими среди других отложений прослоев, так и по механическому и минеральному составу.

По толщине песчаные прослойки варьируют от тончайших, в десятки доли миллиметра, до крупных — в 10—12 см мощностью. В последнем случае внутри слоя можно различить части, отличающиеся друг от друга крупностью зерна, количеством дрюита или слоистостью.

Большинство прослоев представлено тончайшими пылевидными или мучнистыми разностями, обычно хорошо слоистыми и содержащими в качестве примеси некоторое количество дрюита. Встречаются, однако, и разности среднезернистые, также с примесью дрюита; содержание  $\text{CaCO}_3$  в них доходит до 14,6%.

Нижеследующие механические анализы нерастворимого (в 5% HCl) остатка песков дают представление о колебаниях состава их терригенной части (табл. 6).

Таблица 6

Гранулометрический состав нерастворимого  
остатка глубоководных песков Черного моря  
(в %)

| Станции | Фракции, мм |           |           |       |
|---------|-------------|-----------|-----------|-------|
|         | >0,25       | 0,25—0,05 | 0,05—0,01 | <0,01 |
| 498     | 0,80        | 7,50      | 63,49     | 28,21 |
| 516     | 0,77        | 35,33     | 47,88     | 15,57 |

«Форма зерен минералов в большинстве случаев угловатая, но нередко встречаются и обтертые песчинки.

В характере сочетания глубоководных песков с остальными типами отложений наблюдается известная правильность. Подошвой песчаного слоя может являться любой из типов глубоководных отложений, от серой глины до известкового ила включительно, и никаких характерных комбинаций здесь подметить нельзя. Наоборот, если мы обратимся к кровле, то здесь сразу же бросается в глаза, что наиболее часто кровлей служит серая глина; в единичных, исключительных случаях песок покрывается переходным илом, но известкового ила в кровле песчаных прослоев мы не наблюдали ни разу. Если вспомним, что в строении серой глины терригенные частицы играют большую роль, нежели в остальных типах глубоководных отложений, то сочетание ее с песками станет понятным;

в смене песков серой глиной как будто проявляются обычные законы отмывания песчано-глинистого материала после взбалтывания его в сосуде: сначала отличается песчаный, а затем глинистый материал...

«Изучение большого числа образцов осадков континентальной террасы (шельфа.— *Н. С.*) и континентальной ступени вдоль северного побережья моря приводит к заключению, что песчаные прослои, встречающиеся в глубоководных отложениях, не продолжают в прибрежную область. Таких прослоев нет ни в мидиевом и фазеолиновом илах, ни в примыкающих к последнему частях полосы переходного глинисто-известкового ила, и они появляются лишь тогда, когда мы уходим на юг от северной окраины глубоководной области.

«К югу от Керченского полуострова песчаные прослойки распространены значительно меньше, нежели в более западных участках дна. Что касается средней полосы моря, то в западной и восточной третях ее, где развит один известковый ил, пески или вовсе отсутствуют или встречаются очень редко. В средней трети ее (отвечающей горной части Крыма и выступу малоазиатского берега.— *Н. С.*) они, наоборот, представляют обычное явление и достигают иногда 10 см мощности; на ст. 500 и 499, доставивших сильно дислоцированные образцы, пески становятся грубыми». «Наконец, в полосе дна, прилегающей к южному малоазиатскому берегу, прослойки песка становятся очень частыми» (Архангельский и Страхов, 1938, стр. 84—88).

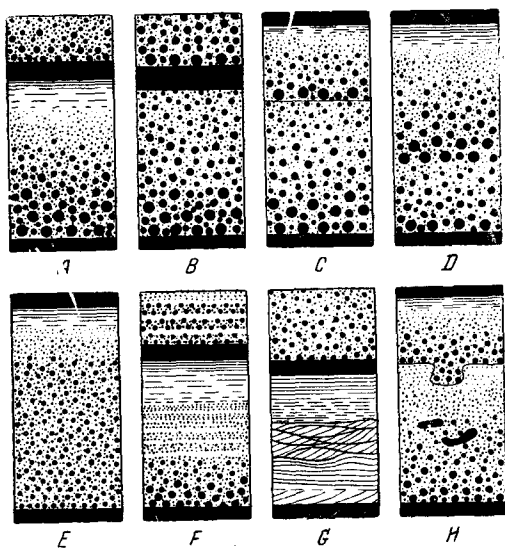
Позже, в 1940 г., аналогичного типа асимметричная слоистость была установлена в северной части Атлантического океана в образцах, собранных Пиго на пересечении от Ньюфаундленда к о. Исландии (Брамлетт и Бредли, 1940). Но широкое распределение *graded bedding* в глубоководных отложениях Атлантического океана было выявлено лишь за последнее десятилетие работами специальной лаборатории в Ламонте (США).

Морфологически *graded bedding* проявляется здесь так же, как в глубоководных черноморских осадках. На ровной поверхности глобигеринового ила или глубоководной красной глины с размерами частиц около 1  $\mu$  с резким контактом налегает алевроитовый или песчаный слой, содержащий много зерен крупнее 1 мм диаметром. Зернистость в таком слое, хотя и не всегда, убывает кверху. Кроющим горизонтом обычно оказывается серый ил, избыточно обогащенный  $\text{CaCO}_3$  против обычных его содержаний в такого рода осадке.

Нижний контакт слоя очень четкий; верхняя граница расплывчата, что часто связано с разрушением осадка роющими организмами.

«Мелководное происхождение по крайней мере части более грубого материала, слагающего эти слои,— пишут Д. В. Эриксон, М. Юинг, Б. Хизен и Г. Воллин,— нередко доказывается присутствием определенных видов фораминифер и обломков известковых водорослей или других растительных обломков. В некоторых слоях встречаются скопления грубых растительных остатков мощностью в несколько сантиметров. Эти скопления обычно ассоциируются с алевроитами или тонкими песками; отдельные частицы могут достигать нескольких миллиметров в диаметре. В других слоях органическое вещество присутствует, но лишь в виде темно-серого или почти черного пигмента в крупной фракции люти́та (пелита.— *Н. С.*)... Связанное с этими органогенными осадками количество извести, содержащейся в люти́товой фракции слоев с градационной текстурой, велико по сравнению с ассоциирующим абиссальным осадком. Это особенно верно в отношении четко отграниченных слоев серого люти́та, часто находящего в колонках из абиссальных глубин Северной Атлантики. В этом люти́те грубые фракции либо совсем отсутствуют, либо представлены простой тонкой пленкой алевроита в основании. Содержание извести вдвое или втрое выше, чем в переслаивающейся красной глине.

«Общая особенность всех этих слоев, сложенных как песком, так и очень тонким осадком, противоречит физическим, химическим и биологическим условиям их нахождения. Это поистине перемещенные осадки. Обычно часть материала, а иногда почти весь материал целиком, имеет мелководное происхождение. Однако необходимо подчеркнуть, что в большинстве случаев хорошая сортировка, тонкая слоистость и уменьшение зернистости снизу вверх явно отличают их от типичных мелководных морских отложений» (Земная кора, стр. 230).



Фиг. 20. Типы graded bedding — асимметричной слоистости (по Ф. Кюнелю).

Горизонты и целые толщи с graded bedding широко развиты также в древних отложениях. Строение серий с асимметричной слоистостью при этом значительно варьирует. Ф. Кюнелю выделены 8 их типов (фиг. 20). В идеальном случае (тип A) на ровную поверхность слоистого осадка налетает грубозернистый плохо сортированный песок, вверх сменяющийся все более тонким; выше залегают алевроитовый и пелитовый горизонты. В типе B состав серии сокращен: на грубозернистом песке сразу залегает горизонт пелитовый, за которым следует вторая пачка отложений с асимметричной слоистостью. В типе C разделяющий горизонт между двумя пачками с graded bedding почти исчез, а в типе D он исчезает и реально;

здесь мы имеем дело с двукратным повторением грубого материала внутри одного горизонта асимметричного наслоения. Тип E аналогичен типу A, но отличается отсутствием грубого материала. В типе F песчаная базальная серия уменьшена и показывает тонкое горизонтальное наслоение. В типе G грубый материал вовсе отсутствует, а тонкозернистая пачка показывает внизу слоистость течения, а сверху — слоистость ряби волнения. Наконец, в типе H в составе базальной пачки встречаются обрывки сланцев, залегающих в норме между слоями с graded bedding. К этой характеристике типов строения пачек с асимметричной слоистостью надобно добавить, что «мощность слоев очень различна — от миллиметров до немногих метров, но для каждого места разнообразие это довольно ограничено». Детальное изучение горизонтов с graded bedding показывает, что пачки «залегают более или менее линзовидно. Каждое более крупное обнажение имеет несколько выклинивающихся слоев. Но линзовидное залегание не носит кумулятивного характера; следующие за ним слои стремятся заровнять выклинивание, так что поверхности слоистости сквозь весьма мощную серию близки к параллельным». «В каждый данный момент везде откладывались зерна весьма разнообразного гранулометрического состава, но, несмотря на плохую сортировку каждого горизонта, существовала прекрасная сортировка снизу вверх средних диаметров зерен по мере увеличения мощности пласта». «Для песчаных слоев серий характерно отсутствие автохтонной бентонной фауны даже там, где ее много в промежуточных тонкозернистых осадках, что, вероятно, указывает на быстроту их отложения». В то же время, когда серии с

graded bedding подчинены заведомо глубоководным отложениям, в них встречается фауна явно мелководного характера, несущая нередко ясные следы переотложения и механической обработки.

На многих сериях бывает отчетливо видна однонаправленная слоистость течения, а в основании грубых слоев на поверхности тонкослоистых — борозды, созданные переносимым грубым материалом. При изучении ориентировки течения в различных частях разреза оказывается, что *«на широких площадях и в мощных сериях слоев направление потока оставалось постоянным»*. Наконец, «отсутствие следов действия приливов и симметричных знаков волновой ряби указывает на отложение в глубокой воде» (Кюннен, 1952).

По поводу генезиса пачек с graded bedding было высказано несколько принципиально разных концепций. Не входя здесь в детальный их разбор, укажем только, что наиболее вероятным путем образования асимметричной слоистости нам представляется переотмучивание уже отложенного осадка под воздействием тектонических толчков при моретрясениях.

В одних случаях землетрясение порождало огромные волны, пробежавшие в прибрежной зоне (*цунами*), затоплявшие берега и приводившие в движение огромные массы осадка; в других вызывало оползание тонких илистых и алевроитовых осадков с крутых частей континентального склона, что также сопровождалось взмучиванием отложений. В обоих случаях, особенно же во втором, несомненно возникали более или менее крупные и плотные мутные потоки, скользящие вниз по склону котловины. Постепенное выпадение из этих потоков вначале более крупных, а потом все более мелких частиц и порождало слои с graded bedding.

На такое происхождение глубоководных черноморских песков, вверх сменяемых глинами, было впервые указано А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым в 1938 г.; оно объясняет отсутствие связей этих песков с прибрежными отложениями. Позже (в 1940 г.) аналогичное истолкование было предложено Брамлеттом и Бредли для пачек с graded bedding в отложениях Атлантического океана на профиле от Ньюфаундленда до Исландии. Имеются, по-видимому, достоверные указания на существование такого именно мутного потока, вызванного землетрясением 1929 г. в окрестностях Большой Банки. Эта гипотеза дает единственное правдоподобное объяснение последовательных разрывов кабеля, которые происходили в течение 13 часов после землетрясения. Кюннен подсчитал гидравлическую мощность потока мутной воды, необходимую для обеспечения образования мощностей, и пришел к выводу, что слой сравнительно грубого осадка от 40 до 100 см должен был отложиться на морском дне на некотором расстоянии от районов разрывов кабеля. Впоследствии в этом районе были взяты две колонки. Каждая из них содержит в верхней части слой алевроита и тонкого песка с убывающей кверху зернистостью; мощность этого слоя составляет 70 и 130 см. Были предприняты попытки получить дополнительные колонки в этом районе, но либо ломались трубки для взятия колонок, либо осадок вываливался из трубки, оставляя следы песка в колонковой ловушке. Во всяком случае в районе землетрясения несомненно наличие грубозернистых отложений на большой глубине.<sup>1</sup>

Итак, при активном тектоническом режиме современных регионов имеет-  
ся ряд прямых путей к возникновению мутных потоков и к образованию  
под их влиянием пачек с асимметричной слоистостью в морских осадках.

При разборе механизма возникновения аналогичных пачек и серий в отложениях геологического прошлого решающее значение имеет тот факт, что отложения эти, как правило, связаны с геосинклинальными зонами, а в последних особенно характерны для эпох начала складкообразования. Классическим примером мощных серий со множеством пачек с



асимметричной слоистостью являются флишевые толщи геосинклиналей, как раз формировавшиеся в ранние моменты складкообразования. Продолжается образование пачек с *graded bedding* и в эпохи отложения морских толщ в передовых прогибах. Существенно отметить также, что с флишевыми сериями часто ассоциируются многочисленные следы подводных оползаний осадков и береговых обвалов. Нередко подводные оползания в миниатюре приурочиваются и к отдельным слоям пачек асимметричной слоистости. *Все эти признаки с достоверностью указывают на то, что образование и древних отложений с *graded bedding*, подобно аналогичным современным, происходило на фоне активной тектонической жизни областей седиментации.*

До сих пор еще в геологической литературе существует направление, связывающее появление слоев и толщ с асимметричной слоистостью с тектоническими осцилляциями (колебаниями) морского дна. При этом для создания флишевого ритма в 0,4—0,5 м сторонники этой концепции не задумываются то воздымать, то погружать площадь флишеобразования на многие сотни метров (до 700 м), укладывая эти «качания» в рамки немногих тысяч лет (2000—3000 лет). Не говоря уж об удивительно ничтожном седиментационном эффекте этих грандиозных и необычайно быстрых движений земной коры, выражающемся каждый раз в слое мощностью всего в 0,4—0,5 м, стоит подчеркнуть, что как раз этот самый осцилляционный механизм потерпел полное фиаско, когда с его помощью пытались истолковать современные или совсем недавние случаи образования отложений с *graded bedding* в Атлантическом океане и Черном море. *Эти отложения заведомо никакой связи с такого рода колебательными движениями земной коры не имеют. Естественно полагать, что и в древние геологические эпохи активный тектонический режим создавал осадочные толщи с *graded bedding* не путем частых крупномасштабных колебательных движений, а через посредство частых сейсмических толчков внутри котловинного моря с гористым континентом или островами.* Землетрясения время от времени вызывали то цунами, то оползания осадков; то и другое порождало мутные потоки, а последние — *graded bedding*, приуроченную к отложениям континентального склона и выклинивающуюся в направлении к берегу и в открытую часть моря. Известную роль могли играть также особенно сильные штормы, для деятельности которых принимаемая нами геоморфологическая ситуация, неизбежно вытекающая из активного тектонического режима, особенно благоприятна.

Из сказанного следует, хотя *graded bedding* возникает в осадках, вероятно, разными путями, все же наиболее благоприятные условия для ее образования создаются в регионах с активным тектоническим режимом, почему это сложение пород и следует рассматривать как один из характерных признаков седиментации при такого рода режиме.

#### IV. О ЗАВИСИМОСТИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОЙ СОРТИРОВКИ ОТ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ СРЕДЫ НА ПЛОЩАДИ ГУМИДНЫХ ЗОН

Итак, гранулометрическая сортировка осадков в пределах гумидных зон разнообразно отражает особенности физико-географической среды и, в частности, климатические условия и тектонический режим отдельных регионов.

*Специфическое влияние климата наиболее ярко сказывается на высоких широтах, вблизи ареала ледового седиментогенеза. Солифлюкционные процессы на площади водосборов, айсберги и льды берегового припая засоряют обычные аллювиальные и морские осадки грубым обломочным материалом и понижают их сортировку; особенно сильно воздействие на морские осадки айсбергового дрефта. Вблизи аридных поясов воздействие*

постепенной аридизации гумидного климата на гранулометрическую сортировку осадков выражено очень слабо.

*Тектонический режим, в отличие от климатического, оказывает влияние на механическое осадкообразование под всеми широтами гумидных поясов и всегда в одном и том же направлении.* При переходе от медленных, плавных тектонических движений к быстрым усиливается скорость денудации и аккумуляции обломочных частиц; увеличивается средняя размерность обломочного материала; появляются грубозернистые галечно-щебенчатые отложения; возникают специфические генетические типы накоплений — осыпи и пролювий; ухудшается сортировка всех типов обломочных осадков.

С включением быстрых толчкообразных движений земной коры типа землетрясений и моретрясений по крутым уступам краевых частей морских котловин начинаются подводные оползания осадков, а на гористых побережьях — огромные обвалы и осыпи, резко меняющие первичные седиментационные текстуры отложений и придающие им порою весьма экзотический и своеобразный вид. Появляются и получают широкое развитие пачки, горизонты и целые толщи с *graded bedding*, обязанные переотмучиванию осадка и действию мутьевых потоков. Это непосредственное воздействие тектонического режима дополняется еще косвенным его влиянием: в условиях гористого побережья и котловинных водоемов создается обстановка для усиленного действия штормов в качестве фактора возникновения мутных течений, соответственно чему *graded bedding* в морских отложениях приобретает широкое развитие.

*Нельзя не заметить, что хотя гранулометрическая сортировка зависит как от локальных изменений климатического режима, так и от тектонического режима, последний в пределах гумидных областей влияет на механическое осадкообразование сильнее, чем климат.* Отметим это обстоятельство пока как факт, не пытаясь выяснять его причины. Мы возвратимся к ним позже, после разбора других сторон гумидного седиментогенеза.

---

## Глава II

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ И ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНОГО ФАЦИАЛЬНОГО ТИПА

Так как обломочные зерна характеризуются помимо размеров и удельного веса еще определенным минералогическим составом, то в процессах гранулометрической сортировки осуществляется одновременно их разделение и по минералогическим признакам. Разбор относящихся сюда вопросов целесообразно начать с выяснения генетической природы частиц, слагающих песчано-алевритово-глинистые осадки и породы.

#### 1. Генетической природе частиц песчанс-алевритово-глинистых осадков и пород

Среди частиц разных размерностей, образующих эти отложения, легко распознаются три генетические группы.

Одну из них образуют зерна, представляющие собою обломки разнообразных пород: магматических, осадочных, метаморфических, либо обломки минералов, свойственных этим породам. Сама форма нахождения зерен в виде обломков *доказывает их кластогенное происхождение и принос в осадок уже в готовом виде*; при этом зерна не показывают уловимых изменений в ходе диагенеза и начинают претерпевать их уже в катагенезе. Эта генетическая группа наиболее сильно развита в галечных и песчаных осадках, слабее в алевритах и наиболее слабо в глинах.

Другую группу частиц образуют цельные раковины организмов и их обломки, а также неправильные колломорфные зерна глауконита, опала, сидерита, пирита. По совокупности данных — это зерна аутигенные, возникшие в самом бассейне, часто уже в осадках в стадии их диагенеза.

Существенно иной оказывается третья группа минеральных зерен, образующая весьма тонкодисперсную часть песчано-алевритово-глинистых осадков и пород, слабо представленная в песках, сильнее — в алевритах и наиболее обильно — в глинах.

Исследование под электронным микроскопом показывает, что тонкодисперсные частицы, слагающие глины, обычно имеют неправильно угловатые, клочковатые формы, часто образуют сгустки, но порою показывают и ясные следы кристаллографических форм: шестигранники у каолинита, удлиненные пластинки у гидрослюд, трубки у галлуазита, ленты у сепиолитов. Более сложная морфология тонкодисперсных (субколлоидальных и коллоидальных) частиц показывает, что в составе их, помимо

принесенного с берега готового материала, могут быть также и аутигенные минеральные новообразования, возникшие уже в диагенезе, т. е. что происхождение тонкодисперсных минералов может быть сложным, двойным.

В связи с этим естественно встает вопрос, что же является главным в генезисе глинистых компонентов осадков и пород—принос с берега в готовом виде или генерация их на месте, в бассейне, или, наконец, существенные минералогические преобразования принесенных с берега частиц в ходе диагенеза?

Ответ на эти вопросы можно получить, изучая прежде всего минералогию тонкодисперсных частиц в осадках современных водоемов разного физико-химического типа. Если новообразования в составе тонкодисперсной фракции или даже диагенетические преобразования ее играют крупную роль, тогда, очевидно, должна существовать ясная связь между типом бассейна и минералогическим составом тонкой фракции; если же такой связи нет, очевидно процессы новообразования или глубокого диагенетического преобразования тонкодисперсного материала играют роль совершенно второстепенную.

В табл. 7 представлен весь спектр щелочно-кислотных условий в бассейнах, начиная от почти нейтрального (по pH) в воде и кислого в илу оз. Байкал, до резко щелочных в воде и в илу водоемов углекислого и содового типа (озера Балхаш, Колтубан, М. Багадак и др.). Кроме того, в таблице фигурируют и совершенно пресные водоемы (озера Байкал, Иссык-Куль, Лебяжье, Аккуль и др.) и солоноватые (Балхаш, Аральское море) и нормально морские бассейны (Атлантический, Тихий океаны, моря Малайского архипелага) и, наконец, осолоненные лагуны и соленые озера до самых высоких степеней минерализации (Керлеутское). Это обстоятельство позволяет утверждать, что в настоящее время мы имеем данные по минералогическому составу тонкой фракции для водоемов во всем диапазоне колебаний их физико-химических особенностей и, стало быть, можем надеяться правильно решить вопрос о происхождении в этих водоемах глинистых минералов.

Подходя к генетическому анализу табл. 7, оставим в стороне такие заведомо терригенные минералы, как кварц, полевые шпаты, мусковит, биотит, авгит, и сосредоточим внимание на собственно глинистых минералах — каолините, галлуазите, монтмориллоните, нонтроните, бейделлите, керолите, гидрослюде.

По представлению, господствующим в минералогии коллоидных минералов и особенно популяризированным И. Д. Седлецким, каолинит и галлуазит суть минералы, возникающие в кислой среде, тогда как остальные пять из перечисленных минералов — образования, возникающие в щелочной среде. Если рассмотреть распределение этих семи минералов по разным физико-химическим типам водоемов, то окажется, что оно не имеет ничего общего с теоретически ожидаемым.

Это явствует уже из размещения каолинита. Каолинит в больших количествах отмечен в пресноводном оз. Иссык-Куль с pH воды 7,5—8,0; в солоноватоводном оз. Балхаш — с pH до 8,8; в содовых озерах Лебяжьем и Окуновом (соленость 0,8%) — с pH не менее 9—10; в Атлантическом океане; у восточного побережья Тихого океана; наконец, в ультрасоленом Керлеутском озере. Никакой ясной связи с физико-химической средой у каолинита не оказывается: фактически он установлен у бассейнов, принадлежащих ко всем частям физико-химического спектра современных водоемов. Еще интереснее обстоит дело с галлуазитом. Его нет в оз. Байкал с его кислыми илами, а также в серии пресных уральских озер. Но он присутствует в солоноватом и резко щелочном оз. Балхаш, притом в его восточной, наиболее соленой и щелочной части, вместе с доломитом;

Минералогический состав тонких фракций (менее 0,01 мм)

| Минералы              | Атлантический океан | Восточное побережье Тихого океана | Малайский архипелаг | Черное море  | Азовское море | Каспийское море | Баренцово море | Восточно-Сибирское море | Японское море | Охотское море | Аральское море | Оз. Балхаш, М | Оз. Байкал | Оз. Иссык-Куль |
|-----------------------|---------------------|-----------------------------------|---------------------|--------------|---------------|-----------------|----------------|-------------------------|---------------|---------------|----------------|---------------|------------|----------------|
| Кварц . . . . .       | +                   | +                                 | +                   | +            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | +              | +             | —          | —              |
| Полевой шпат . . .    | +                   | +                                 | +                   | +            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | +              | +             | —          | —              |
| Слюда (мусковит?) .   | —                   | —                                 | +                   | +            | —             | —               | —              | +                       | —             | —             | +              | —             | +          | —              |
| Биотит . . . . .      | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | +                       | +             | —             | —              | —             | +          | —              |
| Хлорит . . . . .      | —                   | +                                 | —                   | +            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | +          | —              |
| Авгит . . . . .       | +                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Каолинит . . . . .    | +                   | +                                 | +                   | +            | —             | —               | —              | +                       | —             | —             | +              | +             | +          | +              |
| Галлуазит . . . . .   | +                   | —                                 | —                   | +            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | +              | +             | —          | —              |
| Монтмориллонит . .    | +                   | +                                 | +                   | +            | —             | —               | —              | —                       | +             | —             | +              | —             | +          | —              |
| Нонтронит . . . . .   | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Бейделлит . . . . .   | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | +             | —             | —              | +             | —          | —              |
| Керолит . . . . .     | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Гидрослюда . . . . .  | ?                   | +                                 | —                   | +            | +             | +               | +              | +                       | +             | +             | +              | +             | +          | +              |
| Гётит (гидрогётит) .  | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | +             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Сидерит? . . . . .    | —                   | +                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Кристобалит . . . . . | —                   | +                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Глауконит . . . . .   | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| Серицит . . . . .     | —                   | —                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | —              | —             | —          | —              |
| x-минерал . . . . .   | —                   | +                                 | —                   | —            | —             | —               | —              | —                       | —             | —             | +              | —             | —          | —              |
| Исследователи . . .   | Керренс             | Грим                              | Ниб                 | М. А. Ратеев |               |                 |                |                         |               |               |                |               |            |                |

Примечание. + главные минералы; — отсутствует; С — содовые озера; М —

но имеется и распространен в илах Атлантического океана, в Черном море и, что особенно интересно, в соленых и ульtrasоленых озерах и лагунах (Керлеутском, Саки и др.). Получается, что галлуазит в тонкой фракции современных осадков распространен как раз в тех водоемах, где его по существующим генетическим представлениям не должно быть; и он отсутствует в бассейнах, где его по физико-химической обстановке, напротив, следовало ожидать. Та же картина у монтмориллонита. Он встречен в изобилии в пресном Байкале с его кислыми илами, а затем в Аральском море, Балхаше, Атлантическом и Тихом океанах и в соленых и ульtrasоленых лагунах и озерах. Такое же полное отсутствие привязанности к какому-либо типу физико-географической обстановки свойственно и гидрослюдам (иллиту), что легко усматривается из приведенных в таблице данных. Таким образом, для четырех наиболее распространенных в современных илах глинистых минералов — каолинита, галлуазита, монтмориллонита, гидрослюды — констатируется широкое развитие во всем диапазоне физико-химических условий и отсутствие приуроченности их к каким-либо специфическим физико-химическим типам водоемов. Для других менее распространенных глинистых минералов этого пока

### Таблица 7

### современных озерных и морских отложений

[illegible]

углемагниеые озера.

сказать нельзя, но своеобразие их поведения объясняется, как мне кажется, исключительно недостаточностью имеющихся о них сведений.

В тесной связи со сказанным стоит и другой факт, вскрытый в современных водоемах. При полном однообразии физико-химической обстановки в пределах одного и того же водоема встречаются весьма разнообразные глинистые минералы, часто совместно, в теснейшем смешении. Так, в оз. Балхаш встречены галлуазит, каолинит, бейделлит, монтмориллонит, гидрослюда. То же в Атлантическом океане, в Аральском море, в морях Малайского архипелага, в Керлеутском озере. Отсутствие связей между типами физико-химической среды в бассейнах и составом минералов тонкой (менее 1  $\mu$ ) фракции приведенными примерами демонстрируется с полной отчетливостью.

Спрашивается, как же истолковать это обстоятельство? Как представлять происхождение глинистых минералов в современных осадках?

Мне кажется, единственным способом. Глинистые минералы современных водоемов целиком или в своей совершенно подавляющей части являются образованиями, чисто механически занесенными в водоемы в составе взвесей и механически же отложенными на дне. Поэтому они и

отражают вовсе не физико-химическую среду в водоеме, а литологический состав тех горизонтов, которые своим разрушением участвуют в формировании взвешенного материала и коллоидов рек. Вполне вероятно, что в процессе диагенеза внесенные механически глинистые минералы подвергаются каким-то изменениям, перестройке, но эти изменения происходят, по-видимому, очень медленно и в более глубоких горизонтах осадков, пока по существу не исследованных. В незначительном же верхнем горизонте илов, мощностью до 10—12 см, эти диагенетические изменения в силу своего слабого выражения практически не улавливаются.

В пользу такого решения говорят и данные по составу водосборных площадей, питающих бассейны, и по составу мути, переносимой реками.

Так, например, в мути р. Колорадо, впадающей в Калифорнийский залив, Грим, Диц и Брэдли обнаружили те же монтмориллонит, иллит и каолинит, что и в самом заливе, хотя эти минералы в реке и содержали несколько меньше  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , чем в илах залива. В рр. Сыр-Дарье и Аму-Дарье М. А. Ратеевым и С. Юсуповой найдены каолинит, монтмориллонит, иллит, а также керолит (или сепиолит), что полностью отвечает составу глинистых минералов Аральского моря. Для морей Малайского архипелага, изученных Г. Ниб (Neeb, 1943), пока нет аналогичного исследования речного стока. Но, по указанию Г. Ниб, в почвах островов этого архипелага рентгенометрически обнаружен тот самый кристобалит, какой найден и в самой тонкой фракции морских илов, так что терригенное, а не аутигенное происхождение этого минерала (а по аналогии с ним и глинистых минералов) здесь можно считать доказанным.

«Морские илы атлантического побережья,— пишет Ч. Вивер,— сложены иллитом, хлоритом и в меньших количествах каолинитом... Обзорное коллектирование образцов пород в Апшалачской области показывает, что преобладающими минералами являются иллит, хлорит и каолинит. Изучение ряда рек (Патухента, Нейзе, Несквеганна), которые стекают в Западную часть Атлантического океана, обнаружило, что несомый ими глинистый материал состоит из иллита, хлорита и каолинита... В западной части Мексиканского залива дельтовые, шельфовые и глубоководные илы являются преимущественно монтмориллонитовыми, с изменчивой примесью иллита, хлорита и каолинита. Окружающие третичные и меловые породы побережья в изобилии содержат монтмориллонит и варьирующие количества глины другого состава. Глинистая муть в реках, впадающих в западную часть Мексиканского залива, также преимущественно монтмориллонитовая. Глинистые и известковые илы по западному побережью п-ова Флориды преимущественно монтмориллонитовые, по восточному — преимущественно иллитовые» (Weaver, 1958, стр. 297).

Все эти данные, пока, к сожалению, немногочисленные, конечно, целиком подкрепляют изложенную выше терригенную концепцию происхождения глинистых минералов в современных осадках.

Очень интересны с этой точки зрения также наблюдения некоторых литологов (особенно Г. Ниб) над степенью сохранности вулканогенных минералов и образований в илах морей Малайского архипелага. Размеры чашечек пепла, выброшенного вулканом Тамбора, не спускаются ниже 5  $\mu$ . И хотя со времени последнего извержения Тамбора (в 1815 г.) прошло свыше 115 лет, пеплы Тамбора в осадках,— по словам Г. Ниб,— «имеют габитус совершенно свежих выбросов»; «рентгенографическое исследование глинистых фракций... показало, что они практически не содержат продуктов выветривания пеплов», но полностью отвечают по составу илистой фракции терригенного и глобигеринового илов» (Neeb, 1943, стр. 92). Около вулканического о-ва Бату Тара в том же архипелаге фракция 100—20  $\mu$  «имеет необычный вид из-за наличия большого числа маленьких окситетраэдров лейцита в буром вулканическом стекле. Это

замечательное обстоятельство подтверждает, — по мнению Г. Ниб, — идею, что морская вода оказывает лишь слабое разлагающее действие на минералы» (там же, стр. 99). Еще более любопытны наблюдения над ст. 193, колонка которой длиной в 174 см сложена целиком глобигериновым илом с примесью всего около 2% вулканического пепла вулкана Бату Тара. «Лейцит в вулканическом стекле этих образцов — по Г. Ниб — хорошо сохранен, но оливин отсутствует; следы биотита могут иметь другое происхождение. Пепел в этих отложениях связан не с современными извержениями. Согласно расчетам В. Шотта относительно скорости накопления глобигеринового ила в экваториальной части Атлантического океана, время отложения ила в колонке 174 см должно быть оценено в 85 тыс. лет. Здесь мы имеем, следовательно, новый (дополнительный) аргумент в пользу превосходного консервирующего (сохраняющего) воздействия морской воды на многие минеральные компоненты илов; можно быть уверенным (it may safely be assumed), что осадки, отложенные в море, найдутся в их первоначальном виде, хотя некоторые химические изменения и имеют место, как, например, в нашем случае обмен калия на натрий в лейците» (там же, стр. 101).

Эта медленность изменений даже неустойчивых вулканогенных силикатных минералов в морских илах целиком подтверждает мысль о слабости диагенетических изменений глинистых минералов в тех верхних 10—20 см осадка, которые пока сколько-нибудь изучены с терригенно-минералогической точки зрения. Глинистые минералы этого слоя мы с уверенностью можем рассматривать сейчас как в подавляющей массе терригенные и не подвергшиеся сколько-нибудь серьезным изменениям под воздействием воды.

Но может быть при рассмотрении более длинных разрезов удастся уловить отчетливые следы диагенетических преобразований глинистых минералов? Мне известны лишь единичные исследования подобного рода, произведенные в черноморских отложениях (Бутузова, 1959) и в илах Охотского моря (М. А. Ратеев); в первом случае колонки были длиной 5—10 м, во втором 30 м. В обоих случаях отмечена весьма слабо выраженная избыточная монтмориллонитизация или бейделлитизация илов, т. е. превращение каких-то первичных минералов в монтмориллонит-бейделлит. Но если этот процесс и имеет место, интенсивность его оказывается ничтожной.

Другим путем проверки изложенных представлений является изучение минералогии древних морских глинистых пород, не подвергшихся сколько-нибудь заметным вторичным изменениям. Обобщение относящихся сюда данных показывает, что состав древних морских глинистых пород принципиально таков же, что и состав современных илов: монтмориллонит (бейделлит), гидрослюда (иллит), каолинит, иногда галлуазит, хлорит в разных количественных соотношениях. При этом в разрезе глинистых толщ сочетания названных минералов варьируют, показывая преобладание то одного, то другого из них, или какой-либо пары их. Когда составлялись карты распределения глинистых минералов (М. А. Ратеев), удавалось обнаружить тяготение монтмориллонита к более удаленным и глубоким частям бассейна; это обстоятельство следует, однако, приписать целиком процессам механической седиментации, ибо монтмориллонит и бейделлит отличаются наименьшими размерами среди глинистых минералов и наиболее высоким порогом коагуляции; и то и другое как раз и вызывало занос монтмориллонита-бейделлита в наиболее пелагические и глубокие области морей.

В настоящее время получены и некоторые чисто структурные доказательства обломочного происхождения по крайней мере некоторых глинистых минералов. «Недавно, — пишет Ч. Вивер, — Йодер и Эйгстер



показали, что гидротермально синтезированный стабильный низкотемпературный мусковит или иллит принадлежит к разности  $1M$  или  $1Md$ , и что стабильный высокотемпературный мусковит является разностью  $2M$  или типичным мусковитом... Подавляющее распространение среди древних глин иллита модификации  $2M$  указывает, что он должен был происходить от высокотемпературных (или метаморфических) мусковитов и, следовательно, является генетически кластическим (детритным). Можно было бы думать, что большинство иллитов модификации  $2M$  первично было образовано модификацией  $1M$  и только позже трансформировалось в модификацию иллита  $2M$ . Но так как отношение модификации  $1M$  к разности  $2M$  оказывается большим в неметаморфизованных кембрийских осадках, чем в более молодых отложениях, кажется неправдоподобным, чтобы эта трансформация произошла под влиянием времени и повышенного давления, но что требуются процессы настоящего метаморфизма. Сходная ситуация существует у хлорита. Большинство минералов, для которых допускалось превращение в хлориты (в диагенезе.— *Н. С.*), являясь диоктаэдрическими (4 Al-атома в октаэдрическом слое), и потому хлориты, из таких минералов возникшие, должны быть также диоктаэдрическими. Между тем диоктаэдрических хлоритов в древних отложениях не установлено. Правда, в образцах, содержащих несколько глинистых минералов, диагностика трудна и потому они могли содержать и некоторое количество диоктаэдрических хлоритов. Во всяком случае хлорит этого типа крайне редок, и если он сформировался в диагенезе в морских условиях, диагенетический процесс должен быть относительно неэффективным (relatively ineffectual). Большинство осадочных хлоритов являются триоктаэдрическими и потому обломочными (detrital) по происхождению» (Вивер, 1958, стр. 256).

Суммируя все эти данные, приходится, видимо, признать, что процессы аутигенеза в формировании глинистых осадков как современных, так и древних играли вполне второстепенную, нередко даже ничтожную роль. Глинистые минералы формировались в коре выветривания на водосборных площадях гумидных бассейнов. При смыве элювия они образовывали тонкую и тончайшую взвесь в речных водах, которая затем разносила движениями воды в конечном водоеме стока и после осаждения образовывала в близких к берегу частях дна примесь к песчаным и алевроитовым осадкам, а на удаленных — тонкие глинистые илы. В процессе диагенеза эти глинистые минералы не изменялись совсем или изменялись мало; точно так же мало их дополнительно возникало из иловых растворов в виде диагенетических новообразований. По настоящему преобразования и новообразования глинистых минералов происходили лишь позже — в катагенезе и раннем метаморфизме осадочных пород.

Сказанное позволяет обсуждать распределение глинистых минералов совместно с распределением минералов собственно обломочных, хотя и не смешивая их в единое целое.

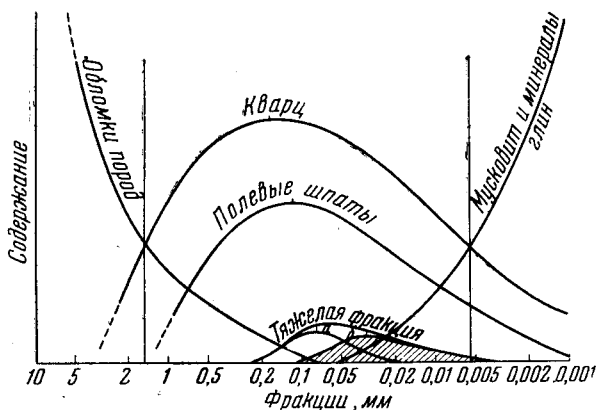
Рассмотрим вначале распределение этих минералов в гранулометрическом спектре частиц.

## 2. Распределение обломочных и глинистых минералов в гранулометрическом спектре частиц

Как видно на фиг. 21, собственно терригенные минералы слабо представлены в поле размерностей свыше 1,0 мм; это поле занято почти исключительно обломками пород, к которым подмешано небольшое число зерен кварца и полевого шпата. Обломочные минералы содержатся в очень малых количествах и во фракциях, меньших 0,01 мм, где главная роль принадлежит гидрослюдам, каолиниту, хлориту, бейделлиту, монт-

мориллониту и другим глинным минералам. Таким образом, *главной гранулометрической областью, в которой сосредоточиваются собственно обломочные минералы, является поле размерностей от 1,0 до 0,01 мм, т. е. песчаная и алевритовая фракции пород.*

В очерченных пределах состав и разнообразие обломочных минералов закономерно меняются в поле разных размерностей. По данным многочисленных опытных исследований, максимальное разнообразие обломочных минералов характерно для фракции от 0,25 до 0,05 мм, почему она обычно и избирается для терригенно-минералогических работ, в зернах крупнее 0,25 мм и мельче 0,05 мм минералогическое разнообразие убывает в первом случае за счет кварца и подмеси обломков пород, во втором за счет большой примеси глинистых минералов.



Фиг. 21. Распределение кластического материала в гранулометрическом спектре осадков (общая схема).

Максимумы развития у разных минеральных видов в интервале от 1,0 до 0,01 мм в идеальной схеме не совпадают, но располагаются в последовательный ряд, идущий слева направо: кварц + ортоклаз → плагиоклазы → минералы тяжелой фракции. Внутри последней группы максимумы развития отдельных минеральных видов продолжают смещаться слева направо, так что более легкие и твердые минералы (турмалин, эпидот, ставролит) отвечают обычно левой стороне суммарной кривой, более тяжелые и мягкие минералы (циркон, руды, апатит и др.) приурочиваются к правой (от читателя) стороне кривой.

Описанная схема, однако, представляет собою лишь *самое общее выражение наблюдающихся в природе закономерностей*; конкретные же гранулометрические профили кластических минералов, построенные по тому же принципу, всегда более или менее отличаются от изображенной идеальной схемы. Отличия эти выражаются как в общем наборе минералов, представленных в породе, так и в их соотношениях на профиле. Кривые кварца и полевых шпатов, например, могут меняться местами, и кварцевые пески переходят в аркозовые; тяжелая фракция от долей или нескольких процентов может достигать до 60—80% и выше от общей массы осадка; внутри самой тяжелой фракции отдельные минералы могут меняться местами, и если, например, ставролит и эпидот в норме тяготеют к более крупным размерностям алевритов и к тонким пескам, то в частных случаях наблюдаются и обратные соотношения; то же касается турмалина, граната, роговой обманки, рудных и других минералов.

Сказанное ставит два взаимосвязанных вопроса: 1) что ограничивает главную область развития собственно обломочных минералов фракциями от 1,0 до 0,01 мм, а глинистых — размерностью <0,01 мм и 2) что вызывает сдвиги максимумов развития отдельных минералов внутри этих пределов?

Приуроченность обломочных минералов к полю 1,0—0,1 мм вызывается величиной минералов в исходных породах и понижением устойчивости минералов к выветриванию при уменьшении их размеров. В изверженных полнокристаллических породах, как известно, размеры только кварцевых и полевошпатовых зерен бывают больше 1,0 мм; акцессорные же силикатные и прочие минералы измеряются сотыми и немногими десятыми долями миллиметров; в эффузивных породах размеры зерен еще меньше; то же касается метаморфических сланцев и осадочных пород, когда они являются материнскими для осадков. Таким образом, *верхний предел гранулометрическому полю развития обломочных минералов (1,0 мм) кладет обычная размерность их в исходных материнских массивно-кристаллических и метаморфических породах*. Что же касается нижней границы поля (0,01 мм), то она появляется вследствие того, что при измельчении обломочных зерен до микронных размеров резко возрастает их химическое выветривание, которое и уничтожает (или резко видоизменяет) большинство обломочных минералов, выводя их тем самым из рубрики кластических терригенных.

Напротив, минералы глинистые, благодаря обычно резко выраженной спайности, обусловленной слоистой структурой, а также благодаря своей общей хрупкости, обладают способностью делиться на мельчайшие частицы вплоть до коллоидных размеров, сохраняя при этом свою минералогическую природу. Поэтому они слабо представлены в поле размерностей 0,1—0,01 мм и приурочиваются почти исключительно к размерностям <0,01 мм.

Сложнее генезис максимумов в размещении отдельных обломочных минералов внутри гранулометрического поля. Решающее значение в данном случае имеют удельный вес минералов и степень сортированности осадка.

Влияние удельного веса на размещение минералов тяжелой фракции было разобрано в 1933 г. В. Рубеем (Rubey), а также Мартенсом (Martens, 1935) и др.

В. Рубей подошел с расчетом, оперируя формулой Стокса для падения частиц в жидкости. Примем, что имеем дело со смесью всего трех минералов: кварца (уд. вес 2,66), турмалина (уд. вес 3,09) и магнетита (уд. вес 5,18). По формуле Стокса скорость падения частицы определяется так:

$$v = \frac{g}{18} \cdot d^2 \cdot m \cdot \frac{P_m - P_b}{\eta},$$

где  $d$  — диаметр частиц данного минерала;  $P_m$  — удельный вес этого минерала,  $P_b$  — удельный вес жидкости;  $\eta$  — вязкость жидкости;  $g$  — ускорение силы тяжести. Для того чтобы зерна кварца и магнетита падали с одинаковой скоростью, необходимо, чтобы:

$$\frac{g}{18} \cdot d_{\text{кв}}^2 \cdot \frac{P_{\text{кв}} - P_b}{\eta} = \frac{g}{18} \cdot d_{\text{магн}}^2 \cdot \frac{P_{\text{магн}} - P_b}{\eta}.$$

Преобразуя это уравнение и решая его относительно магнетита, получаем:

$$d_{\text{магн}} = \sqrt{\frac{2,66 - 1,00}{5,18 - 1,0}} \cdot d_{\text{кв}} = 0,63 d_{\text{кв}}.$$

Зерна магнетита любой размерности, падающие в жидкости с той же скоростью, что и зерна кварца, должны иметь, следовательно, диаметр,

равный всего 0,63 диаметра кварца, т. е. быть почти на треть меньше их. Аналогичным путем можно показать, что зерна турмалина, обладающие скоростями падения, равными скоростям кварца, должны иметь диаметр, составляющий 0,89 кварцевых зерен. Получаются два коррелятивно связанных ряда:

|                                                       | Кварц | Турмалин | Магнетит |
|-------------------------------------------------------|-------|----------|----------|
| Уд. вес . . . . .                                     | 1,66  | 3,09     | 5,18     |
| Диаметр частиц с равными скоростями падения . . . . . | 1 мм  | 0,89 мм  | 0,63 мм  |

Чем большим удельным весом обладает минерал, тем меньше размер частиц, имеющих ту же скорость падения, что скорость кварцевых зерен. В переводе на гранулометрический язык это означает, что если имеется какая-то кривая распределения зерен кварца с максимумом их накопления у диаметра в 1 мм, то кривые распределения турмалина и магнетита будут обладать максимумами, сдвинутыми относительно кварца в область меньших размеров, у турмалина при 0,89 мм, а у магнетита при 0,63 мм (фиг. 22).

Закономерность, выведенная Рубеем, нередко с большой ясностью проявляется в природных условиях, несмотря на осложняющее влияние других факторов, ее маскирующих. Укажу лишь немногие относящиеся сюда примеры. Так, Н. Синдовский (Sindowsky 1938), изучая около 100 образцов морских песков, нашел, что турмалин, гранат, ставролит, кианит, андалузит, силлиманит и титанит, т. е. минералы с удельным весом <4,0, сконцентрированы в тонких песках (0,2—0,1 мм), в то время

как циркон и рутил с удельным весом >4,0 преобладали в крупных алевритах (0,1—0,05 мм). В песках, резко обогащенных тяжелой фракцией, гранат отчетливо концентрировался в размерностях 0,5—0,2 мм, только случайно переходя в размерность 0,2—0,1 мм, рудные же минералы (уд. вес >5,0) преобладали в алевритовой фракции. Те же соотношения были найдены Рихтером в песках нижней террасы р. Рейна. Очень интересный пример тяготения более тяжелых минералов к мелким гранулометрическим фракциям осадков обнаружил Дж. Мартенс (1935) при исследовании песков флоридского побережья США. Здесь встречаются как обычные пески с небольшим содержанием тяжелой фракции (>2%), так и пески, резко обогащенные тяжелыми минералами, причем последние образуют прослойки среди первых. Средний диаметр тех и других песков, взятых из соседних слоев, оказался существенно неодинаковым (табл. 8).

«Изучая участок побережья от Чарлстоуна до Дейтон-Биг и опуская высокоизвестковистые пески, можно установить, что медианный диаметр семи светлых кварцевых песков равен в среднем 0,191 мм, в то время как медианный диаметр шести песков, содержащих свыше 50% тяжелых минералов, в среднем составляет 0,123 мм. Наиболее грубые из шести тяжелых песков тоньше, чем самые тонкие из четырех кварцевых песков» (Дж. Мартенс, 1935, стр. 1572).

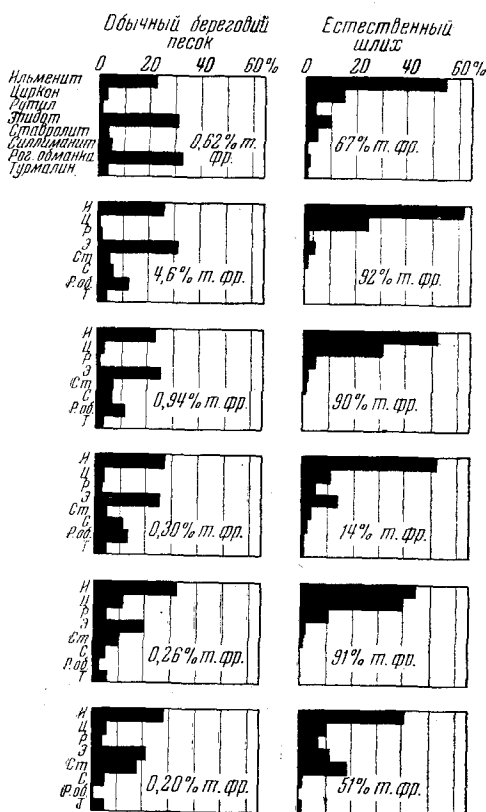


Фиг. 22. Распределение в гранулометрическом спектре кварца, турмалина и магнетита на основе закона Стокса (по Рубею).

Сравнение размерностей зерен обычных песков  
и обогащенных тяжелыми минералами  
(по Дж. Мартенсу, 1935)

| Местность           | Средний диаметр зерен, мм                     |               | Местность          | Средний диаметр зерен, мм                     |               |
|---------------------|-----------------------------------------------|---------------|--------------------|-----------------------------------------------|---------------|
|                     | Пески с большим содержанием тяжелых минералов | Обычные пески |                    | Пески с большим содержанием тяжелых минералов | Обычные пески |
| Фолли-Биг . . . .   | 0,137                                         | 0,217         | Дейтон-Биг . . . . | 0,160                                         | 0,165         |
| Тибей . . . . .     | 0,113                                         | 0,168         | Мельбург-Биг . . . | 0,193                                         | 0,315         |
| о. С. Симон . . . . | 0,108                                         | 0,160         | Голливуд . . . . . | 0,272                                         | 0,510         |
| Люваль . . . . .    | 0,117                                         | 0,224         |                    |                                               |               |

Рубеем (1933<sub>2</sub>) была показана также и большая роль сортировки в создании максимумов отдельных минералов. При плохой гранулометрической сортировке зерен один и тот же минерал распределяется между



Фиг. 23. Результаты «минералогической» сортировки песков на пляже Флоридского побережья (по Мартенсу).

распределения тяжелой фракции сдвигается в более мелкие размерности (фиг. 23).

Изложенные данные позволяют сформулировать первую основную закономерность распределения обломочных минералов: *внутри одной и*

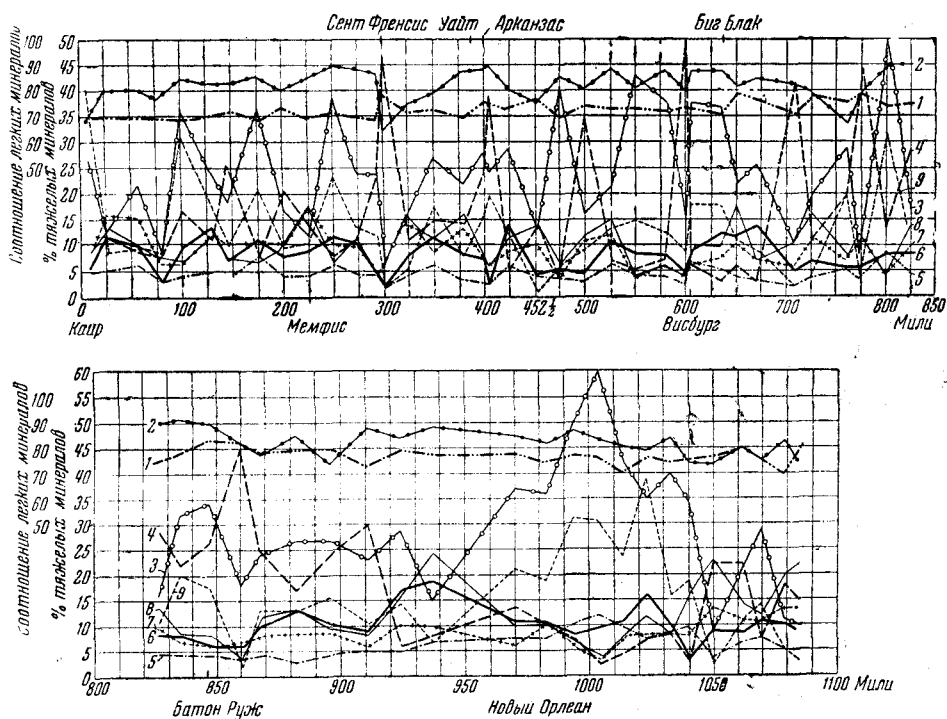
гораздо большим числом размерных фракций, чем при хорошей, и, стало быть, четкость максимумов его смазывается. Когда же гранулометрической сортировки не бывает вовсе, минералы распределяются по профилю случайно и более или менее равномерно. Однако действие гранулометрической сортировки ограничено. Когда пески гранулометрически отсортированы хорошо и очень хорошо, как это имеет место, например, на пляже, действие гранулометрического отбора практически прекращается и начинается отбор минералов главным образом по удельному весу — минералогическая сортировка или природное шлихование. Возникают разности тяжелых песков: рудных (магнетит-ильменитовых), гранатовых, гранат-цирконовых и т. д. При этом весовые количества легких минералов резко убывают — почти до полного уничтожения, тяжелые же начинают слагать главную массу песков; в самой тяжелой фракции исчезают наиболее легкие компоненты и концентрируются наиболее тяжелые: рудные минералы, гранаты, рутил, циркон; максимум кривой

той же фациальной обстановки состав кластических минералов закономерно изменяется параллельно с изменением гранулометрического типа породы.

Рассмотрим теперь особенности распределения кластических минералов в отложениях разного фациального типа.

### 3. Распределение кластических минералов в делювии и аллювии

Минералогический состав делювиальных чехлов предопределяется составом выветривающихся на водоразделах пород с теми поправками, конечно, какие вносит химическое их выветривание. При этом различающиеся друг от друга петрографические разности делювия, сложенные поч-



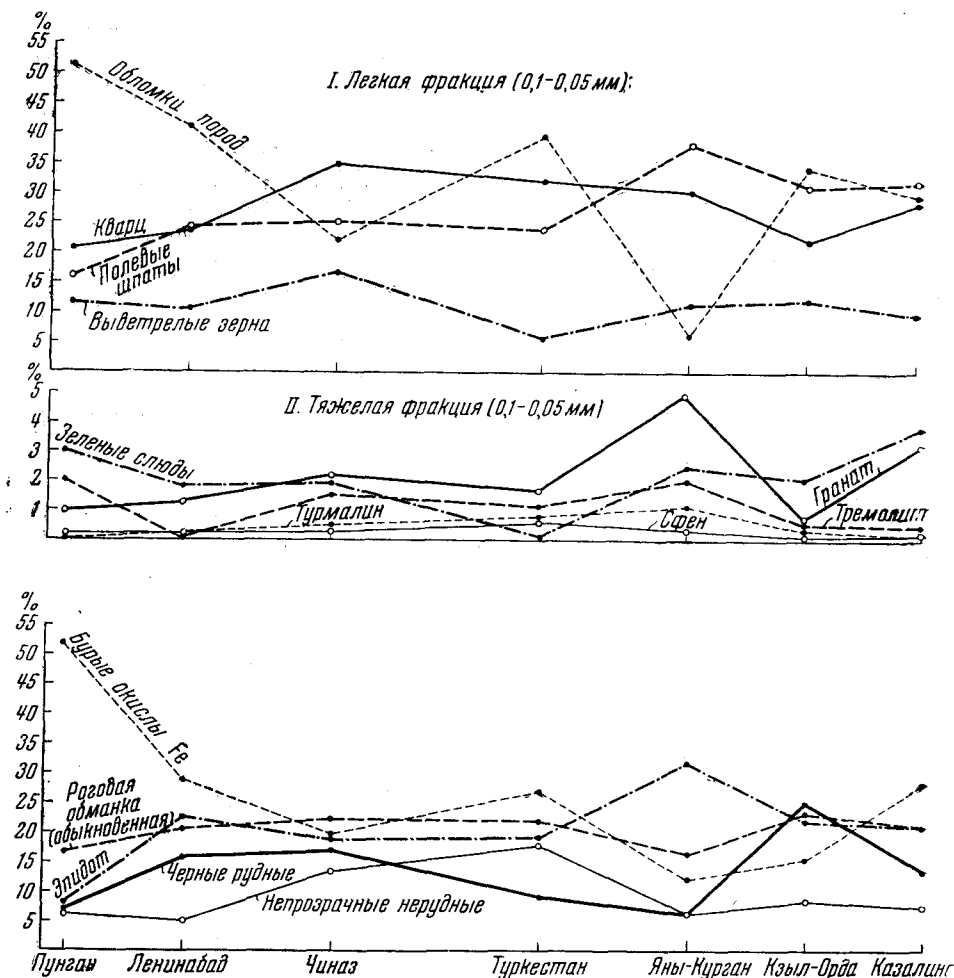
Фиг. 24. Минералогический состав песков р. Миссисипи между Канро и Мексиканским заливом (по Расселю).

1 — отношение — кварц : кварц + полевые шпаты; 2 — отношение — свежие полевые шпаты; полевые шпаты (все); 3 — ильменит (включая и хромит); 4 — доломит и сидерит; 5 — циркон, рутил, титанит, монацит (суммарно); 6 — гранаты; 7 — пироксены; 8 — роговые обманки; 9 — магнетит.

ти несортированным материалом, минералогически чрезвычайно пестры и не показывают закономерных отличий. Минералогический состав обломочных зерен всех гранулометрических разностей делювия обычно практически одинаков, показывая случайные колебания.

Иначе обстоит дело с минералогическим составом аллювия. Лишь у небольших веточек речной сети, располагающихся в пределах одного и того же петрографического комплекса, терригенные минералы аллювия продолжают строго отвечать составу береговых пород. У крупных рек это соответствие исчезает. В русле смешивается материал от разрушения всех пород, выходящих на водосборной площади, и аллювий в целом представляет собою как бы природную среднюю пробу, характеризующую минералогический состав водосборного бассейна, опять-таки, конечно, с поправками, вносимыми выветриванием материнских пород.

Гранулометрическая дифференцировка осадков на поперечном сечении через речную долину, от живого русла к пойме и внутри последней, сопровождается ясными изменениями состава терригенных минералов. Параллельно с измельчением частиц осадка кварц, полевой шпат и минералы тяжелой фракции во все большей степени замещаются глинистыми минералами, главным образом гидрослюдами, монтмориillonитом и др.

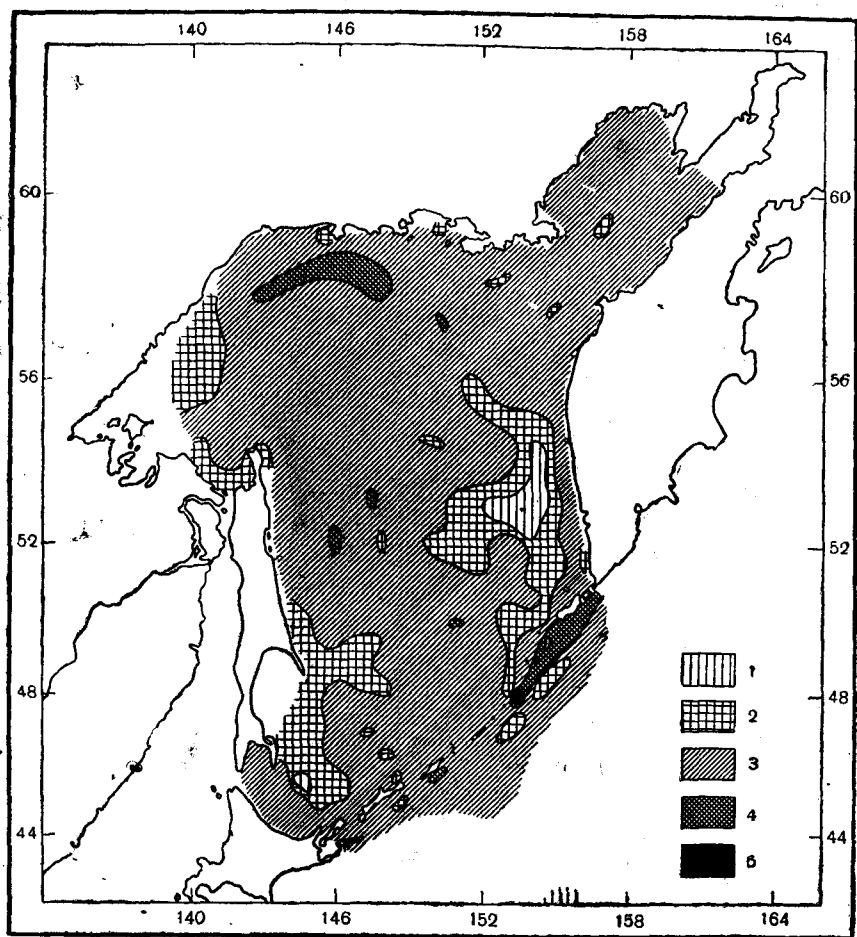


Фиг. 25. Минералогический состав крупноалевритовой фракции взвешенного материала р. Сыр-Дарьи (по сборам 1948 г.)

Эти изменения предопределяются изменениями гранулометрического типа осадков (действие первого закона распределения обломочных минералов).

Существенно иначе обстоит дело с распределением кластических минералов вдоль русла рек. Значительным распространением до сих пор пользуется идея, согласно которой у крупных рек, переносящих кластический материал на многие тысячи километров, имеют место потеря в процессе переноса неустойчивых минералов (эпидота, амфиболов, пироксенов, апатита и др.) и накопление устойчивых (турмалина, циркона, кальциевого граната, рутила). Однако специальные исследования крупных рек не подтвердили этого предположения. Как известно, Рассел (Russel, 1937) изучил состав аллювия Миссисипи на протяжении 1700 км

от г. Каиро до впадения ее в Мексиканский залив (фиг. 24). Никакого закономерного уменьшения неустойчивых минералов — роговых обманок, пироксенов — вниз по реке не отмечается; их содержание колеблется от пункта к пункту весьма прихотливо. Совершенно то же самое наблюдается в аллювии Волги, Куры и других рек. В долине р. Сыр-Дарьи от



Фиг. 26. Распределение трудно определяемых зерен и обломков пород (легкая подфракция) в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

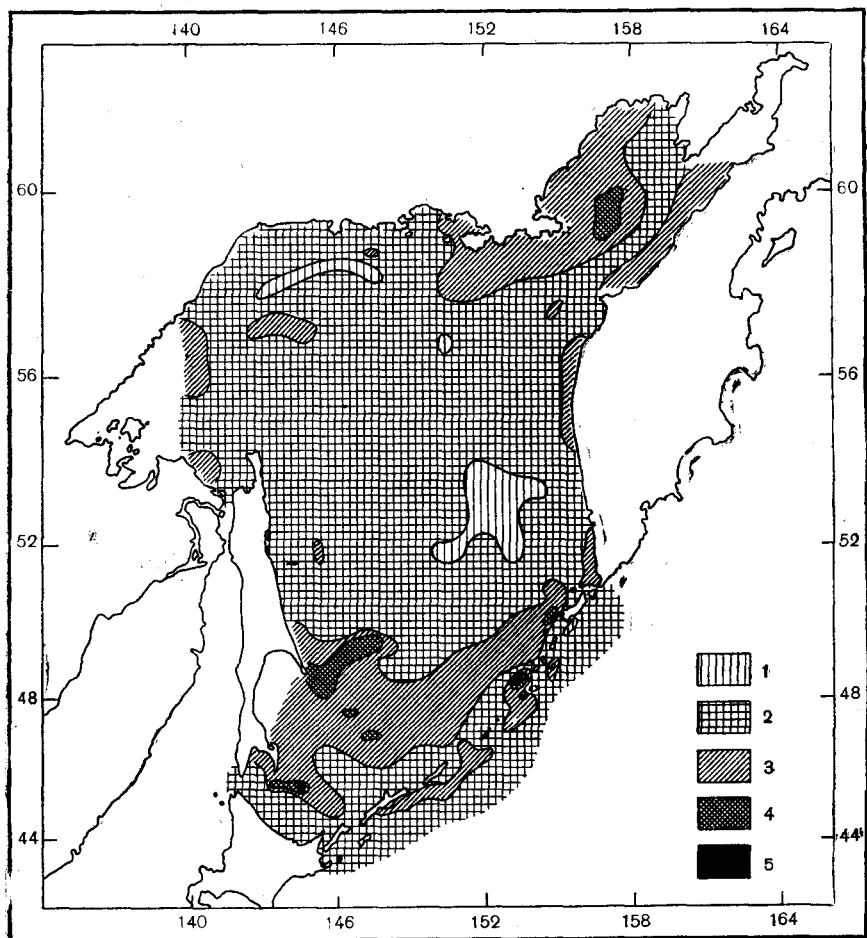
1 — менее 20%; 2 — от 20 до 40%; 3 — от 40 до 60%; 4 — от 60 до 80%; 5 — более 80%.

ее верховьев (у р. Нарым) до Аральского моря минералогический состав как взвешенного, так и влекомого материала, песчаного аллювия, также остается практически одним и тем же, не испытывая каких-либо направленных изменений вниз по реке, как это легко видеть на фиг. 25. Во всяком случае исчезновения роговых обманок, эпидота, ставролита, гиперстена на всем двухтысячекилометровом пути от верховьев Ферганской долины до Аральского моря заведомо не происходит; все эти неустойчивые минералы весьма широко распространены не только в реке, но и на площади Аральского моря. Этих примеров достаточно, чтобы прийти к заключению, что активное перетирание минерального детрита даже на огромном двухтысячекилометровом расстоянии в реках не достигает цели и не производит сколько-нибудь заметного отбора минералов по их устойчивости.



#### 4. Распределение терригенных минералов в конечных водоемах стока

Распределение кластических минералов в осадках конечных водоемов стока сложно. Как показало изучение Охотского моря (Петелин, 1957), распределение это контролируется характером поступления минералов в море — повсюдным или локальным, удельным их весом, наконец транспортальностью (плавучестью) минералов.

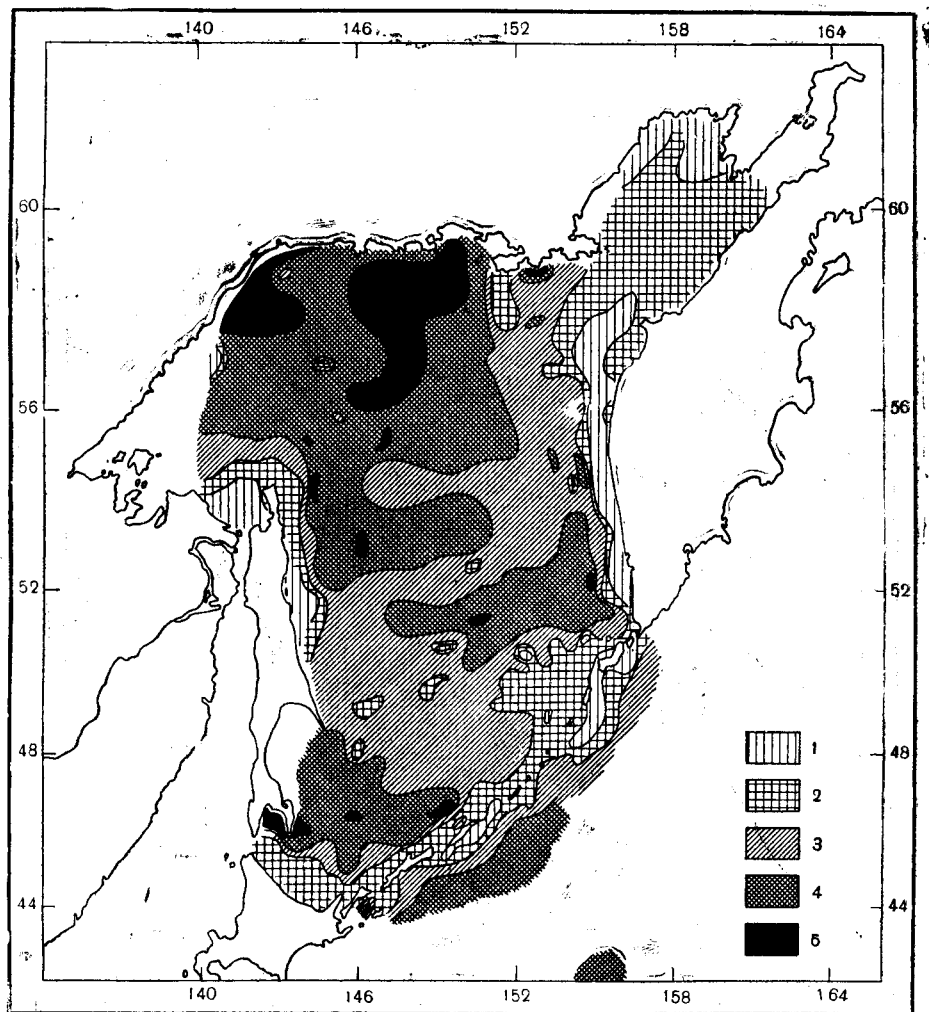


Фиг. 27. Распределение кислых плагиоклазов в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 20%, 2 — от 20 до 40%, 3 — от 40 до 50%; 4 — от 50 до 60%; 5 — более 60%.

Терригенные зерна осадков Охотского моря ясно распадаются на две группы. В первую, меньшую, входят компоненты, поступающие в море более или менее равномерно по всей его периферии, т. е. из всех частей водосборной площади; сюда относятся обломки пород и трудноопределимые зерна, а также кислые и основные плагиоклазы. Ко второй, наиболее обширной группе принадлежат компоненты, поступающие в главной своей части с ограниченных участков побережья: кварц, калиевые полевые шпаты, роговые обманки, гиперстен, титанит, магнетит, эпидот, авгит, диопсид и др.

Распределение компонентов первой группы во фракции 0,05—0,1 мм показано на фиг. 26—29. Сопоставляя их друг с другом, получаем, что наиболее легкие и вместе плавучие минеральные зерна садятся не только в прибрежной зоне моря, но достигают в большом количестве центральных его частей и вообще распределяются довольно равномерно по всему



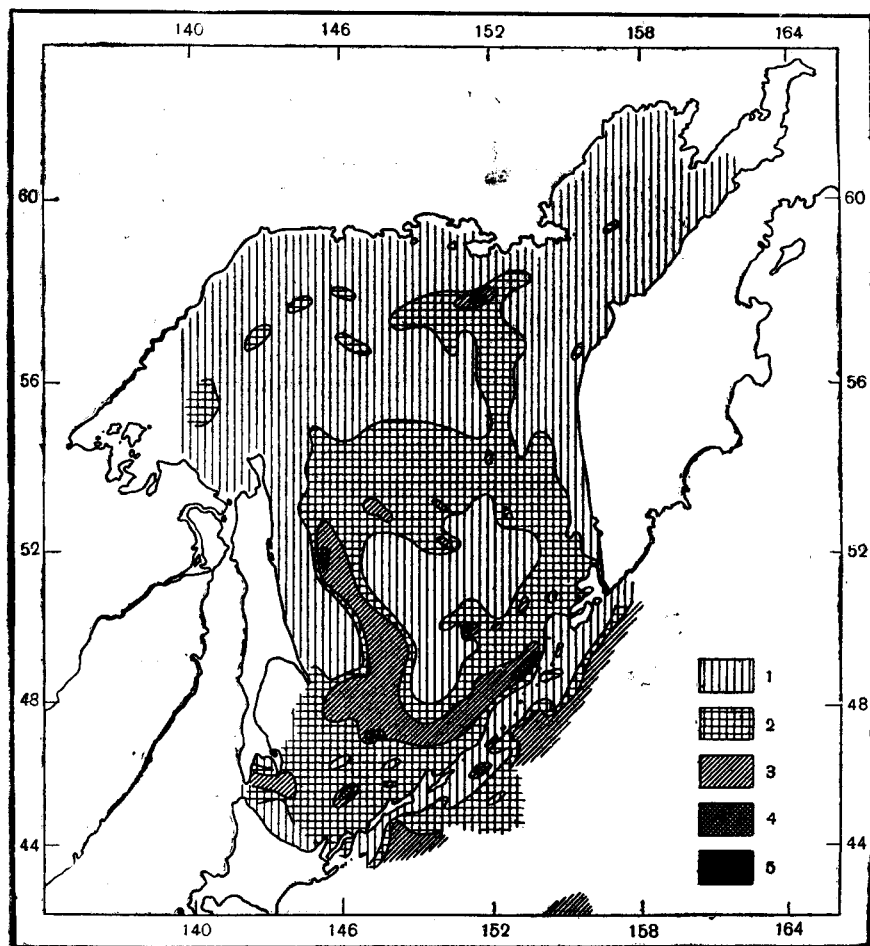
Фиг. 28. Распределение трудно определяемых зерен и обломков пород (тяжелая подфракция) в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 20%; 2 — от 20 до 30%; 3 — от 30 до 40%; 4 — от 40 до 50%; 5 — более 50%.

дну. Это наглядно видно на распределении легких неопределимых обломочных зерен (фиг. 26) и кислых плагиоклазов (фиг. 27). Встречающиеся иногда минимумы в центральных частях моря и по его периферии имеют *пассивный характер* и объясняются усиленным накоплением на этих участках других, локально выносимых легких минералов.

При возрастании удельного веса и убывании плавучести минералов они заносятся в пелагическую зону моря уже в пониженных количествах и тем меньших, чем больше их удельный вес и меньше плавучесть. Это вызывает появление реального пелагического минимума минералов и прибрежных реальных максимумов нередко сложных очертаний,

зависящих от характера течений, разносящих материал. В непосредственном соседстве с побережьем, однако, нередко также появляются минимумы; но они имеют *пассивный характер* и вызваны усиленным поступлением сюда тяжелых минералов локального питания. В целом у менее транспортной способности минералов повсюдного питания возникает весьма оригинальная картина размещения — в виде более или менее ясно выраженного кольца максимальных их содержаний с реальным минимумом в центре моря



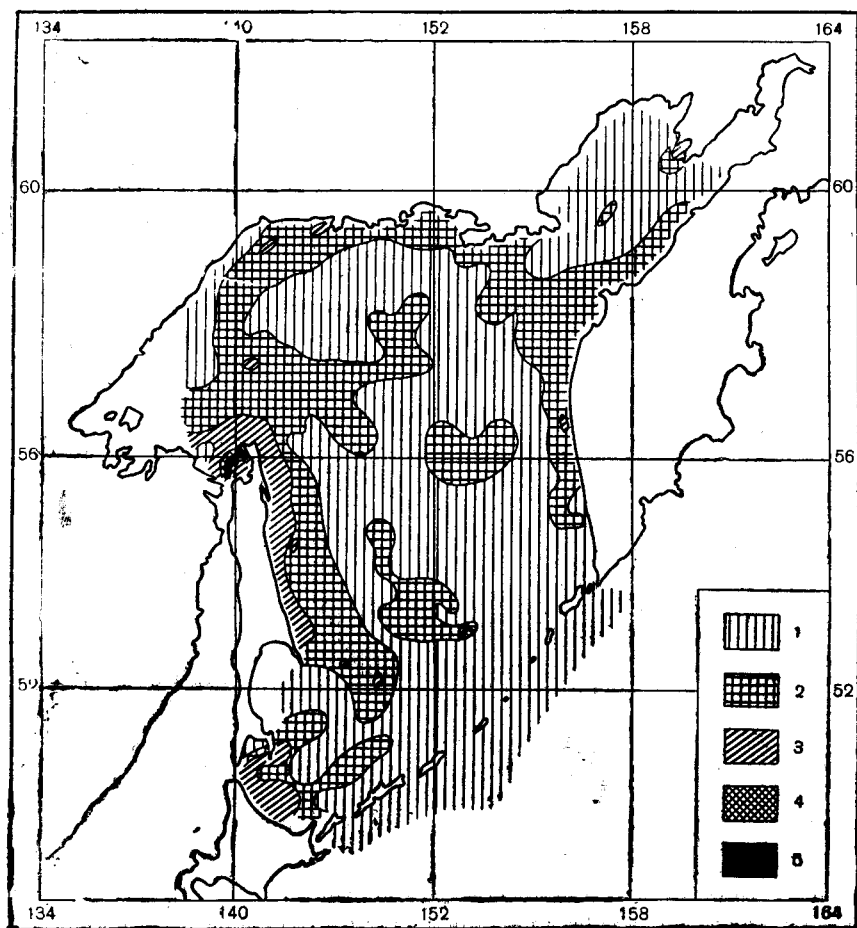
Фиг. 29. Распределение основных плагиоклазов в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 20%, 2 — от 20 до 30%; 3 — от 30 до 40%; 4 — от 40 до 50%; 5 — более 50%.

и зоной пассивных минимумов в прибрежье. Все эти особенности наглядно раскрываются картами распределения тяжелых неопределимых зерен (фиг. 28) и особенно основных плагиоклазов (фиг. 29).

Существенно иначе распределяются по дну моря минералы, которые в значительных массах поступают с ограниченных или даже просто малых участков водосборных площадей.

Рассмотрение карт (фиг. 30—37) показывает, что во всех случаях локальное поступление минералов влечет за собой их резко асимметричное распределение по дну бассейна, которое тем сильнее выражено, чем меньше область питания данным минералом. Участки обогащения минералами



Фиг. 30. Распределение кварца в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

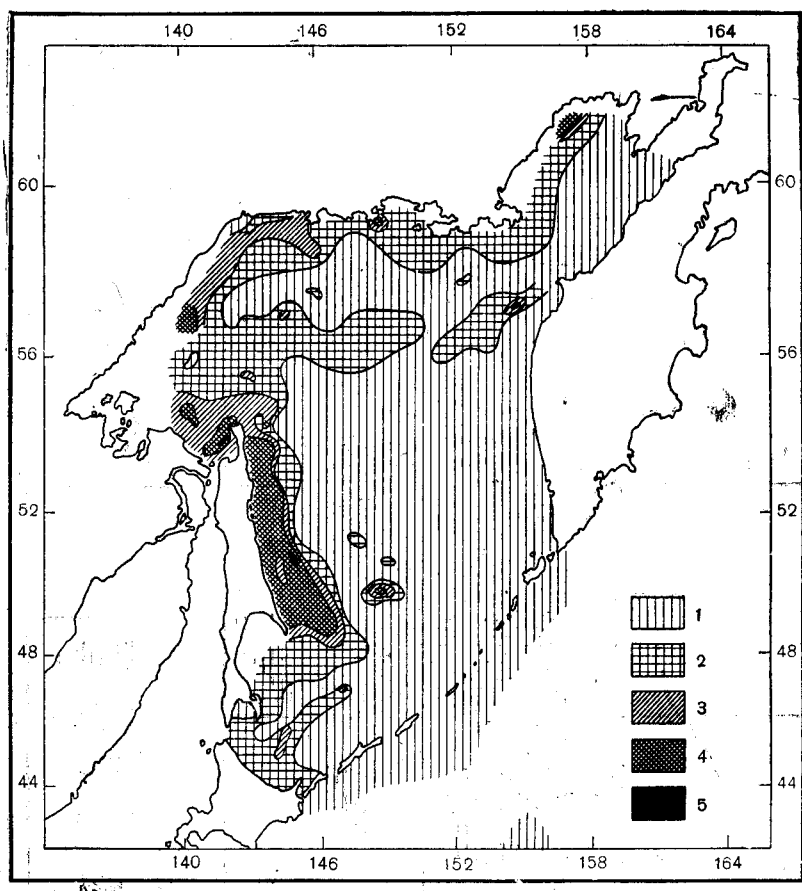
1 — менее 5%; 2 — от 5 до 10%; 3 — от 10 до 15%; 4 — от 15 до 20%; 5 — более 20%.

Таблица 9

Соотношения удельного веса минералов  
с шириной зоны их обогащения

| Минералы                       | Удельный вес | Ширина зоны обогащения, мили |
|--------------------------------|--------------|------------------------------|
| Базальтическая роговая обманка | 3,1—3,3      | Сотни миль *                 |
| Обыкновенная роговая обманка   | 3,1—3,3      | 60—270                       |
| Эпидот . . . . .               | 3,25—3,5     | 60—250                       |
| Авгид + диопсид . . . . .      | 3,2—3,4      | 30—250                       |
| Гранат . . . . .               | 3,4—4,3      | 80—120                       |
| Циркон . . . . .               | 4,1—4,3      | 70—130                       |
| Магнетит . . . . .             | 4,9—5,3      | 30—60                        |

\* Широкая полоса в заливе Шелехова и у Камчатки — результат слияния двух полос, северной и южной.



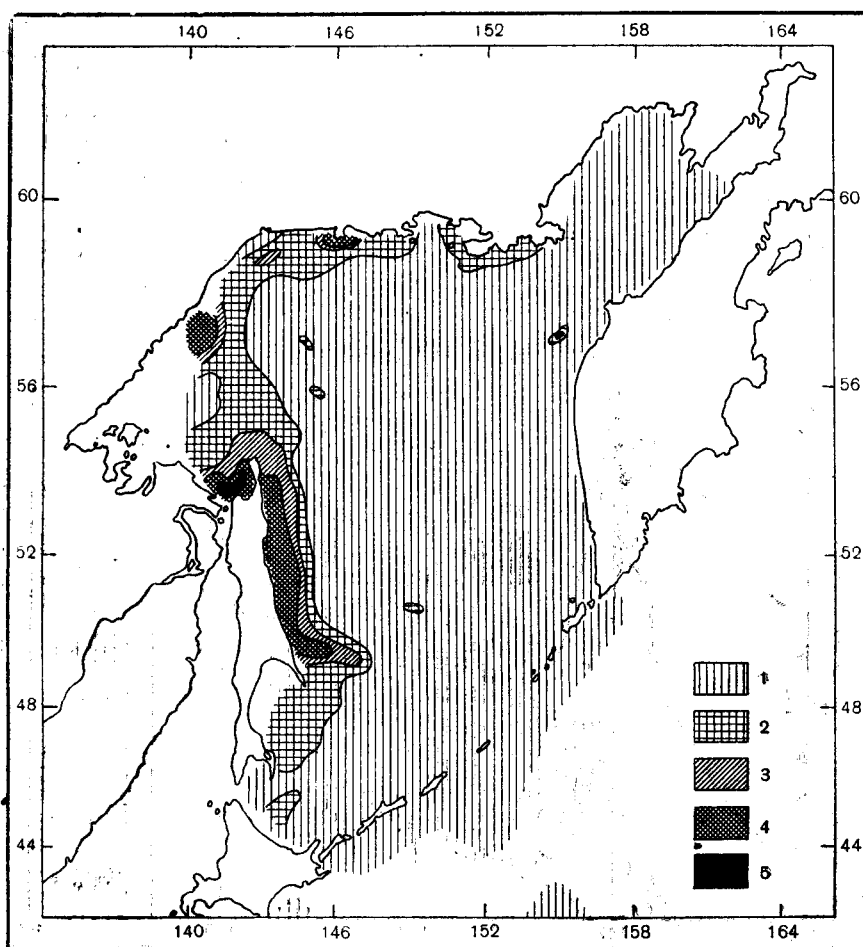
Фиг. 31. Распределение эпидота в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 5%; 2 — от 5 до 10%; 3 — от 10 до 25%; 4 — от 15 до 20%; 5 — более 20%.

непосредственно примыкают к питающей провинции, образуя короткие ленты с максимумом накопления минерала прямо у берега. При этом, чем больше удельный вес минерала, тем в общем уже зона, им обогащенная, тем сильнее, так сказать, она прижимается к берегу (табл. 9).

Нельзя не отметить все же, что у четырех первых членов таблицы, несмотря на их высокий удельный вес, гораздо больший, чем у кварца, ширина полос обогащения местами не уступает ширине полосы кварца, у базальтической же роговой обманки даже превосходит ее. Причину аномалии следует искать, видимо, в повышенной плавучести этих минералов, обусловленной развитием у них пластинчатых и таблитчатых форм. В этом же направлении действует занос этих минералов плавающими льдами, когда он удачно сочетается с локализацией мест поступления минералов в море.

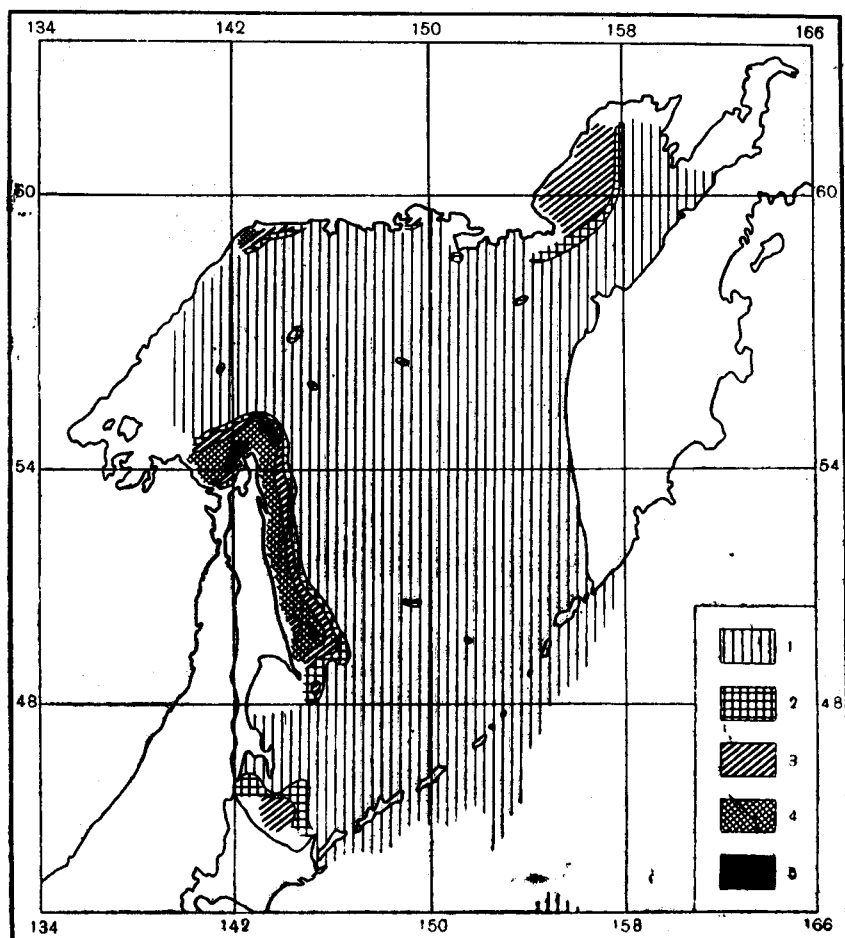
Хотя все эти закономерности установлены на конкретном водоеме — Охотском море, они, несомненно, имеют не частное, а общее значение и применимы к любому морскому бассейну; больше того, относясь, строго говоря, только к минеральным зернам крупноалевритовой фракции, они помогают, при учете закономерностей механической седиментации, изложенных в предыдущей главе, представить себе общий ход распределения минералов во всем гранулометрическом спектре обломочного материала, от самых крупных частиц к самым мелким (фиг. 38).



Фиг. 32. Распределение сине-зеленой роговой обманки в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 10%; 2 — от 10 до 15%; 3 — от 15 до 20%; 4 — от 20 до 30%; 5 — более 30%.

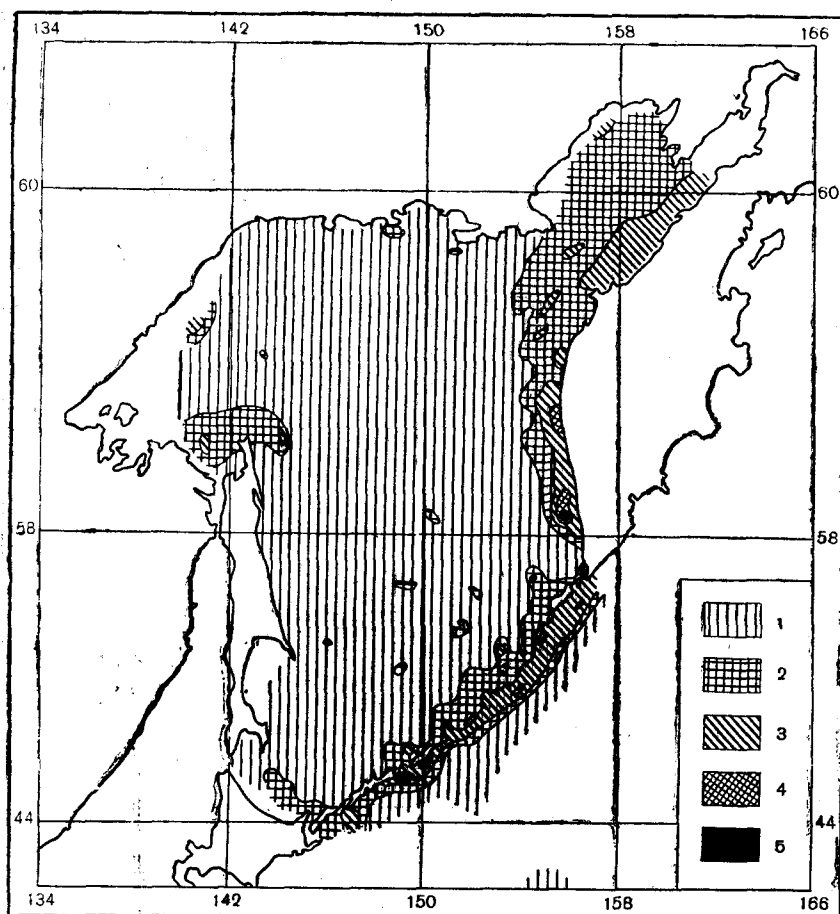
Совершенно ясно, что минералы мелко-, средне- и крупнопесчаных фракций, поступающие по всей периферии водоема, будут распределяться на дне водоема также симметрично, а минералы локального питания асимметрично, пятнисто, как и минералы крупноалевритовые. Однако, в силу своей большей крупности, минералы песчаной размерности в гораздо большей степени, чем крупноалевритовые, будут накапливаться в непосредственном соседстве с берегом; *полоса их прибрежного обогащения уже, а пелагический минимум всегда обозначен гораздо резче и обширнее по размерам сравнительно с минералами фракции 0,1—0,5 мм.* Иначе говоря, градации процентных содержаний у минеральных зерен песчаных размерностей сдвигаются в сторону берега и уходят из пелагических зон в тем большей степени, чем крупнее сами зерна. В связи с этим пестрота минералогического состава песчаных фракций вдоль прибрежной полосы выше, чем у минералов крупноалевритовой размерности, ибо они ближе и полнее отражают изменения петрографического состава побережья. Еще большей изменчивостью вдоль побережья отличается, конечно, галечный материал.



Фиг. 33. Распределение циркона в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).  
1 — менее 1%; 2 — от 1 до 2%; 3 — от 2 до 3%; 4 — от 3 до 4%; 5 — более 4%!

Совершенно иначе ведут себя обломочные минералы мелкоалевритовых и пелитовых зерен. В силу своих ничтожных размеров они уходят дальше в море, чем крупноалевритовые зерна. Зона обогащения ими все сильнее, по мере измельчения, смещается в пелагическом направлении, благодаря чему, наконец, для некоторых мелкоалевритовых минеральных зерен и для всех пелитовых возникает *реальный прибрежный минимум и такой же реальный пелагический максимум (или максимумы)*. При этом благодаря энергичному и все возрастающему смещению зерен по мере ухода в пелагическую область разница между минералами повсюдного и локального приноса постепенно сглаживается, *но все же никогда не исчезает полностью*. Минералы локального вноса даже при самых мелких размерах, вплоть до субколлоидных, явственно обособляются на дне водоема, образуя характерные вытянутые вдоль течений ленты. Это обстоятельство впервые было установлено К. Корренсом (1935), составившим карту распределения глинистых минералов для экваториальной части Атлантического океана (фиг. 39), а затем подтверждено М. А. Ратеевым (1954)<sup>1</sup> аналогичными картами для Черного и Японского морей

<sup>1</sup> Глава в монографии «Образование осадков в современных водоемах» (Страхов, Бродская, Ратеев и др., 1954). Изд-во АН СССР.



Фиг. 34. Распределение магнетита в осадках Охотского моря  
(по В. П. Петелину).

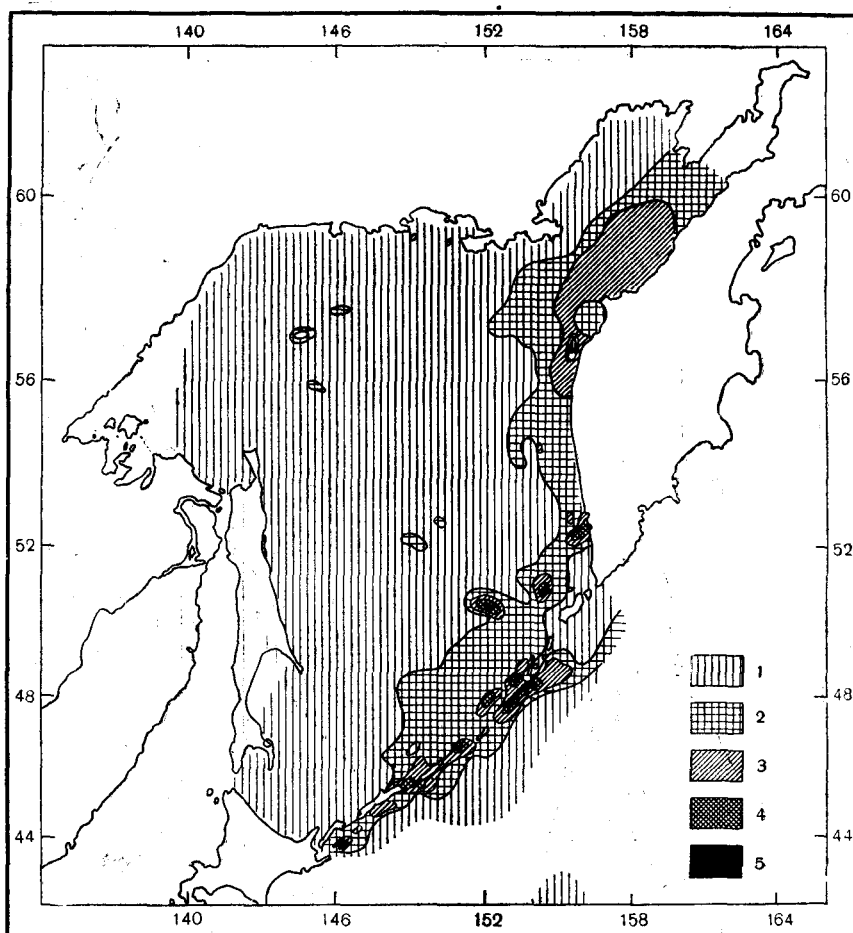
1 — менее 10%; 2 — от 10 до 20%; 3 — от 20 до 40%; 4 — от 40 до 60%; 5 — более 60%.

(фиг. 40, 41). Наличие на этих картах полосового распределения монтмориллонита, локальные участки обогащения то каолинитом, то хлоритом могут быть объяснены, по-видимому, только локальным поступлением этих минералов с определенных ограниченных участков побережья, хотя обычно мы и не можем пока указать конкретно, с каких именно, — по неузнаваемости состава самих побережий.

Описанный механизм порождает две характерные черты размещения терригенных минералов на дне моря: наличие так называемых терригенно-минералогических провинций и своеобразную локализацию минералов внутри провинций.

Суть терригенно-минералогических провинций заключается в следующем. Двигаясь вдоль прибрежной зоны в области шельфа и частью материкового склона, можно наблюдать, что комплексы обломочных минералов постепенно, а порою и резко, меняют свой состав. Эти изменения имеют частью количественный, частью же качественный характер, когда в отдельных районах моря появляются один, два, три минерала, свойственных только этим районам и отсутствующих на других участках. Площади дна, различающиеся набором минералов или значительными количественными различиями в составе терригенно-минералогических

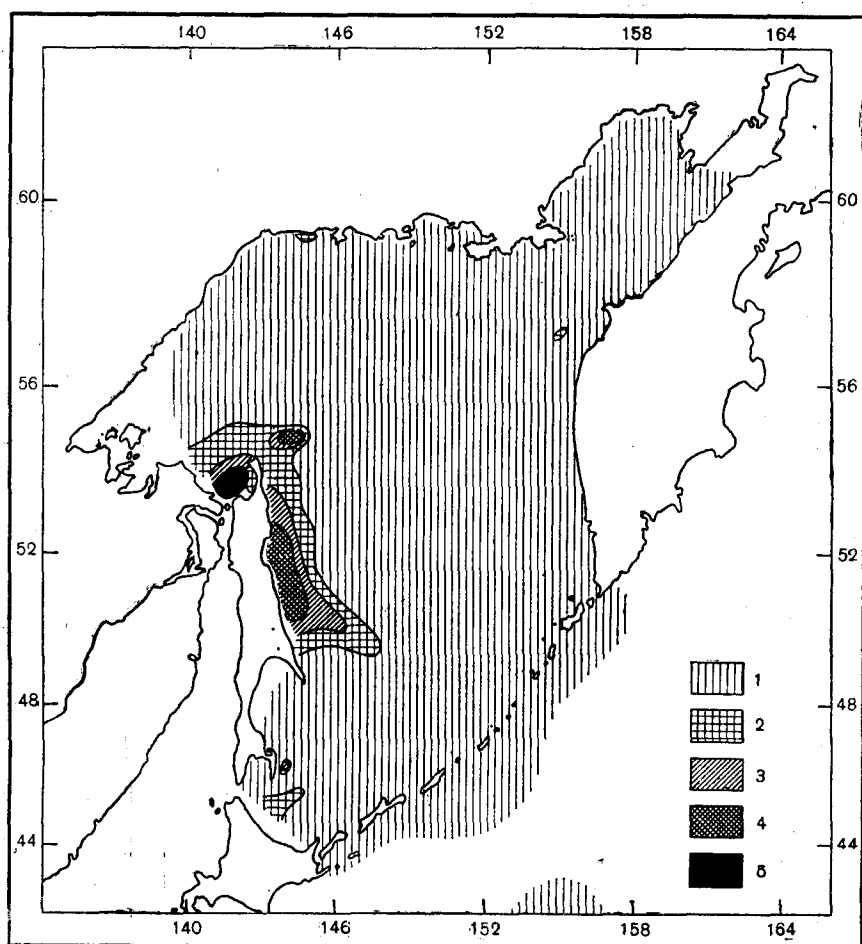




Фиг. 35. Распределение авгита + диопсида в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 10%; 2 — от 10 до 15%; 3 — от 15 до 20%; 4 — от 20 до 25%; 5 — более 25%.

комплексов, получили название *терригенно-минералогических провинций*; понятие о них введено в науку В. П. Батуриным (1947). Для прибрежной зоны Охотского моря В. П. Петелиным выделено 17 провинций, для пелагической зоны — 5. Их локализация показана на фиг. 42. Имеются попытки выделить терригенно-минералогические провинции и для других современных водоемов. Они были сделаны В. П. Батуриным для Южного Каспия, С. Г. Саркисяном для Каспия в целом, Эдельманом для Северного моря, Мартенсом и Колоном для восточного побережья Сев. Америки, Г. Ниб для части морей Малайского архипелага и др. Еще больше сделано попыток выделить терригенно-минералогические провинции для морей прошлого. В СССР особенно удачны такие попытки для мезозойских и третичных пород Кавказа (фиг. 43; В. А. Гроссгейм и др.), для карбона Донбасса (Н. В. Логвиненко), перми Приуралья (С. Г. Саркисян) и др. Обобщая эти данные, можно установить, что терригенно-минералогические провинции наиболее резко выражены, отчетливы и многочисленны в прибрежных песчано-алевритовых осадках и гораздо слабее проступают в осадках глубоководных. Вместе с тем, по мере перехода от крупных бассейнов к малым, число выделяемых терригенно-минералогических провинций быстро убывает.

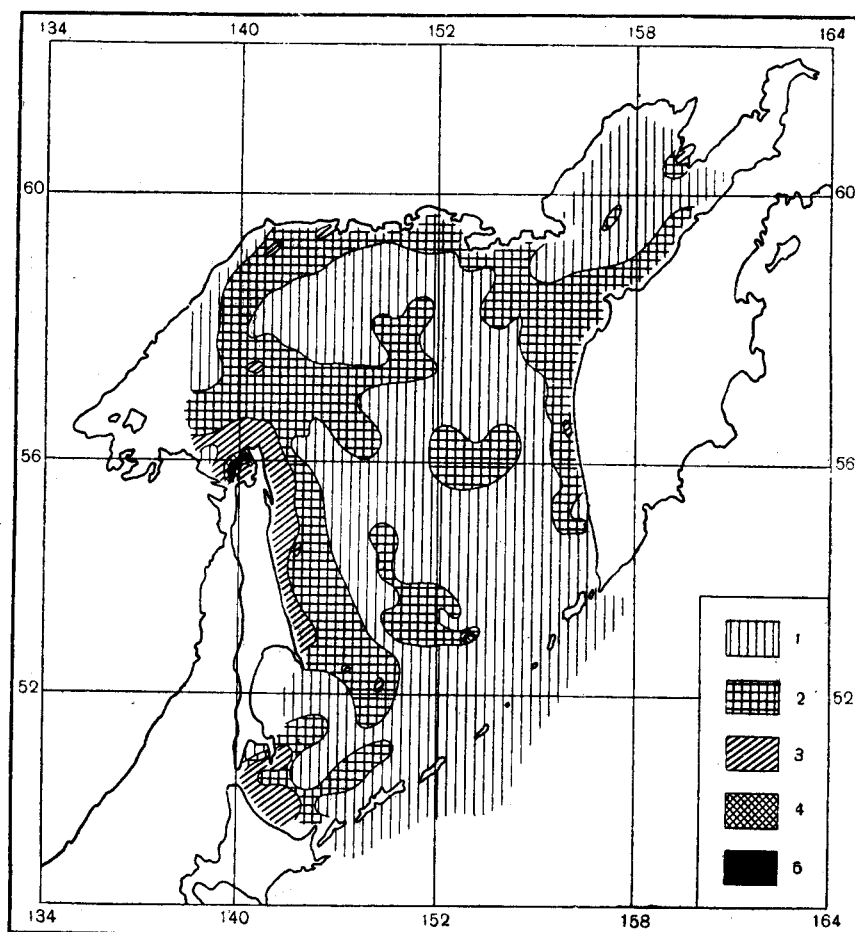


Фиг. 36. Распределение титанита в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — менее 1%; 2 — от 1 до 2%; 3 — от 2 до 3%; 4 — от 3 до 4%; 5 — более 4%.

Факторами, вызывающими появление терригенно-минералогических провинций, являются пестрота и изменчивость петрографического состава водосборных площадей бассейна и ограниченность перемещений локально поступающих минералов вдоль побережья в обе стороны от пункта их вноса. Первое обстоятельство не требует доказательств. Что же касается второго, то оно наглядно вытекает из сравнения локализации терригенно-минералогических провинций с питающими, сделанное нами на примере Охотского моря (фиг. 42). В подавляющем большинстве случаев границы тех и других весьма близки, а нередко и просто совпадают. Такие соотношения возможны, очевидно, лишь в том случае, если боковой разнос минералов вдоль побережья в обе стороны от точки их поступления достаточно ограничен. К такому же заключению пришла и М. Г. Барковская, изучавшая с этой точки зрения шельф Черного моря. Главное направление разноса минералов, особенно ярко выступающее именно в прибрежной части, есть направление центростремительное: от берега в пелагическую область; действующим фактором являются в данном случае волнения.

Внутри одной и той же терригенно-минералогической провинции набор минералов все же не остается строго постоянным, но меняется от одного пункта к другому, главным образом с количественной стороны. Можно отметить два направления таких изменений. Набор кластических минералов прежде всего последовательно изменяется от берега к центру



Фиг. 37. Распределение гиперстена в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

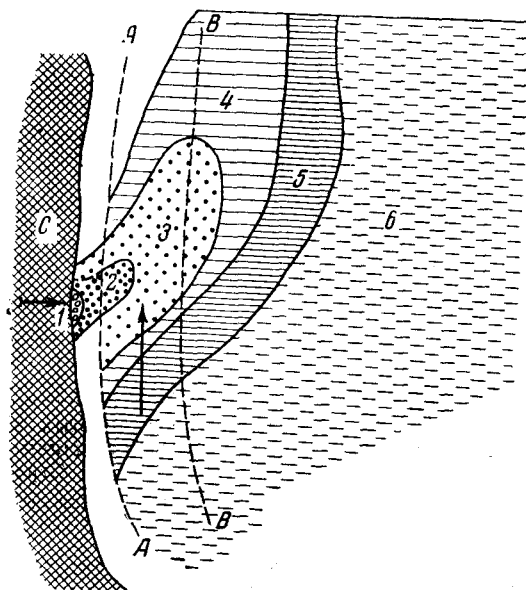
1 — менее 5%; 2 — от 5 до 10%; 3 — от 10 до 15%; 4 — от 15 до 20%; 5 — более 20%.

бассейна, от прибрежных грубозернистых отложений ко все более тонкозернистым. Самая прибрежная зона крупных песков и галечников обычно минералогически обеднена. При этом благодаря хорошей сортировке зерен по размерам, а также последующей минералогической сортировке (иначе — шлихованию), минералы здесь резко дифференцированы, тяжелые отделены от легких и нередко образуют самостоятельные накопления: тяжелые пески, рудные, гранатовые, цирконовые и др. Эти россыпи тяжелых минералов представляют характерное образование пляжевых зон; в глубь моря они исчезают; своим генезисом они обязаны чрезвычайно далеко зашедшей дифференциации минералогического состава прибрежных отложений. В более глубокой области тонких песков и алевритов разнообразие минералогического состава возрастает и здесь достигает максимума; вместе с тем, однако, сортировка минералов по удельному весу убывает; на минералогическом составе это сказывается исчезновением «тяжелых песков». С переходом в тонкозернистые глинистые осадки минералогический состав кластических компонентов опять беднеет, причем начинает слагаться во все большей степени минералами глин.

В основе всех этих модификаций состава терригенных минералов внутри одной и той же провинции лежит смена гранулометрического типа

осадка (или иначе — действие первого закона распределения минералов). Л. В. Пустовалов предложил для таких модификаций наименование *терригенно-минералогических фаций*, что, впрочем, едва ли можно считать удачным.

Другое направление изменений количественного содержания обломочных минералов можно наблюдать в пределах еще более узких районов, например в пределах песчаной или песчано-алевритовой прибрежной зоны: один и тот же обломочный материал дает то высокие концентрации, то низкие. При этом, однако, сами эти меняющиеся концентрации располагаются не случайно; как видно на серии схем (фиг. 44—46), составленных мною по цифрам Тайлера (Tyler, 1934), одинаковые концентрации тянутся приблизительно перпендикулярно к берегу или под острым углом к нему, отвечая, очевидно, ходу волнений. Так как это точно отвечает главному направлению переноса материала (от побережья к целагигали), можно думать, что мы имеем здесь дело не с интересным частным случаем, но общим правилом; впрочем, это необходимо проверить еще на других объектах.



Фиг. 38. Схема разноса зерен обломочного минерала в бассейне.

С — суша; А — А — граница шельфа; В — В — граница континентального склона;  $\rightarrow$  — вынос обломочного материала в бассейн;  $\rightarrow$  — направление течения в бассейне. Разнос минерала по фракциях с размером частиц: 1 — более 0,1 мм; 2 — от 0,1 до 0,05 мм; 3 — от 0,05 до 0,01 мм; 4 — от 0,01 до 0,005 мм; 5 — от 0,005 до 0,001 мм; 6 — менее 0,001 мм.

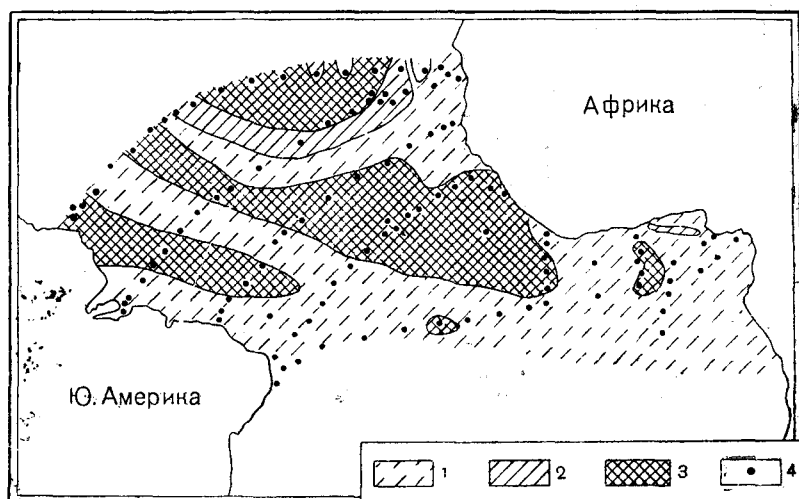
Итак, в фациальном ряду: *дельтовый* → *аллювий* → *отложения конечных водоемов стока* распределение терригенных минералов становится все более сложным согласно нарастанию гранулометрической сортировки кластического материала. В этом состоит вторая основная закономерность терригенной минералогии осадочных пород, логически дополняющая указанную выше первую. А обе вместе они показывают, что фациальный тип отложений и свойственный им пространственный план гранулометрической сортировки предопределяют распределение в главных чертах кластических и глинистых минералов.

## 5. Образование рудных концентраций обломочных минералов в процессах механической седиментации

В процессах разноса кластических минералов в некоторых случаях возникают столь крупные их концентрации, что образуются настоящие их месторождения. Они известны в качестве *россыпных руд* и характерны для золота, платины, алмазов, касситерита, ильменита, монацита и некоторых других минералов. Степень концентрирования в россыпи разных минералов весьма различна и, например, у Au и Pt измеряется граммами на тонну породы, у ильменита же многими десятками процентов от веса осадка; все зависит от природы минералообразующего элемен-

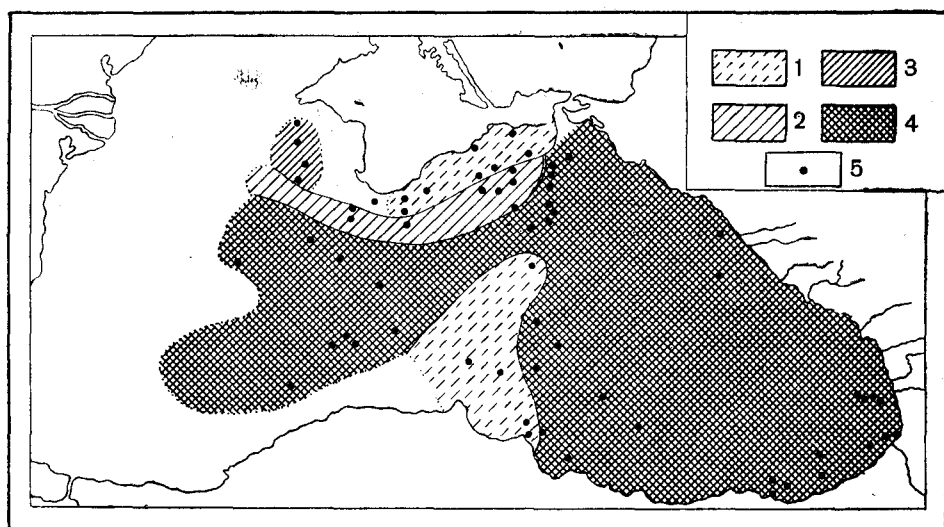
та: чем ниже его кларк в земной коре, тем меньше содержание минерала в рудной россыпи.

Петрографические типы пород, вмещающих рудные компоненты, весьма однообразны: почти всегда это пески, более или менее крупнозернистые,



Фиг. 39. Распределение глинистых минералов в центральной части Атлантического океана (по данным Корренса в интерпретации Н. М. Страхова).

1 — галлуазит; 2 — монтмориллонит; 3 — каолинит; 4 — станция.



Фиг. 40. Распространение глинистых минералов в осадках Черного моря (по М. А. Ратееву).

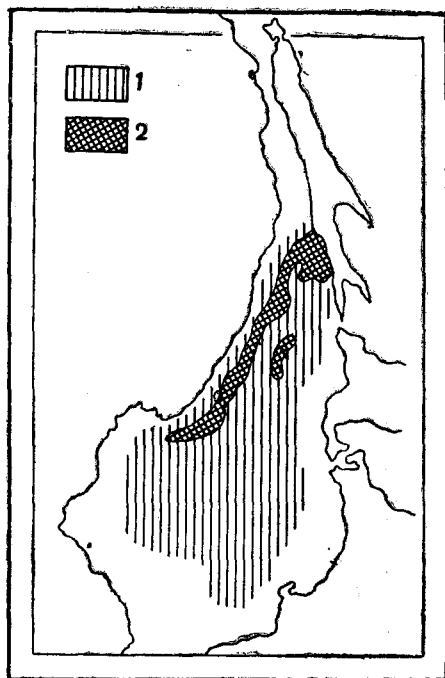
1 — монтмориллонит с хлоритом; 2 — монтмориллонит с примесью гидрослюда; 3 — гидрослюды с малой примесью галлуазита; 4 — гидрослюды с малой примесью каолинита; 5 — станции.

иногда галечники (конгломераты); особенно типичны они для минералов высокого удельного веса, как, например, Pt, Au; с убыванием удельного веса рудного минерала уменьшается и *Md* вмещающего песчаного осадка. Такие соотношения вполне естественны. Ведь для выделения рудного минерала из первоначальной многокомпонентной смеси обломочных ча-

стиц необходима сильная струя воды, уносящая всю мелочь и накапливающая только тяжелые частицы. Большая разница удельных весов золота, платины, ильменита и других тяжелых минералов и обычных песчаных частиц приводит к тому, что при дифференциации в водном потоке рудные зерна, по разобранному выше закону Стокса, неизбежно ассоциируются с крупнозернистым песчаным осадком. Но рудные накопления минералов меньшего удельного веса могут, по тому же закону, приурочиваться к более мелкозернистым пескам, иногда даже к крупным алевроитам (титано-магнетиты). В то же время россыпи тяжелых кластических минералов среди мелкоалевритовых и глинистых отложений, карбонатных и кремнистых химико-биогенных пород полностью отсутствуют, ибо все эти породы возникают при столь малоактивном гидродинамическом режиме среды, который *исключает* занос в эти обстановки тяжелых рудных кластических минеральных зерен, в количествах, достаточных для образования месторождения.

Большой удельный вес рудных минералов предопределяет не только петрографический тип накапливающих их осадков (пески), но и ограниченный набор фациальных обстановок, где происходит образование россыпей. По существу *россыпи локализуются среди трех фаций: делювия, аллювия и прибрежной пляжевой полосы морей*. Но в делювии концентрирование рудного минерала чисто пассивное: переотложение из коренного месторождения без дополнительного обогащения. И только в аллювии и на пляже происходит активное концентрирование тяжелого рудного минерала процессами природного шлихования (см. выше); при этом аллювиальный тип россыпей наиболее распространен и обычен.

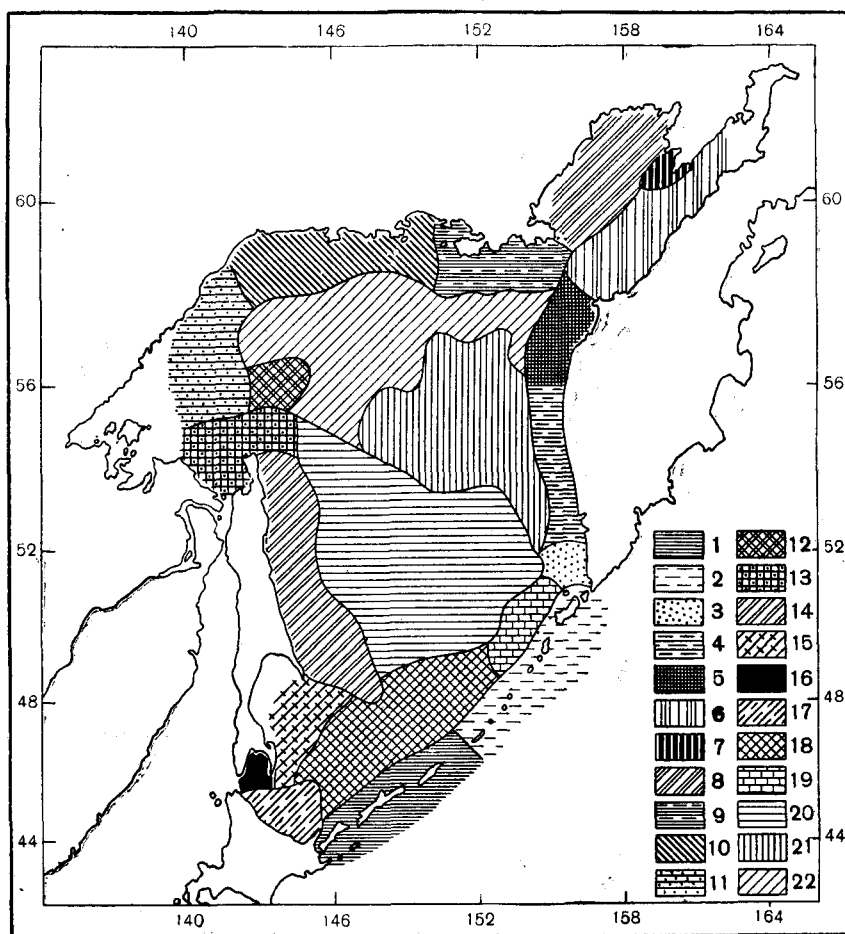
Тяжелые минералы приурочены к собственно русловым отложениям — русловому аллювию, избегая пойменных осадков; при этом и среди русловых осадков они тяготеют к наиболее грубым пескам, отвечающим стрелю водотока. Это и естественно, ибо только в этих условиях возможен процесс природного обогащения осадка тяжелыми кластическими компонентами путем уноса более легких и вместе более крупных нерудных частиц. Необходимость сильного движения водного потока для обогащения песчаного осадка тяжелыми рудными компонентами имеет и другое следствие: *россыпные месторождения Au, Pt и других минералов недалеко уходят от местонахождения их в коренных породах*; расстояния измеряются от нескольких километров до немногих десятков их. Но чем меньше удельный вес рудного минерала, тем более подвижным становится он и дальше уходит от материнских пород. Монацитовые, рутиловые накопления поэтому могут уходить от источников минерала на расстояния до 100—200 км, а алмазы и больше того.



Фиг. 41. Схема распределения глинистых минералов в донных осадках Японского моря (по М. А. Ратееву).

1 — гидрослюды бейделлитизированные;  
2 — гидрослюды с монтмориллонитом.

Так как Au, Pt, касситерит, монацит, алмазы и другие рудные минералы встречаются отнюдь не во всех породах, а лишь в весьма ограниченном их списке, то это вызывает *теснейшую связь россыпных месторождений с петрографическим составом водосборных площадей. Россыпи любого минерала возникают только тогда, когда в составе пород водосбора*

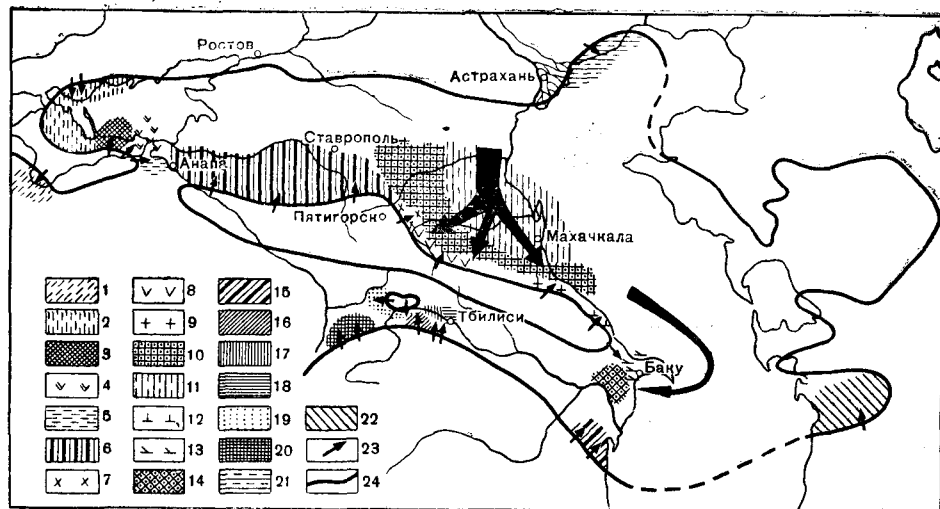


Фиг. 42. Схема расположения минералогических провинций в осадках Охотского моря (по В. П. Петелину).

1 — южнокурильская; 2 — северокурильская; 3 — первая камчатская; 4 — вторая камчатская; 5 — третья камчатская; 6 — четвертая камчатская; 7 — тайгоноская; 8 — западного побережья залива Шелихова; 9 — кони-пьягинская; 10 — охотско-чаломжинская; 11 — аяно-охотская; 12 — о. Ионы; 13 — Сахалинского залива; 14 — северо-сахалинская; 15 — южносахалинская; 16 — анивская; 17 — хоккайдская; 18 — южной глубоководной впадины; 19 — восточного окончания южной глубоководной впадины; 20 — первая центральная; 21 — вторая центральная; 22 — северная.

имеются носители данного минерала. В частности, россыпи Pt формируются лишь при наличии на водосборах дунитовых платиноносных массивов; россыпи алмазов при существовании кимберлитовых пород в трубках взрыва; россыпи титано-магнетита при наличии основных и ультраосновных титаноносных пород; золота — при наличии жильных и других золотоносных накоплений и т. д. Известно, что обычно источником россыпных месторождений являются массивы магматических пород,

притом обычно глубинных, интрузивных. Но такого рода обнажающиеся на поверхности интрузивы всегда связаны только с выступами пород складчатого фундамента на платформах, либо в областях послепротерозойской складчатости, на площади каледонид, герцинид. Это обстоятельство предопределяет размещение россыпных месторождений среди синхроничных им тектонических структур: россыпи локализируются на площадях выступов складчатого и пропитанного интрузиями фундамента,



Фиг. 43. Терригенно-минералогические провинции Чокракского бассейна (по В. А. Гроссгейму).

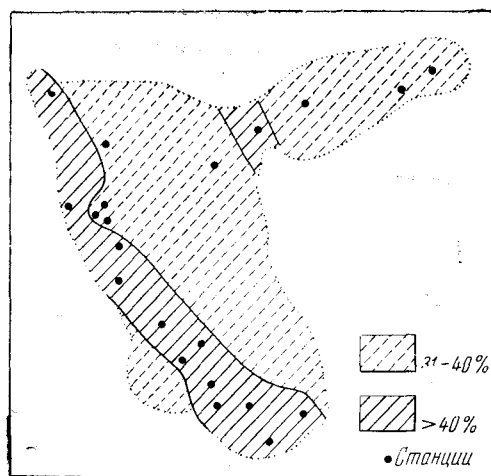
1 — Западнокрымская; 2 — Приазовская; 3 — Азаматская; 4 — Керченская; 5 — Коптакильская; 6 — Кубанская; 7 — Беломечетская; 8 — Дзауджикауская; 9 — Дарадинская; 10 — Грозненско-Дагестанская (ставролит-дистеновая подпровинция); 11 — Грозненско-Дагестанская (ставролитовая подпровинция); 12 — Кубинская; 13 — Апшеронская; 14 — Чейлдагская; 15 — Талышская; 16 — Уплисцихская; 17 — Мухрованская; 18 — Норно-Мартюбская; 19 — Дзиркульская; 20 — Гурийская; 21 — Эмбенская; 22 — Закаспийская; 23 — направление сноса и разноса терригенного материала; 24 — границы суши.

обычно вблизи массивов магматических пород специфического для каждого россыпного минерала состава. Лишь некоторые специфические минералы (например алмазы), связанные с трубками взрывов, а также наиболее легкие из россыпных минералов уходят на значительные расстояния от материнского массива и с площадей выступов спускаются в краевые части прилежащих синеклиз (титано-магнетиты Тургайской области).

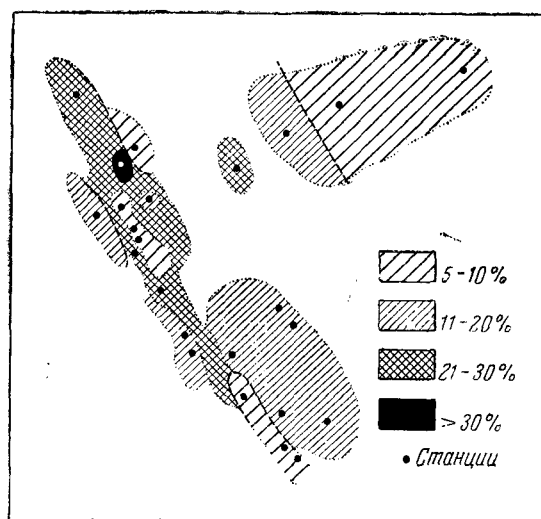
Приуроченность россыпных месторождений главным образом к выступам влечет за собою в качестве следствия их локализацию в периферических частях вмещающих их осадочных гумидных формаций; исключение составляют алмазы, ибо кимберлитовые трубки взрывов рассеяны не только на выступах, но спускаются и в синеклизы, а сами алмазы в аллювиальных лентях уходят довольно далеко от материнских пород.

Из сказанного видно, что основные закономерности и механизм образования и распределения россыпных месторождений без труда выводятся из таких решающих свойств слагающих их минералов, как их практическая нерастворимость в воде, обрекающая их на миграцию только в кластической форме, и их высокие удельные веса, обычно резко ограничивающие возможности их перемещений. По всем данным, элементы россыпных месторождений являются наименее миграционноспособной группой из всех элементов, какие вообще дают рудные накопления в гумидных климатах.



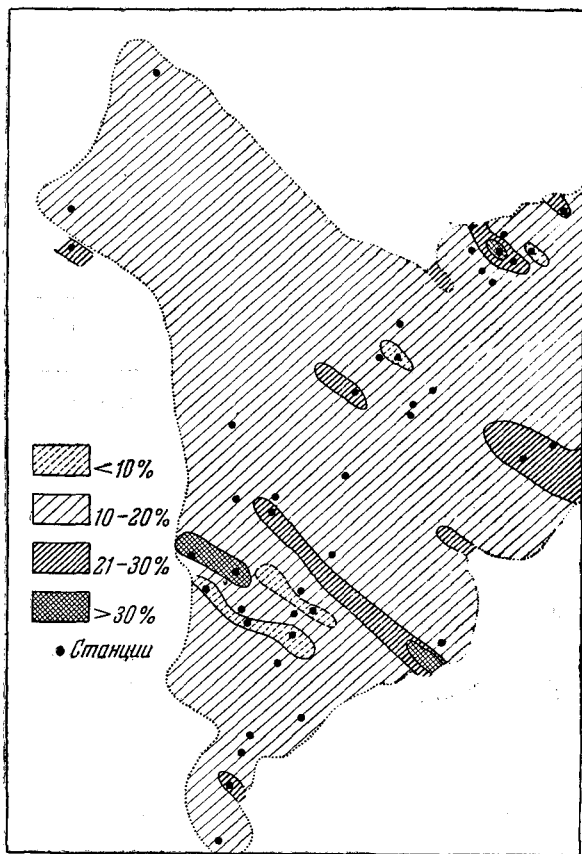


Фиг. 44. Распределение эпидота в песчаных отложениях верхней части шельфа к северу от п-ва Флориды (по данным Тайлера).



Фиг. 45. Распределение циркона в песчаных отложениях верхней части шельфа к северу от п-ова Флориды (по данным Тайлера).

Большой интерес вызывает вопрос: насколько тесно связаны россыпные месторождения тяжелых минералов именно с гумидным климатом и не выходят ли они за пределы последнего, например, в пояса климата аридного? Анализ этого вопроса, проведенный недавно В. С. Трофимовым (1959), показал, что все аллювиальные россыпи практически связаны именно с гумидными поясами и не выходят за них; россыпи морского пляжевого типа встречаются и в отложениях аридных областей, но развиты здесь мало и бедны по содержанию рудного материала. Таким образом, не будучи строго моноклиматическими, россыпи тяжелых минералов все же явно и несомненно тяготеют к поясам гумидным. Будучи здесь и гораздо более частыми, и более разнообразными фациально, и более богатыми по содержанию рудного компонента. Такое предпочтение россыпями именно гумидных климатов имеет две причины. В гумидных поясах, благодаря интенсивному выветриванию материнских пород, рудные минералы легко высвобождаются из цементирующей их минеральной массы пород, сами при этом не изменяясь. В то же время обилие воды в гумидных поясах создает ту сортирующую и дифференцирующую силу, которая затем, при размыве коры выветривания и выносе значительных масс разрыхленного материала, производит, так сказать, природное обогащение осаждающихся аллювиальных песков тяжелыми рудными компонентами. Вот почему как только мы переходим из гумидных областей в аридные, аллювиальные россыпные месторождения (т. е. главный фациальный тип) исчезают и остаются лишь пляжевые россыпи, становящиеся, однако, гораздо более бедными по содержанию рудных минералов.



Фиг. 46. Распределение граната в песчаных отложениях верхней части шельфа (на северной площади) к северу от п-ова Флориды (по данным Тайлера).

## 6. Терригенно-минералогические типы песчано-алевритовых пород и условия их образования

При анализе закономерностей гранулометрической сортировки обломочных частиц была установлена отчетливая зависимость ее от климатических условий и тектонического режима разных седиментационных областей внутри общей площади гумидных климатов. Это обстоятельство а priori заставляет ожидать не меньшего, а, вероятно, даже большего

Таблица 10

## Минералогический состав песчаной и алевритовой фракций современных морских и озерных отложений

| Минералы                                         | Мексиканский залив | Атлантический океан |            |            |          |                           |                          | Малайский архипелаг | Черное море | Каспийское море | Аральское море | Оз. Балхаш | Оз. Байкал | Варенцово море | Море Росса | Прибрежные пески Франции, Бельгии и Голландии |
|--------------------------------------------------|--------------------|---------------------|------------|------------|----------|---------------------------|--------------------------|---------------------|-------------|-----------------|----------------|------------|------------|----------------|------------|-----------------------------------------------|
|                                                  |                    | Флорида             | Монт-Аллен | Нью-Джерси | Лабрадор | В районе о. Зеленого мыса | У Африканского побережья |                     |             |                 |                |            |            |                |            |                                               |
| Обломки пород . . . . .                          | —                  | —                   | —          | —          | —        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | —          | +          | +              | +          | +                                             |
| Кварц . . . . .                                  | +                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | —          | +          | +              | +          | +                                             |
| Плагиоклазы . . . . .                            | +                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | +                        | ++                  | +           | +               | +              | —          | +          | +              | +          | +                                             |
| Ортоклаз + санидин (микроклин) . . . . .         | —                  | +                   | —          | —          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | —          | +          | +              | +          | +                                             |
| Вулканическое стекло . . . . .                   | —                  | —                   | —          | —          | —        | +                         | +                        | ++                  | —           | —               | +              | —          | —          | —              | —          | —                                             |
| Пироксены . . . . .                              | —                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | —               | +              | +          | +          | —              | +          | +                                             |
| Гиперстен . . . . .                              | —                  | +                   | +          | +          | —        | +                         | +                        | +                   | —           | —               | +              | +          | +          | —              | —          | +                                             |
| Авгит . . . . .                                  | —                  | —                   | —          | —          | +        | +                         | +                        | +                   | —           | —               | —              | +          | +          | —              | —          | —                                             |
| Роговая обманка обыкновенная (зеленая) . . . . . | +                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | +          | +          | +              | +          | +                                             |
| То же (красная) . . . . .                        | —                  | —                   | —          | —          | —        | —                         | —                        | +                   | —           | —               | —              | —          | +          | —              | —          | —                                             |
| » (бурая) . . . . .                              | —                  | —                   | +          | +          | —        | —                         | +                        | +                   | —           | —               | —              | —          | +          | —              | —          | —                                             |
| » (базальтическая) . . . . .                     | —                  | —                   | —          | —          | —        | +                         | +                        | +                   | —           | +               | —              | —          | +          | —              | —          | —                                             |
| Тремолит . . . . .                               | —                  | —                   | +          | +          | —        | —                         | +                        | +                   | —           | +               | —              | —          | +          | —              | —          | —                                             |
| Актинолит . . . . .                              | —                  | —                   | +          | +          | +        | —                         | —                        | +                   | +           | —               | +              | —          | +          | —              | —          | —                                             |
| Глаукофан . . . . .                              | —                  | —                   | —          | —          | —        | —                         | —                        | +                   | —           | —               | —              | +          | —          | —              | —          | —                                             |
| Хлоритонд . . . . .                              | —                  | +                   | —          | +          | —        | —                         | —                        | +                   | —           | —               | —              | —          | —          | —              | +          | —                                             |
| Хлорит + серпентин . . . . .                     | —                  | +                   | —          | +          | —        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | +          | +          | +              | +          | —                                             |
| Биотит . . . . .                                 | —                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | +          | +          | +              | +          | —                                             |
| Мусковит . . . . .                               | —                  | +                   | —          | +          | +        | +                         | +                        | +                   | +           | +               | +              | —          | +          | +              | +          | —                                             |
| Эпидот-цоизит . . . . .                          | +                  | +                   | +          | +          | +        | +                         | ++                       | +                   | +           | +               | +              | +          | +          | +              | +          | +                                             |
| Кордиерит . . . . .                              | —                  | —                   | —          | —          | —        | —                         | —                        | —                   | —           | —               | —              | —          | —          | —              | —          | —                                             |
| Цведмонит . . . . .                              | —                  | —                   | —          | —          | —        | —                         | —                        | +                   | —           | —               | —              | —          | —          | —              | —          | —                                             |
| Ортит . . . . .                                  | —                  | —                   | —          | —          | —        | —                         | —                        | +                   | —           | —               | —              | —          | —          | —              | —          | —                                             |

|                               |   |   |   |   |   |   |   |   |   |       |       |       |                           |   |                           |                  |
|-------------------------------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|-------|-------|-------|---------------------------|---|---------------------------|------------------|
| Дистен . . . . .              | + | + | + | — | — | — | + | + | + | —     | +     | —     | —                         | + | +                         | —                |
| Коллофан . . . . .            | — | + | — | — | — | — | — | — | — | +     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Силлиманит . . . . .          | + | + | — | — | + | — | + | — | — | —     | —     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Андалузит . . . . .           | — | + | — | + | + | + | + | + | — | —     | —     | —     | +                         | + | —                         | —                |
| Шпинель . . . . .             | — | + | + | — | — | — | — | — | — | —     | +     | —     | +                         | + | —                         | —                |
| Циркон . . . . .              | + | + | + | + | + | + | + | + | + | +     | +     | +     | +                         | + | +                         | +                |
| Турмалин . . . . .            | + | + | + | + | + | + | + | + | + | +     | +     | +     | +                         | + | +                         | +                |
| Гранат . . . . .              | + | + | + | + | + | + | + | + | + | +     | +     | —     | +                         | — | +                         | +                |
| Рутил . . . . .               | + | + | + | + | + | + | + | + | + | +     | +     | —     | +                         | — | +                         | +                |
| Графит . . . . .              | — | + | — | — | — | — | — | — | — | —     | —     | —     | —                         | + | —                         | —                |
| Анализ . . . . .              | — | + | — | + | — | + | + | + | — | +     | —     | —     | +                         | + | —                         | —                |
| Брукит . . . . .              | — | — | — | — | — | + | + | + | — | —     | +     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Ксенотим . . . . .            | — | + | — | — | — | — | — | — | — | —     | —     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Магнетит . . . . .            | — | + | + | + | + | + | + | + | + | Рудн. | Рудн. | Рудн. | Рудн.<br>непро-<br>зрачн. | — | Рудн.<br>непро-<br>зрачн. | Непро-<br>зрачн. |
| Ильменит . . . . .            | + | + | + | + | — | — | — | + | — | —     | +     | +     | +                         | — | —                         | —                |
| Хромит-никсит . . . . .       | — | — | — | — | — | — | — | — | — | —     | —     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Апатит . . . . .              | — | — | — | — | + | + | + | + | + | —     | —     | —     | +                         | — | +                         | —                |
| Лейцит . . . . .              | — | — | — | — | — | — | — | + | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Ставролит . . . . .           | + | + | + | + | — | — | + | + | + | +     | +     | —     | +                         | — | —                         | +                |
| Титанит (лейкоксен) . . . . . | + | + | + | + | + | + | + | + | — | +     | +     | —     | +                         | — | +                         | +                |
| Монацит . . . . .             | + | + | — | — | + | + | + | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Анальдим . . . . .            | — | — | — | — | — | — | — | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Оттрелит . . . . .            | — | — | — | — | — | + | — | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Лимонит . . . . .             | — | — | — | — | — | — | — | + | — | —     | +     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Оливин . . . . .              | — | — | — | — | + | + | + | + | — | —     | —     | —     | —                         | — | +                         | —                |
| Скаполит . . . . .            | — | — | — | — | + | + | + | + | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Топаз . . . . .               | — | — | — | — | — | — | + | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Везувиан . . . . .            | — | — | + | + | — | + | + | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |
| Корунд . . . . .              | — | + | + | — | — | — | — | + | + | —     | —     | —     | +                         | — | —                         | —                |
| Доломит . . . . .             | — | — | — | — | — | + | ? | — | — | —     | —     | +     | +                         | — | —                         | —                |
| Апофиллит . . . . .           | — | — | — | — | — | + | — | — | — | —     | —     | —     | —                         | — | —                         | —                |

Примечание. + — присутствие; — отсутствие; ++ много; +++ очень много.

воздействия?обоих указанных факторов на минералогический состав обломочных и глинистых компонентов гумидных отложений. На эту сторону дела в настоящее время не обращается должного внимания, а между тем она очень важна для получения правильной общей картины механической седиментации на площади гумидных климатов.

Подойти к решению поставленного вопроса можно путем выделения терригенно-минералогических типов обломочных отложений и выявления историко-геологических обстановок образования каждого типа.

В настоящее время намечаются два крайних терригенно-минералогических типа песчано-алевритовых пород: полимиктовый и олигомиктовый; понятие о них было также введено в науку В. П. Батуриным. Между этими крайними типами имеются все постепенные переходы, и потому может быть целесообразно выделить еще третий переходный — мезомиктовый тип.

*Для полимиктового типа обломочных пород, как это вытекает из самого их наименования, характерна многокомпонентность или полиминеральность кластических зерен.* Характерным членом полимиктовых песчаников являются обломки разнообразных пород, чаще всего эффузивных и кремнистых, но также песчаников, глинистых сланцев и других. Даже при обычном, не углубленном изучении терригенной минералогии полимиктовых пород в них фиксируется обычно 16—20 минеральных видов; при более же углубленных исследованиях до 45—50 минералов и больше. При этом в составе легкой фракции наряду с устойчивым кварцем и мусковитом обычно всегда присутствуют полевые шпаты, в том числе и натриево-кальциевые, неустойчивые к выветриванию; содержание их колеблется от немногих процентов до 50 и даже до 75 и свыше от общей массы легкой фракции. В тяжелой фракции, наряду с устойчивым цирконом, турмалином, рутилом, нередко имеются разнообразные и обильные роговые обманки, пироксены, биотит, эпидот, ставролит, апатит и другие неустойчивые минералы; нередко именно они образуют подавляющую по весу и по числу зерен массу тяжелой фракции, тогда как на устойчивые минералы приходится лишь весьма малая доля этой фракции.

Типичным примером современных полимиктовых образований являются осадки Охотского моря, северных морей СССР, Атлантического океана в разных его частях и др. (табл. 10). Среди отложений древних эпох отметим угленосную толщу Караганды, Воркуты, Кузбасса, все терригенные отложения  $C_{2,3}$  Уральского предгорного прогиба и многие горизонты и ярусы в геосинклинальных разрезах. Степень полимиктовости в отложениях разных свит, однако, далеко не одинакова; в этом отношении они выстраиваются в ясно выраженный ряд — от крайнего проявления полимиктовости до весьма смягченного.

Едва ли не наиболее ярко проявляется это свойство в отложениях Карагандинской угленосной толщи, вещественный состав которой изучен Н. В. Ренгартен (1954) и В. В. Копериной (1954) и отражен в табл. 11.

Степень полимиктовости разных свит этой толщи, минералогически достаточно однородных, характеризуется тем, что количество кварца в них колеблется в среднем от 2,0 до 5,48% и даже в индивидуальных образцах редко превосходит 10%. Полевых шпатов, главным образом плагиоклазов, также немного, максимум до 20%. Остальная масса зерен (>80%) образована обломками пород, среди которых резко преобладают эффузивные, составляющие не менее 50% всех зерен; от 10 до 30% зерен являются обломками пород кремнистых и глинистых. Количество минералов тяжелой фракции невелико — 13—16, причем среди них в больших и заметных массах представлены лишь 5—6: апатит, лейкоксен, циркон, пикотит, ильменит; в шаханской свите к ним присоединяются еще эпидот,

Таблица 11

Средний состав терригенных минералов в тяжелой фракции  
песчано-алевритовых пород Карагандинской толщи, в %  
(по В. В. Копериной, 1956)

| Свиты                   | Кварц в легкой фракции | Апатит бесцветный | Апатит бурый | Циркон | Шкотит | Турмалин | Рутил | Гранат | Эпидот |
|-------------------------|------------------------|-------------------|--------------|--------|--------|----------|-------|--------|--------|
| Надкарагандинская . . . | 5,42                   | 23,50             | 2,13         | 11,70  | 3,00   | 0,70     | 0,50  | 0,50   | 0,10   |
| Долинская . . . . .     | 5,07                   | 14,40             | 1,70         | 20,50  | 3,50   | 0,40     | 1,00  | 0,30   | 0,56   |
| Наддолинская . . . . .  | 2,00                   | 18,20             | 7,30         | 10,20  | 4,40   | 0,77     | 0,08  | 0,53   | 0,14   |
| Шаханская . . . . .     | 3,98                   | 5,30              | 8,80         | 8,80   | 3,90   | 0,60     | 0,20  | 1,00   | 5,70   |

Таблица 11 (продолжение)

| Свиты                       | Цоизит | Андалузит | Актинолит | Сфен | Лейкоксен | Ильменит | Гематит | Смоляно-черные |
|-----------------------------|--------|-----------|-----------|------|-----------|----------|---------|----------------|
| Надкарагандинская . . . . . | 0,01   | 0,06      | 0,06      | —    | 23,90     | 8,30     | 0,35    | —              |
| Долинская . . . . .         | 0,32   | —         | —         | —    | 30,90     | 5,80     | 0,54    | 0,03           |
| Наддолинская . . . . .      | 0,10   | —         | 0,02*     | 0,08 | 28,40     | 8,60     | 0,18    | 1,16           |
| Шаханская . . . . .         | 4,60   | 0,30**    | —         | 2,30 | 18,90     | 11,40    | 16,30   | 1,30           |

\* Гиперстен. \*\* Брукит.

цоизит, сфен. Аналогичный состав обломочных зерен свойствен и алевритам.

Отложения полимиктовой угленосной толщи Кузбасса несколько иные, сравнительно с карагандинскими. Одним из отличий является общее понижение в составе терригенного, в частности песчаного и крупноалевритового материала обломков пород и полевых шпатов и увеличение роли кварца. По данным В. И. Яворского и П. Ф. Ли (1956), песчаники нижнебалахонской свиты имеют в среднем такой состав: кварц — 29%, полевые шпаты — 27%, обломки пород — 44%; песчаники верхнебалахонской свиты: кварц — 18%, полевые шпаты — 12%, обломки пород — 70%. По Г. Ф. Крашенинникову (1955), состав нижней и верхней балахонской свит в общем достаточно однообразен и характеризуется резким преобладанием обломков пород (преимущественно эффузивов, кислых и основных), количество которых составляет 50—60% от общего числа зерен. На втором месте стоят зерна кварца, составляющие около 25%; в подчиненном количестве встречаются полевые шпаты, зерна кварцитов и микрокварцитов и разнообразные, сильно разложившиеся зерна, ближе не определимые. Сходный состав имеют и породы кольчугинской серии, в частности подробно изученные В. В. Копериной (1949) ерунаковские породы Карагайлинского месторождения. «Кварц,— пишет она,— составляет 20—35% зерен, часть которых имеет обломочное погасание. Калиевые и натриевые полевые шпаты содержатся в количестве 15—25%. Преобладает калиевый шпат, причем некоторые зерна показывают

ясную микроклинную решетку. Часть зерен полевых шпатов сильно разрушена — серицитизирована, пелитизирована или замещена карбонатом, но много и совершенно свежих, водянопрозрачных зерен. Обломки кремнистых пород и халцедона составляют до 25%, глинистых пород — до 20%. Значительно реже встречаются обломки эффузивов (средней основности), микропегматита, слюдистых метаморфических пород, пластинок мусковита, хлорита, обломочные зерна кальцита» (стр. 114).

Что касается минералов тяжелой фракции, то состав ее не богат. В разных свитах определено до 20 минералов, в общем тех же, что и в отложениях Карагандинского синклинория: циркон, турмалин, гранат, апатит, титансодержащие — анатаз, брукит, пироксены, силлиманит, пикотит, эпидот, цоизит, корунд, кианит, роговая обманка, тремолит, флогопит, хлорит, мусковит; кроме того, в большом количестве (до 50—60% всей тяжелой фракции) присутствуют черные рудные минералы, главным образом ильменит, лейкоксен, пирит, гидрогетит; большинство из них, однако, не терригенные, а аутигенные (пирит, лейкоксен).

Из сопоставления с карагандинскими породами видно, что в последних содержание кварца редко повышает 10%, в среднем же его всего 3—5%; в кузнецких — кварца 20—35%, а иногда 40% и больше; соответственно в составе зерен уменьшается роль обломков пород, особенно эффузивных. *Полимиктовость пород кузнецких явно меньше полимиктовости пород карагандинских.*

Следующий этап понижения полимиктовости демонстрируют породы среднего карбона Донбасса, изученные Н. В. Логвиненко (1953, 1956). Состав их показан в табл. 12. В ней бросается в глаза относительно малое количество обломков пород в составе песчаников: оно колеблется обычно в пределах от 0,5 до 15%, редко до 20—30%; чаще всего это единицы процентов; сами обломки представлены обычно кремнем, кварцитом, кремнистым сланцем, глинистым сланцем, кварцево-серицитовым сланцем, т. е. породами, в подавляющем своем большинстве наиболее стойкими по отношению к выветриванию. *Содержание полевых шпатов низкое, по большей части немногие проценты, изредка 12—14%. Зато содержание кварца высокое и весьма высокое. Минимальное количество его в песчаниках 39—20%, обычно же 40—60% и выше; нередко песчаники с 81—85% кварца. Содержание тяжелой фракции обломочных частиц ничтожное. Если исключить из нее заведомо аутигенные минералы (пирит, окислы железа, сидерит и др.), то масса тяжелых минералов в породе составит величину порядка сотых и немногих десятых долей процента, редко достигая 1—2%. Главную часть тяжелой фракции образуют устойчивые минералы: циркон, рутил, турмалин, слюда, рудные минералы, к которым на разных участках площади Донбасса присоединяются порознь или в сочетаниях: апатит, брукит, анатаз, сфен, гранат, хлоритоид, редко — роговая обманка, т. е. тоже по большей части достаточно устойчивые минералы. «Внешний вид большинства этих минералов, — пишет Н. В. Логвиненко, — свидетельствует о том, что они прошли не один цикл эрозии. Свыше 50% всех цирконов хорошо окатаны, загрязнены и частично выветрелы, много зональных. Почти весь рутил выветрелый. Слюда и рудные минералы несут следы выветривания» (Логвиненко, 1953, стр. 228). Нетрудно видеть, что все эти черты минералогического состава тяжелой фракции гармонируют с тем, что мы видим во фракции легкой: с обилием кварца, малым (порою ничтожным) содержанием обломков пород, низким содержанием полевых шпатов. *В целом обломочные породы Донбасса уже не являются типично-полимиктовыми, как это было в Караганде и Кузнецком бассейне, но далеко продвинулись по пути олигомиктовости, хотя еще, конечно, не стали олигомиктовыми. Это мезомиктные породы, в одних горизонтах и районах приближающиеся к полимиктовости,**

Состав песчаников, алевролитов и глин в угленосной толще Донбасса.  
(по Н. В. Логвиненко, 1953)

| Минералы                 | Песчаники       |       |       |       |       |                   |       |       |       |       |       |       | Алевролиты |       | Глина |
|--------------------------|-----------------|-------|-------|-------|-------|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------------|-------|-------|
|                          | 73              | 76    | 61    | 335   | 76а   | 557               | 50    | 115   | 165   | 661   | 126   | 105   | 667        | 96    | 315а  |
|                          | Континентальные |       |       |       |       | Прибрежно-морские |       |       |       |       |       |       |            |       |       |
| Обломки пород . . . . .  | 12,49           | 3,70  | 8,97  | 10,08 | 3,30  | 42,52             | 29,30 | 20,00 | 0,50  | 1,35  | 2,72  | —     | —          | —     | —     |
| Полевые шпаты . . . . .  | 1,69            | 19,03 | 1,47  | 4,94  | 3,48  | 5,18              | 12,40 | 15,15 | 27,13 | 14,38 | 14,23 | 6,35  | 8,00       | 4,50  | 1,90  |
| Кварц . . . . .          | 85,15           | 65,92 | 88,93 | 81,15 | 71,80 | 39,20             | 48,30 | 45,00 | 58,05 | 52,05 | 73,97 | 66,94 | 58,38      | 23,46 | 34,88 |
| Акцессорные минералы     | 0,10            | 0,15  | 0,10  | 0,35  | 0,15  | 0,07              | 0,10  | 0,20  | 0,35  | 0,04  | 0,25  | 0,05  | 0,13       | —     | —     |
| Мусковит-серицит . . . . | —               | 7,00  | 0,23  | 1,31  | 7,60  | —                 | 3,82  | 8,00  | 9,17  | 7,00  | 3,75  | 12,05 | 2,74       | 24,58 | 18,20 |
| Каолинит . . . . .       | —               | Сл.   | —     | Сл.   | 9,00  | —                 | —     | —     | Сл.   | 4,01  | Сл.   | 5,00  | 1,87       | 32,16 | 40,20 |
| Биотит . . . . .         | —               | 2,50  | —     | 0,58  | 2,28  | 2,34              | 1,54  | 1,50  | 0,50  | 0,35  | 1,98  | 5,00  | 13,42      | Сл.   | 1,20  |
| Хлорит . . . . .         | —               | 0,50  | —     | 30,30 | 1,10  | 8,49              | 0,50  | 2,20  | 0,50  | 0,91  | 0,99  | 3,10  | 3,19       | »     | 0,04  |



в других — уклоняющиеся в сторону олигомиктовости. В этом специфика пород донецкой угленосной толщи сравнительно с ранее упомянутыми.

Олигомиктовые песчано-алевритовые осадки гумидных поясов представляют собою крайний член описанного ряда. Легкую фракцию песчано-алевритовых частиц в этом случае составляет почти без исключения кварц с редчайшей подмесью полевых шпатов, мусковита; тяжелую же — почти без исключения устойчивые минералы: циркон, турмалин, рутил и гранаты кальциевого ряда; минералы неустойчивые (роговая обманка, гиперстен, авгит и др.) полностью отсутствуют, либо представлены редкими единичными зернами. Такого рода олигомиктовые горизонты особенно типичны для платформенных участков и встречаются здесь во многих горизонтах, например: в песчано-алевритовой толще конца  $D_2$  — начала  $D_3$  на Русской платформе; в угленосной толще начала визе; в среднеюрских континентальных толщах; в осадках верхней юры и нижнего мела; в отложениях сеномана, палеогена и начала неогена Украинской впадины и в других. Их минеральгический состав показан в табл. 13.

Отличие олигомиктовых терригенно-минералогических комплексов от полимиктовых в приведенном материале выступает достаточно ясно. Аналогичного состава осадки встречаются эпизодически и в краевых частях геосинклиналей, например силуре, девоне и в угленосной толще  $C_1$  западного склона Урала. Но для типично геосинклинальных районов они не характерны и в типичном развитии здесь, по-видимому, отсутствуют.

В чем же заключается причина возникновения в одних случаях резко выраженных полимиктовых обломочных пород, в других — мезомиктовых, в третьих — олигомиктовых, кварцевых? *Она лежит в общей историко-геологической обстановке формирования разных терригенных свит.*

Уже из приведенных выше примеров следует, что *типичные полимиктовые толщи образуются на территориях тектонически активных и сильно активных.* Идеальной физико-географической средой их возникновения являются области предгорных прогибов и межгорных котловин, развивающихся среди деформируемой в складки геосинклинальной зоны. Толщи карагандинского синклинория, Кузбасса, описанные выше, являются как раз такого рода образованиями; но число их легко умножить примерами отложений  $P_1$  Воркуты,  $C_{2+3}$  Англо-Франко-Бельгийского угольного бассейна, синхроничных им толщ Аппалачей, отложений  $J_3 + Cg$  предверхожанского прогиба и многих других. Можно принять в качестве правила, не знающего исключения, что *отложения предгорных прогибов и межгорных впадин, синхроничные растущей складчатой зоне, принадлежат к ярко выраженному полимиктовому типу*; лишь временами полимиктовость эта смягчена и породы принадлежат мезомиктовому типу. Те же два типа характерны и для подавляющего большинства пород, возникших в геосинклинальных зонах в стадию нормального геосинклинального режима, для которого характерна, как известно, значительная тектоническая активность. Даже на платформах в ряде случаев появляются мезомиктовые и даже полимиктовые обломочные породы; в качестве примера приведем осадки верейского яруса и  $P_2$  на востоке Русской платформы,  $J + Cg$  на платформе Сибирской,  $C_{2+3}$  на Северо-Американской. Характерно, что во всех этих случаях участки платформ с мезомиктовыми и полимиктовыми обломочными породами примыкают к областям интенсивно деформируемых геосинклинальных зон и, стало быть, сами живут активной тектонической жизнью; в некоторых случаях они даже получают обломочный материал с денудированных складчатых сооружений геосинклинальных зон.

Совершенно иначе выглядела историко-геологическая обстановка возникновения типично олигомиктовых толщ. Как видно уже из приведенных

Таблица 13

Минералогический состав кварцевых песков некоторых районов Европейской части СССР  
(по Калинин, 1957)

| Минералы                  | Содержание (в %) от фракции 0,01—0,25 мм |                                     |                                        |                        |                                |
|---------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------------|------------------------|--------------------------------|
|                           | Лужский<br>средний<br>девон              | Небольчин-<br>ский нижний<br>карбон | Люберецкий<br>верхневолж-<br>ский ярус | Саратовский<br>сеноман | Камышин-<br>ский па-<br>леоцен |
| <i>Легкая фракция</i>     |                                          |                                     |                                        |                        |                                |
| Кварц . . . . .           | 97,0                                     | 99,4                                | 99,0                                   | 93,1                   | 95,3                           |
| Полевые шпаты . . . . .   | 0,4                                      | 0,2                                 | 0,5                                    | 6,5                    | 2,2                            |
| Глауконит . . . . .       | —                                        | —                                   | —                                      | —                      | 1,7                            |
| Слюда . . . . .           | 0,3                                      | —                                   | 0,3                                    | —                      | —                              |
| Прочие минералы . . . . . | 2,1                                      | 0,2                                 | —                                      | 0,3                    | 0,5                            |
| Сумма . . . . .           | 99,8                                     | 99,8                                | 99,8                                   | 99,9                   | 99,7                           |
| <i>Тяжелая фракция</i>    |                                          |                                     |                                        |                        |                                |
| Рудные минералы . . . . . | 0,133 (66,5)                             | 0,076 (64,5)                        | 0,070 (55,1)                           | 0,028 (42,4)           | 0,164 (60,7)                   |
| Турмалин . . . . .        | 0,012 (6,0)                              | 0,004 (3,5)                         | 0,005 (3,9)                            | 0,007 (10,6)           | 0,020 (7,4)                    |
| Ставролит . . . . .       | 0,020 (10,0)                             | 0,007 (6,8)                         | 0,013 (10,2)                           | 0,010 (15,2)           | 0,035 (13,0)                   |
| Дистен . . . . .          | 0,001 (0,5)                              | —                                   | 0,034 (26,8)                           | 0,012 (18,2)           | 0,020 (7,4)                    |
| Силлиманит . . . . .      | 0,001 (0,5)                              | —                                   | 0,001 (0,8)                            | 0,002 (3,0)            | 0,012 (4,4)                    |
| Циркон . . . . .          | 0,012 (6,0)                              | 0,027 (22,5)                        | 0,001 (0,8)                            | 0,002 (3,0)            | 0,004 (1,5)                    |
| Гранат . . . . .          | 0,001 (0,5)                              | —                                   | —                                      | —                      | —                              |
| Эпидот . . . . .          | —                                        | 0,002 (1,7)                         | —                                      | —                      | —                              |
| Рутил . . . . .           | 0,003 (1,5)                              | 0,001 (0,8)                         | 0,002 (1,6)                            | 0,003 (4,6)            | 0,012 (4,4)                    |
| Роговая обманка . . . . . | —                                        | 0,001 (0,8)                         | —                                      | —                      | —                              |
| Сидерит . . . . .         | Ед. зерна                                | —                                   | —                                      | —                      | —                              |
| Слюды . . . . .           | 0,017 (8,5)                              | —                                   | 0,001 (0,8)                            | —                      | —                              |
| Андалузит . . . . .       | —                                        | —                                   | Ед. зерна                              | Ед. зерна              | 0,001 (0,4)                    |
| Сфен . . . . .            | Ед. зерна                                | —                                   | —                                      | —                      | 0,001 (0,4)                    |
| Актинолит . . . . .       | —                                        | Ед. зерна                           | —                                      | —                      | —                              |
| Прочие минералы . . . . . | —                                        | —                                   | —                                      | 0,002 (3,0)            | 0,001 (0,4)                    |
| Сумма . . . . .           | 0,200 (100)                              | 0,118 (100)                         | 0,127 (100)                            | 0,066 (100)            | 0,270 (100)                    |

Примечание. В скобках даны проценты от суммы тяжелых минералов.

в таблице примеров, все они локализованы на платформах, причем принадлежат таким эпохам их исто ни, когда вблизи седиментационных областей не было ни крупных горных систем в соседних геосинклинальных зонах, ни резко расчлененного рельефа на самих платформах; иначе говоря, когда в пределах платформенных седиментационных областей царил вялый, пассивный тектонический режим. В некоторых случаях, когда такого рода режим в качестве исключения воцарялся в геосинклинальных зонах, что бывало обычно в их краевых, приплатформенных участках, более или менее типичные олигомиктовые породы возникали и в геосинклиналях.

Таким образом, эмпирически установленным фактом является приуроченность полимиктовых и переходных к ним (мезомиктовых) пород к областям с активным тектоническим режимом, а олигомиктовых — к регионам, тектонически пассивным. Можно сказать даже, что полимиктовость

обломочных пород в гумидных зонах есть не что иное, как материальное, терригенно-минералогическое выражение активного тектонического режима, олигомиктовость же — выражение режима пассивного. Эти соотношения являются одной из фундаментальных закономерностей гумидного осадкообразования.

Как же истолковать эти связи терригенно-минералогического облика обломочных пород с характером тектонического режима седиментационной области?

Господствующая сейчас теория видит причину возникновения полимиктовых, мезомиктовых и олигомиктовых толщ обломочных пород в большей или меньшей силе механической обработки обломочного материала в путях переноса и в конечных водоемах стока. Полимиктовые свиты возникают за счет свежее-денудированных магматических и метаморфических пород, обломки которых только начинают миграцию на поверхности Земли и потому мало разрушены. При последующих перемывах полимиктовых свит обломки пород и неустойчивых минералов разрушаются частью при речном транспорте, частью уже в морях при многократных переотложениях зерен волнениями в прибрежной зоне; полимиктовые свиты дают начало мезомиктовым. Последние при новых перемывах и переотложениях, сопровождающихся дальнейшим механическим разрушением (истиранием) зерен, дают начало олигомиктовым песчано-алевритовым комплексам. Поэтому материал олигомиктовых отложений считается «изношенным», «дряхлым», в отличие от свежего, «молодого» в полимиктовых породах.

Такого рода трактовка, однако, имеет ряд существенных дефектов. Связывая полимиктовость обломочных пород с незначительной механической обработкой перенесенного кластического материала, а олигомиктовость с большой механической обработкой его, эта концепция по существу игнорирует те соотношения полимиктовости с активным тектоническим режимом, а олигомиктовости — с пассивным, которые являются твердо установленным фактом. Гипотеза механической трансформации кластического материала, следовательно, не объясняет того, что подлежит объяснению, и в этом смысле она просто бесполезна. Нужно добавить к этому, что она стоит в противоречии и с другими более частными наблюдениями. Ей, например, противоречат данные о терригенных минералах в аллювии крупных рек (Миссисипи, Аму-Дарья и др.), не показывающие отбора более стойких минералов и уничтожения неустойчивых; об этом уже говорилось выше. Не имеют решающего значения в данном случае и многократные передвижения песчаных и алевритовых зерен по дну прибрежной части морей, ибо если бы таким путем полимиктовые минералогические комплексы действительно превращались бы в олигомиктовые, тогда, очевидно, в прибрежной зоне морей, особенно крупных, мы всегда имели бы только олигомиктовые или близкие к ним отложения, чего на деле не наблюдается. Таким образом, *хотя простая механическая переработка исходных минералов песчано-алевритовой фракции в реках и в прибрежной зоне водоемов несомненно содействует в какой-то мере разрушению обломков пород и дроблению неустойчивых, с большой спайностью, минералов, однако только таким путем, даже при многих переотложениях, олигомиктовые свиты не возникают.*

Приходится искать иной механизм образования в одних случаях полимиктовых обломочных толщ, в других — олигомиктовых.

*Решающим звеном в этом механизме являются неодинаковые возможности химического выветривания материнских пород на водосборных площадях при разном характере тектонического режима.*

При активной тектонической жизни седиментационной области рельеф водосборов был всегда более или менее резко выраженный, гористый,

а механическая денудация отличалась большой силой. Быстрое механическое разрушение поверхностных горизонтов и быстрый их механический смыв приводили к образованию большого числа обломков пород и сохраняли их и неустойчивые минералы от химического разрушения; они захоронялись в осадках химических неизменными; неизбежно возникал типичный полимиктовый комплекс пород. Напряженная механическая денудация, следовательно, преобладала в этой обстановке над химическим выветриванием, несмотря на условия влажного климата, на возможность чего уже указывалось в первом томе книги. Конкретный состав полимиктовых песчаников определялся петрографическим составом разрушаемой водосборной площади. Когда ее образовывали гранитные породы, возникали аркозовые песчаники; при разрушении эффузивных, основных массивных и метаморфических пород — граувакки.

Совершенно иначе обстоит дело в тектонически пассивных областях гумидных поясов. Рельеф водосборных площадей в этих случаях был сnivelирован, а механическая денудация резко ослаблена. Все это создавало большие возможности для химического выветривания материнских пород. Под влиянием последней обломки пород и неустойчивые минералы тяжелой фракции нацело разрушались и в песчано-алевритовой фракции пород накапливался кварц и комплекс устойчивых минералов; неизбежно возникали олигомиктовые отложения.

При таком понимании сути дела олигомиктовые отложения могли возникать вовсе не как конечное звено длинной цепи перемываний и перетолжений, а прямо же за счет размыва глубоковыветрелых магматических и метаморфических пород, как это было, например, в случае образования аптских, альбских, сеноманских и палеогеновых пород, окружающих Азово-Подольский массив, пород  $D_3$  по периферии Воронежского массива и в других случаях. Но даже и тогда, когда олигомиктовые отложения действительно возникали за счет перемыва и перетолжения пород полимиктовых, суть процессов состояла не столько в дальнейшей механической переработке компонентов последних, сколько в возможностях их предварительного химического выветривания на водосборных площадях. *Чем сильнее вторгались процессы химической переработки размываемых отложений, тем короче был путь от полимиктовых отложений к олигомиктовым.*

Что дело обстоит именно так и что центр тяжести процессов лежал именно в возможностях химического выветривания водосборных площадей, доказывается тем фактом, что *полимиктовым, мезомиктовым и олигомиктовым отложениям свойственны разные типы распределения элементов по основным петрографическим типам пород* (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1956—1959). При этом, что особенно важно, с переходом от полимиктовых к олигомиктовым породам весьма отчетливо возрастала роль растворов, как формы переноса элементов с водосборных площадей к конечным водоемам стока. Этот факт был установлен автором (совместно с сотрудниками) при изучении геохимии верхнепалеозойских угленосных отложений СССР и будет подробно изложен ниже (гл. III). Он указывает, что *условия образования олигомиктовых отложений обеспечивали интенсивный выход элементов в раствор из минералов исходных пород*, а это было возможно лишь при усилении химического выветривания на водосборных площадях.

Так, через разную силу химического выветривания водосборов при разной их тектонической активности разные терригенно-минералогические типы пород без труда «вставляются» в ту историко-геологическую обстановку, в которой они развивались.

Как ни важна была роль тектонического режима в формировании полимиктовых, мезомиктовых и олигомиктовых пород, все же только им

объяснить полностью появление и размещение этих пород внутри гумидных зон нельзя.

Вспомним, что интенсивность химического выветривания — при одинаковом тектоническом режиме — отчетливо изменяется в зависимости от того, с каким конкретным гумидным поясом внутри общей площади гумидного климата мы имеем дело. Максимальной силы и быстроты химическое выветривание достигает в тропическом влажном поясе и отсюда резко убывает с переходом во влажные субтропики, особенно же в умеренную и бореальную зону с вечномерзлыми грунтами. Это означает, что *максимальные возможности для создания олигомиктовых свит имеются, несомненно, в тропической влажной зоне, меньшие во влажных субтропиках и совсем малые — в умеренном поясе. Что касается бореальной области, то олигомиктовые комплексы здесь, по-видимому, вовсе не образуются даже при самом благоприятном тектоническом режиме: тормозит очень низкая температура года и очень малое количество воды.* Климатические условия для генезиса полимиктовых пород прямо противоположны: они наименее благоприятны под тропиками и максимально благоприятны в высокоширотных областях гумидного климата. Нужен очень активный тектонический режим в тропическом влажном поясе, чтобы подавить химическое выветривание и создать полимиктовые обломочные осадки, и очень малоактивный в высоких широтах, чтобы получить тот же результат. Таким образом, формирование олигомиктовых и полимиктовых комплексов в разных поясах гумидных климатов идет не при одной и той же степени тектонической активности региона, а при разной: очень большой во влажных тропиках, все уменьшающийся по мере перехода в высокие широты гумидного климата.

Все это освещает генезис полимиктовых и олигомиктовых свит с новой стороны. Приходится признать, что внутри гумидных зон полимиктовые комплексы отвечают режиму подвижной седиментационной области с преимущественно более холодным климатом, а олигомиктовые комплексы — режиму малоподвижной пенеценизированной седиментационной области в условиях более теплого климата. При этом степень подвижности территории в известной степени компонентируется характером климатических условий. При промежуточных условиях тектонического режима и климата создавались терригенные комплексы с характеристикой, промежуточной между олигомиктовым и полимиктовым типами.

Все вышеизложенное справедливо лишь при допущении, что водосборные пространства седиментационных областей сложены изверженными и метаморфическими породами. Но такое условие соблюдается далеко не всегда и даже не так часто. Как правило же, наряду с изверженными породами в составе водосборов то или иное участие принимают породы осадочные, а нередко водосборы только этими породами и слагаются. Сказывается ли это обстоятельство на терригенно-минералогических типах пород? И если сказывается, то как именно?

Если на водосборах обнажаются типично полимиктовые (аркозовые, граувакковые и т. д.) песчаники и алевролиты, компоненты которых при возникновении пород не претерпели уловимого химического выветривания, то наличие таких пород при активном тектоническом режиме не сказывается сколько-нибудь явственно на облике формирующихся новых осадков. Выработка из них мезомиктовых, а тем более олигомиктовых, песчаников пойдет такими же темпами и с такими же результатами, что и в случае состава водосборов из магматических и изверженных пород. Но если в составе пород водосборов имеются песчано-алевритовые породы мезомиктового, а тем более олигомиктового состава, то выработка новых мезомиктовых и олигомиктовых осадков пойдет значительно легче. Осадки, обогащенные кварцем и обедненные обломками пород и полевыми

пшатами, будут формироваться быстрее и при более активном тектоническом режиме, чем в «нормальном случае». Возникнет некоторое несоответствие между тектоническим режимом седиментационной области и терригенно-минералогическим составом образующихся на ней обломочных осадков. По своей «минералогической зрелости», — понимая под ней продвижение от полимиктовости к мономинеральности, — осадки будут как бы «забегать вперед» против нормы и тем в большей степени, чем больше на водосборных площадях песчано-глинистых пород мезомиктового и олигомиктового типа. В этих случаях имеет место уже не только — и часто не столько — выработка нового терригенно-минералогического состава песчано-алевритовых пород, сколько его *унаследование* от предыдущих этапов геологической истории данного региона.

Нетрудно понять, что такого рода унаследование должно было прогрессивно нарастать в истории Земли, ибо размеры выходящих на дневную поверхность площадей изверженных и метаморфических пород в ходе геологической истории, как известно, все уменьшались, а размеры площадей пород осадочных — все возрастали. Иначе говоря, *в формировании новых песчано-алевролитовых отложений все увеличивающуюся роль приобретало механическое переотложение древних осадочных накоплений*. Это обстоятельство, влекло за собой все более облегченную выработку олигомиктовых пород из полимиктовых, т. е. большую быстроту их «созревания».

Нормальный, описанный выше, ход формирования полимиктовых, мезомиктовых и олигомиктовых песков и алевритов, в строго определенных для каждого из них морфолого-тектонических условиях, был типичен и широко распространен в относительно ранние времена геологической истории. Позже он стал проявляться реже и только в регионах, водосборы которых слагались изверженными, метаморфическими и полимиктовыми осадочными породами. В этом ходе событий нельзя не видеть несомненных черт эволюции процессов формирования терригенных пород в истории Земли.

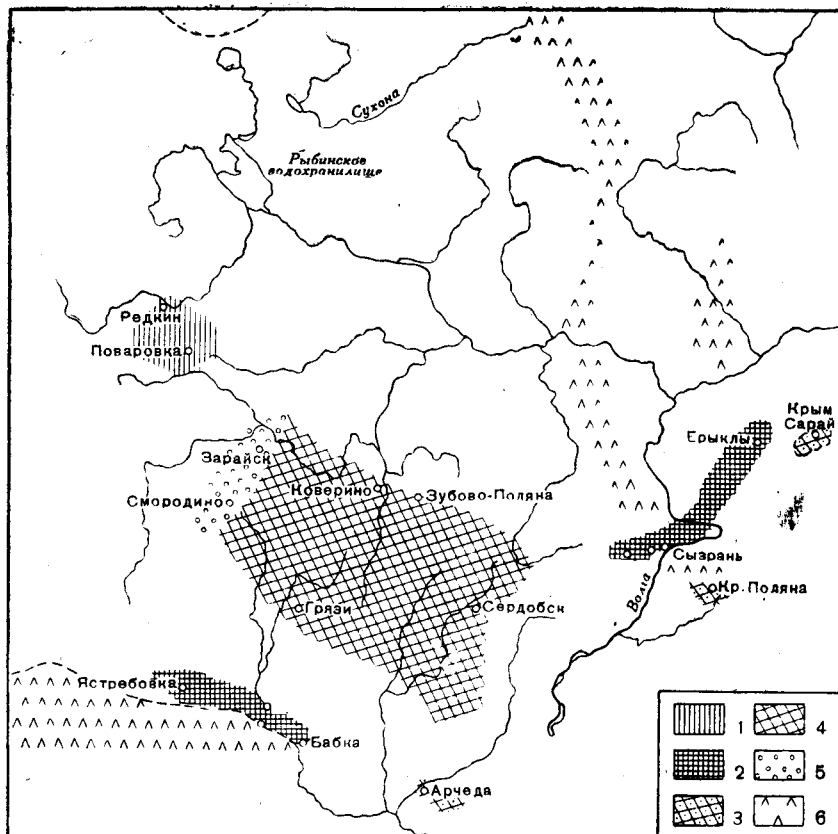
## 7. О соотношении между составом обломочных и глинистых минералов в отложениях гумидных зон

Так как глинистые минералы в своей главной массе генерируются в коре выветривания водосборных частей бассейнов и затем механически сносятся в конечные водоемы стока, то это означает, что состав бассейновых глинистых осадков должен как-то коррелироваться с составом синхроничных им песчано-алевритовых обломочных отложений и быть неодинаковым при разном тектоническом и климатическом режимах седиментационных областей. Так, можно было бы ожидать, что в регионах малой тектонической активности и теплого климата олигомиктовые песчано-алевритовые породы должны сочетаться с более или менее резко выраженными каолиновыми глинистыми породами; в регионах же с активным тектоническим режимом полимиктовые песчаники и алевриты должны комбинироваться с полимиктовыми же глинами, в составе которых преобладающее развитие должны получать хлориты, монтмориллонит, нонтронит, разнообразные гидрослюды. Аналогичные изменения должен претерпевать состав глинистых минералов даже в малоактивных тектонически областях при переходе от теплых климатов к холодным.

В качестве самой общей схемы или некоторой тенденции такие соотношения действительно и наблюдаются в природе, но степень

выраженности этой закономерности сильно варьирует в частных историко-геологических обстановках и она то проявляется весьма резко, то затупеванно.

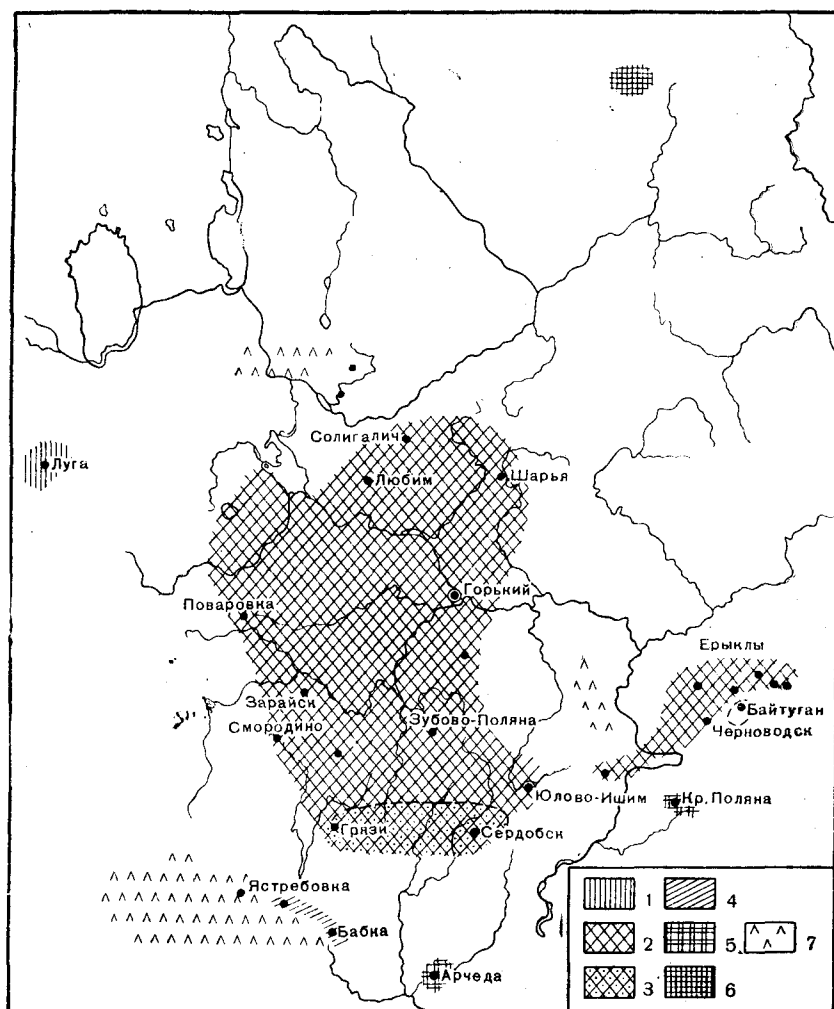
На Русской платформе имеется несколько типично олигомиктовых пресноводно-озерных комплексов, и во всех таких случаях *чисто кварцевый состав песчаных прибрежных отложений ассоциирует с чисто*



Фиг. 47. Распределение глинистых минералов в отложениях старооскольского горизонта Русской платформы (по М. А. Ратееву.)

1 — каолинит, примесь гидрослюда — прибрежная [или опресненная] фация; 2 — гидрослюда, каолинит — мелководноморская, опресненная зона, близкая к области сноса; 3 — каолинит-галлуазитовые глины, примесь монтмориллонита и хлорита (в том числе шамозиты) — зона морских осадков, граничащая непосредственно с областью развития каолинита; 4 — гидрослюда (близкие к иллиту) с хлоритом и постоянной примесью бейделлита — зона нормально-морских, мелководных осадков; 5 — гидрослюда, примесь каолинита или галлуазита, бейделлита, шамозита — переходная зона от опресненных к нормально-морским осадкам; 6 — суша (по М. Ф. Филипповой).

*каолинитовым составом глин.* Такая ассоциация наблюдается в сталингорском горизонте Подмосквья (И. Д. Зхус, Е. С. Тихомирова), в континентальных отложениях шигровского века Воронежского массива и других мест (М. А. Ратеев), в континентальных отложениях палеогена Азовско-Подольского массива и в других горизонтах. Аналогичные ассоциации известны и в континентальных озерных осадках мезозоя Зап. Европы (Миллот, 1947). В морских отложениях, синхроничных олигомиктовым континентальным свитам, дело обстоит сложнее.



Фиг. 48. Распределение глинистых минералов в нижней части нижнецигровских отложений Русской платформы (по М. А. Ратсеву).

1 — каолинит с примесью гидрослюд; континентальная аллювиальная фация; 2 — гидрослюды мусковитового и гидромусковитового типа с каолинитом; морские мелководные опресненные фации; 3 — гидрослюды с хлоритом; каолинит и бейделлит отсутствуют или незначительны; периферическая полоса опресненной зоны; 4 — гидрослюды с каолинитом, примесь шамозита или галлаузита; зона изменчивого режима (по вертикали) от мелководных опресненных и прибрежных до континентальных осадков; 5 — гидрослюды иллитовые с хлоритом (в том числе шамозит), постоянная примесь бейделлита; морские отложения с пашийской фауной; 6 — бейделлитово-шамозитовые глины; мелководная лагунная фация с приносом тонкодисперсных продуктов изменения эффузивов; 7 — суша (по М. Ф. Филипповой).

В них, как правило, наиболее распространенными минералами оказываются гидрослюды, комбинирующие с подчиненным и совершенно второстепенным количеством монтмориллонита, бейделлита и постоянной заметной или даже большой примесью каолинита.

Пространственная локализация каолиновой примеси при этом очень характерна, что было продемонстрировано недавно М. А. Ратсевым на примере отложений двух горизонтов  $D_3^1$  и раннего визея Русской платформы (фиг. 47, 48). Оказалось, что максимальное количество каолинита



характеризует периферические зоны глинистой морской седиментации, т. е. участки, наиболее близкие к разрушающейся коре выветривания водосборных площадей; здесь глины становятся гидрослюдисто-каолиновыми и даже каолиново-гидрослюдистыми. При этом речь идет не просто о примеси каолинита к гидрослюдам, но и о том, что сами гидрослюдистые минералы являются более или менее каолинизированными, т. е. выветрелыми. По мере удаления из прибрежных частей глинистых отложений в более пелагические каолининовая примесь становится все меньшей, но даже и на огромных площадях пелагиали не исчезает совсем. Очень интересен тот факт, что в прибрежных частях глинистых осадков, а также в глинистой примеси песчаников и алевролитов, встречается много частичек с псевдогексагональным габитусом. «Непосредственная связь гексагонально-таблитчатого каолинита и мест его скопления с массивами кристаллических пород с каолининовой корой выветривания, — пишет М. А. Ратеев, — а также большое обилие его в песчаных разностях пород указывают на вынос его в виде взвешенного стока в морской бассейн в моменты усиления эрозии. Этой близостью источника сноса и объясняется сохранность гексагональных чешуек, когда они переносятся в составе очень тонкого взвешенного материала на небольшие расстояния, не успевая приобрести обломочный габитус» (Ратеев, 1956, стр. 611).

Как видим, в условиях пассивного тектонического режима и теплого климата соответствие состава глин составу синхроничных песчано-алевритовых отложений наиболее ярко проявляется в континентальных отложениях — аллювиальных и озерно-болотных; в них кварцевые пески ассоциируются с каолиновыми глинами. В морских отложениях соответствие значительно ослаблено и проявляется лишь в обогащенности каолинитом осадков, более сильной в прибрежных частях, более слабой на участках, далеких от берега.

Материал по минералогии глин в толщах, возникших на фоне активного тектонического режима, каковыми являются угленосные формации предгорных прогибов и межгорных котловин, еще невелик, но все же позволяет утверждать, что состав глин отличен от состава их в отложениях пассивных тектонически областей. *Каолинит (исключая эпигенетические новообразования) развит здесь в резко подчиненных количествах и приурочивается почти исключительно к подошвам углей (т. е. бывших торфяников) и к прослоям внутри самого угля.* В составе же озерных глин, удаленных от углей, каолинит практически исчезает и глины становятся гидрослюдистыми; хорошие примеры этому недавно были описаны М. А. Ратеевым и З. В. Тимофеевой из Донбасса и М. А. Ратеевым из Воркуты.

В морских глинистых отложениях полимиктовых свит каолинит также отсутствует и глины слагаются почти сплошь гидрослюдами, хлоритом, ферримонтмориллонитом, монтмориллонитом, бейделлитом в изменчивых соотношениях; исключения чрезвычайно редки и обязаны, по-видимому, наложению вторичных процессов.

Резюмируя, приходится признать, что действительно тектонический режим седиментационной области отпечатлевается не только на составе песчано-алевритовых пород, но и на составе синхроничных им глинистых отложений, но соответствие этих пород друг другу проявляется обычно лишь в общих чертах, как некая тенденция, причем наиболее ярко — в континентальных озерных отложениях и гораздо слабее — в морских.

Чем же вызывается эта неодинаковая в разных случаях сила коррекции составов обломочных и глинистых пород? И почему она резко проступает в озерных и слабее в морских отложениях?

Дело в том, что установлению постоянного и точного соответствия минералогического состава песчано-алевритовых пород составу глинистых отложений противодействует ряд факторов. Два из них наиболее важны. В коре выветривания, как известно, каолинит приурочивается лишь к верхнему горизонту, тогда как более низкие слагаются гидрослюдами и монтмориллонитом. Так как одновременно на разных частях водосборной площади вскрываются обычно разные горизонты коры выветривания, то состав глинистого материала, сбрасываемого в конечный водоем стока, естественно, становится сложным. К этому надобно добавить, что на отдельных участках водосбора могут размываться невыветрелые древние глинистые породы, разнообразные глинистые минералы которых механически поступают в конечный водоем стока. Нетрудно видеть, что чем больше по размерам водосборная площадь и чем разнообразнее ее рельеф и петрографический состав, тем больше возможностей усложненного состава глинистых минералов в конечном водоеме стока и появления наряду с каолинитом — гидрослюд и других глинных минералов даже в условиях сильного выветривания малорасчлененного водосбора. При малых размерах водосбора и монотонности его состава, напротив, больше шансов возникновения в водоеме чисто каолинистых глин, когда его песчаные и алевритовые осадки становятся олигомиктовыми.

Так как водосборные площади озер всегда гораздо меньше водосборов морей, то естественно, что именно в озерных отложениях наиболее ярко сказывается сочетание олигомиктовых песчано-алевритовых отложений с каолиновыми глинами. Огромность же и сложный состав водосборов морей порождают сложный состав в них глинистых отложений и наличие каолинита лишь в виде более или менее сильной примеси к гидрослюдам и монтмориллониту. Дополнительно осложняющим моментом в морях является вмешательство диагенетических (и катагенетических) процессов, видоизменяющих глинистые минералы. Так, каолинит, внесенный в морской водоем совместно с обломочными минералами олигомиктового типа, в дальнейшем, в ходе диагенеза осадков, может в большей или меньшей степени испытать обратное стадийное развитие и превратиться вновь в гидрослуду, монтмориллонит и т. д. Такого рода обратные превращения в условиях моря, иногда с сохранением первоначальной каолининовой формы частиц, фактически установлены (И. Д. Зхус, М. Ф. Викулова). В условиях пресноводных озер с ничтожным содержанием электролитов в воде обратный переход каолинита в гидрослуды исключается.

Все это влечет за собою то, что соответствие глинистых минералов обломочным должно отчетливее всего проявляться в пресноводно-озерных отложениях и более сглажено — вплоть до отсутствия — в морских. Иные причины вызывают появление каолинита в ряде типично полимиктовых угленосных толщ, где, казалось бы, ему вовсе не место.

Действующих факторов здесь также два. Приуроченность каолинита к самому угленосному пласту и к его подошве коренится в характерных изменениях ландшафта перед эпохой заболачивания и образования торфяников. Рельеф не только площади осадконакопления, но и водосборов в это время сглаживался, наступало резкое замедление денудационных процессов и соответственно усиление химического выветривания пород водосборной области (см. ниже, гл. VI). Это обстоятельство неизбежно вызывало рост каолиновой зоны в коре выветривания и появление больших или меньших масс каолина в продуктах смыва, накопившихся в области заболачивания. Таким образом, наличие в полимиктовых толщах предгорных прогибов и межгорных котловин каолиновых глин в углях и в почвах угольных пластов не только не противоречит изложенной выше схеме, но, наоборот, ее подтверждает (Шульце, 1958).

Другим фактором, искажающе действовавшим на корреляцию между составами песчано-алевритовых и глинистых пород, были все те же явления диагенеза и катагенеза. Специфику как раз угленосных полимиктовых толщ составляет обилие заключенного в них органического вещества как в диффузном состоянии (во вмещающих породах), так и в концентрированном виде (угольные пласты). Общая обогащенность угленосных формаций  $C_{орг}$  в 2—5 раз выше, чем неугленосных (см. гл. VI). Эта избыточная органика создавала избыточные же массы  $CO_2$ , которая в диагенезе и катагенезе действовала как фактор выветривания разных минералов и превращения их в каолин. Как показала недавно Г. Н. Семашова (1959) на примере Ангренского месторождения, выделившиеся в диагенезе массы  $CO_2$  действительно способны произвести наблюдающуюся здесь каолинизацию вмещающих пород.

Итак, можно принять в качестве общей закономерности, что горизонтам с олигомиктовым обломочным материалом в песчаниках и алевролитах свойственны глинистые пласты с повышенным содержанием каолина, когда они морские, либо чисто каолиновые, когда они пресноводно-озерные или болотные. Горизонтам с полимиктовым материалом в песчаниках и алевролитах, напротив, свойственны глины с отсутствием каолинита, либо его резко пониженным содержанием. Но эта корреляция между терригенно-минералогическим типом обломочных пород и составом синхроничных глин в разных случаях, благодаря действию осложняющих факторов, выступает то яснее, то приглушеннее. Наиболее четко она проявляется при этом в пресноводно-озерных отложениях, слабее всего — в морских.

## 8. Следы необратимой эволюции состава песчано-алевритово-глинистых пород в истории Земли

До недавнего времени считалось общепризнанным, что так как процессы механической седиментации протекали в одних и тех же формах во все периоды послепротерозойской истории Земли, то и состав песчано-алевритово-глинистых пород едва ли будет показывать какие-либо следы необратимой эволюции за тот же отрезок времени.

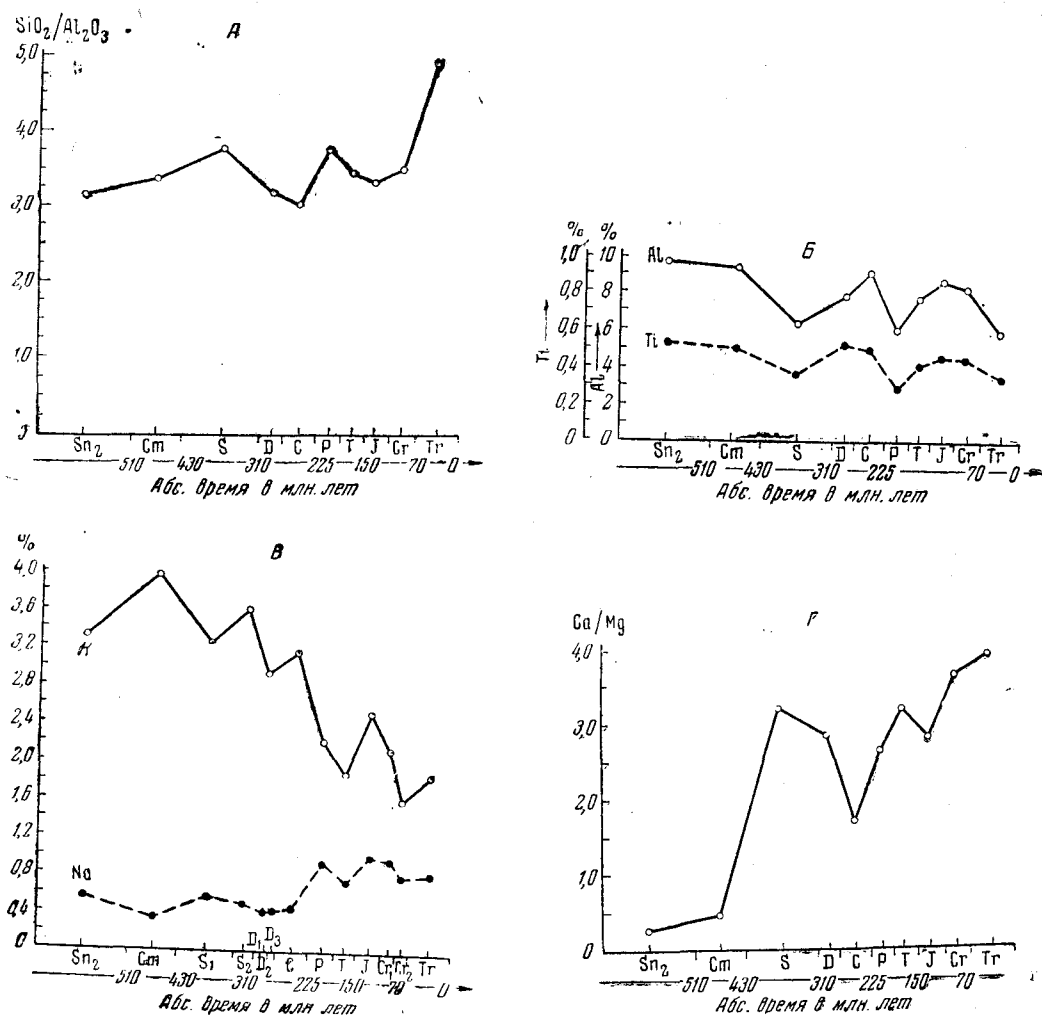
Вышеизложенные соображения об облегченном развитии в более поздние эпохи истории Земли мезомиктовых и полимиктовых песчано-алевритовых, а значит — и отвечающих им глинистых — пород заставляют, наоборот, допускать, что в среднем вещественном составе этих пород, сформированных в более молодые периоды, должны существовать следы какой-то необратимой эволюции. К сожалению, в этом направлении до сих пор не выполнено нужных количественных минералогических исследований, но химические работы уже имеются и они дали интересные результаты. Я имею в виду недавние исследования А. П. Виноградова и А. Б. Ронова по составу песчаников, алевритов и глин Русской платформы.

Усредненный аналитический материал по глинам показан в табл. 14, а важнейшие необратимые изменения изображены на фиг. 49. Изучая эти данные, можно считать установленными следующие основные факты.

1. *Соотношение  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  в глинах, испытывая некоторые периодические колебания, показывает все же явственный рост в ходе геологического времени*, в результате чего с 3,17 в рифее оно подымается до 4,76 в кайнозое (взятом, как целое). Означают ли эти необратимые химические изменения определенные сдвиги в наборе глинистых минералов, слагающих глины, или же вызываются также и переменами в составе примесей (например, увеличением  $SiO_2$  в связи с расцветом диатомей), остается пока неясным.

2. Содержания  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в глинах, испытывая периодические колебания, показывают прогрессирующее уменьшение от рифея к кайнозой, так что  $Al_2O_3$  убывает от 9,70 до 6,34%, а  $TiO_2$  от 0,53 до 0,37%.

3. При всякого рода изменениях содержаний  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  их соотношения показывают удивительное постоянство: оба компонента вместе



Фиг. 49. Показатели необратимой эволюции глин Русской платформы от рифея доныне (по А. П. Виноградову и А. Б. Ронову).

А — отношения  $SiO_2$  к  $Al_2O_3$ ; Б — соотношения  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ ; В — изменения содержания К и Na; Г — отношения Ca к Mg.

увеличиваются в составе глин и вместе убывают, так что кривые их на фиг. 49, Б оказываются параллельными. Таким образом, эти два элемента в глинах тесно парагенетически связаны. Поскольку основным местом генерации глинистых минералов является кора выветривания, очевидно, что и связь эта устанавливается еще при формировании элювия и позже сохраняется при механическом переотложении глин в конечных водоемах стока, в частности в морях. Отметим это обстоятельство, ибо оно окажется важным при обсуждении генезиса некоторых полезных ископаемых гумидной зоны.

Распространенность важнейших химических элементов в глинах Русской платформы (в вес.%)

| Система, отдел, ярус    | Число проб | Число образцов в пробах | Si    | Al   | Fe   | Ti   | Ca    | Mg   | K    | Na   | S <sub>сульф.</sub> | $\frac{K}{Na}$ | $\frac{Ca}{Mg}$ | $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ |
|-------------------------|------------|-------------------------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|---------------------|----------------|-----------------|-------------------------|
| Рифей (синий) . . . . . | 17         | 765                     | 27,17 | 9,70 | 5,85 | 0,53 | 0,39  | 1,40 | 3,29 | 0,56 | 0,04                | 5,87           | 0,28            | 3,17                    |
| Кембрий . . . . .       | 14         | 436                     | 28,17 | 9,43 | 4,69 | 0,50 | 0,59  | 1,34 | 4,00 | 0,36 | 0,06                | 11,11          | 0,44            | 3,38                    |
| Ордовик . . . . .       | 8          | 198                     | 20,43 | 6,25 | 3,67 | 0,38 | 9,16  | 2,10 | 3,28 | 0,59 | 0,06                | 5,56           | 4,36            | 3,70                    |
| Готландий . . . . .     | 6          | 531                     | 23,14 | 6,68 | 3,82 | 0,36 | 6,42  | 3,08 | 3,67 | 0,51 | 0,06                | 7,20           | 2,08            | 3,93                    |
| Средний девон . . . . . | 41         | 822                     | 23,30 | 8,60 | 4,68 | 0,48 | 4,14  | 2,40 | 2,95 | 0,44 | 0,20                | 6,70           | 1,72            | 3,07                    |
| Франский ярус . . . . . | 41         | 1433                    | 21,69 | 7,68 | 4,89 | 0,61 | 7,80  | 1,58 | 2,94 | 0,43 | 0,06                | 6,84           | 4,94            | 3,20                    |
| Фаменский » . . . . .   | 9          | 253                     | 18,67 | 5,91 | 3,60 | 0,34 | 8,48  | 3,97 | 3,44 | 0,47 | 2,65                | 7,32           | 2,14            | 3,58                    |
| Нижний карбон . . . . . | 17         | 267                     | 25,24 | 9,78 | 4,47 | 0,59 | 2,14  | 0,95 | 2,17 | 0,39 | 0,21                | 5,56           | 2,25            | 2,93                    |
| Средний » . . . . .     | 19         | 241                     | 23,80 | 8,52 | 4,63 | 0,42 | 4,03  | 2,57 | 4,15 | 0,55 | 0,04                | 7,54           | 1,57            | 3,16                    |
| Уфимский ярус . . . . . | 7          | 91                      | 23,33 | 7,49 | 5,10 | 0,36 | 5,61  | 2,66 | 2,85 | 1,12 | 0,45                | 2,54           | 2,11            | 3,52                    |
| Казанский » . . . . .   | 10         | 179                     | 17,56 | 5,10 | 3,37 | 0,29 | 12,36 | 3,67 | 2,07 | 0,98 | 0,38                | 2,11           | 3,37            | 3,90                    |
| Татарский » . . . . .   | 9          | 408                     | 20,17 | 5,76 | 3,84 | 0,33 | 8,88  | 4,51 | 2,01 | 0,90 | 0,12                | 2,23           | 1,97            | 3,97                    |
| Триас . . . . .         | 4          | 121                     | 23,68 | 7,79 | 4,28 | 0,42 | 7,22  | 2,28 | 1,90 | 0,76 | 0,03                | 2,50           | 3,17            | 3,45                    |
| Нижняя юра . . . . .    | 3          | 17                      | 27,23 | 9,01 | 5,15 | 0,48 | 1,12  | 1,22 | 2,59 | 1,07 | 0,03                | 2,42           | 0,92            | 3,43                    |
| Средняя » . . . . .     | 3          | 57                      | 27,02 | 9,34 | 3,96 | 0,48 | 1,61  | 1,17 | 2,79 | 1,66 | 0,01                | 1,68           | 1,38            | 3,28                    |
| Верхняя » . . . . .     | 7          | 180                     | 23,76 | 8,07 | 4,18 | 0,42 | 6,25  | 1,24 | 2,53 | 0,99 | 0,08                | 2,55           | 5,04            | 3,34                    |
| Нижний мел . . . . .    | 8          | 183                     | 27,18 | 9,92 | 4,57 | 0,51 | 1,18  | 1,19 | 2,19 | 0,99 | 0,10                | 2,21           | 0,99            | 3,10                    |
| Верхний » . . . . .     | 4          | 72                      | 24,04 | 5,55 | 3,22 | 0,30 | 9,62  | 0,96 | 1,64 | 0,85 | 0,00                | 1,93           | 10,02           | 4,91                    |
| Третичная . . . . .     | 12         | 352                     | 26,65 | 6,13 | 4,29 | 0,35 | 5,18  | 1,33 | 1,92 | 0,87 | 0,13                | 2,21           | 3,89            | 4,93                    |
| Четвертичная . . . . .  | 5          | 28                      | 27,84 | 7,16 | 4,17 | 0,40 | 3,52  | 1,90 | 2,61 | 0,55 | 0,00                | 4,74           | 1,85            | 4,41                    |

4. *Отношение К к Na в глинах показывает закономерное уменьшение от рифея к современности.* Оно вызывается тем, что содержания калия уменьшаются от рифея к современности от 3,29 до 2,12%, тогда как содержания натрия возрастают от 0,56 до 0,78% (фиг. 49, В). «Обогащение древних глин калием можно представлять себе как следствие более интенсивного формирования на древней суше (в корях выветривания и в почвах) продуктов выветривания, также обогащенных калием, т. е. гидрослюд, которые образуются в результате изменения первичных слюд и калиевых полевых шпатов. Эти минералы, как известно, имеют наибольшую распространенность в гранитах, гранитогнейсах и родственных им кислых изверженных породах. В рифее и нижнем палеозое площадь выходов гранитов и гранитогнейсов на земную поверхность была значительно большей, чем в последующие геологические периоды. В рифее, а затем и в среднем девоне кислые изверженные и метаморфические породы фундамента Русской платформы и развитые на них коры выветривания были эродированы и трансгрессивно перекрыты в ряде мест осадочными породами. Рост осадочного покрова имел своим следствием постепенное сокращение от эпохи к эпохе выноса продуктов выветривания полевых шпатов и слюд в бассейны седиментации» (Виноградов и Ронов, 1956<sub>2</sub>, стр. 8).

5. Признаки закономерного изменения состава глин в ходе геологической истории наблюдаются, наконец, для магния и кальция. Основная масса обоих элементов заключена в карбонатных примесях к глинам. Подобно тому, как это имеет место в собственно карбонатных породах, «в глинах отчетливо выражена тенденция роста величины отношения Са к Mg от древних осадков к молодым: она наблюдается в глинах не только Русской платформы (фиг. 49, Г), но и Северо-Американской. По-видимому, изменение соотношения Са к Mg в карбонатных породах и глинах является одним из наиболее общих проявлений эволюции химического состава стратисферы» (op. cit., стр. 13).

Весьма интересно и важно, что закономерности, установленные для глин, сохраняют свою силу и у собственно кластических пород. Особенно важна для дальнейшего парагенетическая связь  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ , наблюдающаяся во всем ряду: песчаники → алевролиты → глины (аргиллиты). Поскольку в настоящее время терригенная природа песков и алевролитов очевидна, а глинистых минералов вполне вероятно для подавляющего большинства случаев, мы можем, очевидно, считать наличие постоянных парагенетических соотношений  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  одним из существенных признаков терригенной природы отложений, накапливающих эти компоненты.

---

### Глава III

## ЗАКОНЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ СО СЛОЖНЫМИ ФОРМАМИ МИГРАЦИИ

Наряду с обломочными частицами, в отложениях гумидных зон накапливаются компоненты со сложными формами миграции, переносимые частью в составе кластического материала, частью в виде растворов истинных и коллоидных. Таковы соединения Fe, Mn, P и малых элементов, входящих в III и II группы, охарактеризованные в томе I.

Известно, что компоненты со сложными формами миграций встречаются в отложениях и в рассеянном состоянии (так называемые кларковые содержания) и в высоких концентрациях, образуя рудные месторождения. Поскольку кларковые содержания образуют геохимический фон, на котором возникают руды, естественно начать анализ именно с кларков.

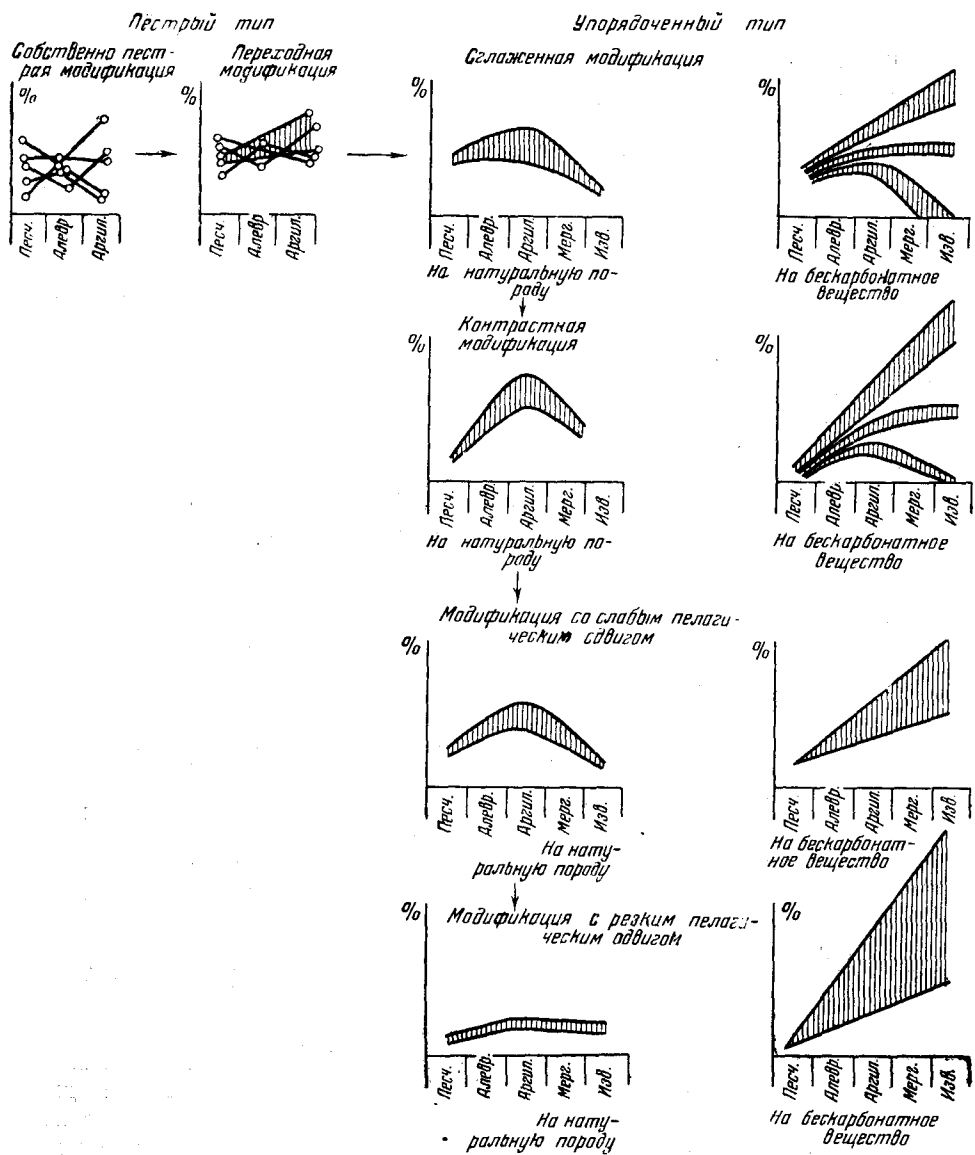
К сожалению, изучение кларковых содержаний элементов до последнего времени не интересовало литологов и по существу не проводилось сколько-нибудь систематически. В целях восполнения пробела автором с сотрудниками была выполнена специальная работа на ряде гумидных толщ разного возраста, а также на современных осадках Черного моря, результаты которой и положены в основу настоящего изложения<sup>1</sup>.

#### 1. Типы распределения рассеянных содержаний Fe, Mn, P и малых элементов

При изучении распределения рассеянных содержаний элементов были использованы два методических приема.

При первом приступе к исследованию был выбран ряд гумидных формаций, возникших при заметно разных ландшафтно-тектонических условиях, и для каждой формации было выяснено распределение серии элементов (Fe, Mn, P и т. д.) по основным петрографическим типам пород: песчаники → алевролиты → глины (аргиллиты) → мергели → известняки. Иначе говоря, исследование распределения элементов велось как бы на обобщенном идеальном профиле от прибрежной зоны к пелагической, оставляя в стороне усложняющие детали. Таким образом удалось выявить два типа распределения с разными их вариациями и связать эти типы и модификации с особенностями физико-географической обстановки осадкообразования. Задачей второго метода было дать для обоих типов

<sup>1</sup> Подробности см. в монографии Н. М. Страхова, Э. С. Залманзон и М. А. Глаголевой «Очерки геохимии отложений гумидного типа» (1959), а также в подготавливаемой к печати монографии М. А. Глаголевой по геохимии Черного моря.



Фиг. 50. Типы и модификации распределения элементов в отложениях гумидных зон.

Заштрихованная площадь — группа упорядоченных элементов.



**Пестрый тип распределения элементов**

| Свиты, породы                                            | Fe   | Mn   | P     | V   | Cr |
|----------------------------------------------------------|------|------|-------|-----|----|
|                                                          | в %  |      |       | в   |    |
| <b>Собственно-пестрый тип</b>                            |      |      |       |     |    |
| <b>Отложения делювия, конусов выноса, временных озер</b> |      |      |       |     |    |
| <i>Наддолинская и шаханская свиты</i>                    |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 4,30 | 0,23 | 0,045 | 89  | 24 |
| Алевриты . . . . .                                       | 4,89 | 0,14 | 0,049 | 65  | 15 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 4,57 | 0,10 | 0,031 | 52  | 15 |
| <i>Надкарагандинская свита</i>                           |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 5,02 | 0,13 | 0,024 | 106 | 18 |
| Алевриты . . . . .                                       | 5,64 | 0,12 | 0,062 | 102 | 19 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 5,27 | 0,04 | 0,072 | 96  | 16 |
| <b>Отложения озерные в ассоциации с конусами выноса</b>  |      |      |       |     |    |
| <i>Наддолинская свита</i>                                |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 3,42 | 0,17 | 0,072 | 116 | 34 |
| Алевриты . . . . .                                       | 3,77 | 0,10 | 0,079 | 65  | 19 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 3,33 | 0,06 | 0,039 | 77  | 39 |
| <i>Долинская свита</i>                                   |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 2,66 | 0,07 | 0,062 | 78  | 45 |
| Алевриты . . . . .                                       | 3,26 | 0,08 | 0,082 | 123 | 38 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 3,07 | 0,05 | 0,056 | 122 | 26 |
| <b>Отложения морского мелководья</b>                     |      |      |       |     |    |
| <i>Карагандинская свита</i>                              |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 3,71 | 0,08 | 0,066 | 77  | 10 |
| Алевриты . . . . .                                       | 4,18 | 0,08 | 0,063 | 79  | 13 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 5,35 | 0,12 | 0,045 | 93  | 13 |
| <i>Ашлярикская свита</i>                                 |      |      |       |     |    |
| Песчаники . . . . .                                      | 4,10 | 0,09 | 0,056 | 92  | 9  |
| Алевриты . . . . .                                       | 4,37 | 0,09 | 0,059 | 86  | 12 |
| Аргиллиты . . . . .                                      | 5,61 | 0,10 | 0,042 | 112 | 13 |

\* При обработке данных спектрального анализа в этой и следующей таблице классы интенсивными обозначениями и оперировали для получения средних величин содержания каждого элемента.

распределения те самые усложняющие детали, которые были сознательно опущены при методе идеальных профилей. С этой целью для двух современных бассейнов, один из которых принадлежит пестрому, а второй — упорядоченному типу, были составлены карты распределения большинства тех элементов, какие были использованы при работе методом идеальных профилей. Таким образом, второй — картографический — метод по идее дополнял первый и оба они вместе должны были раскрыть основные закономерности распределения кларковых содержаний элементов в отложениях гумидных зон.

Рассмотрим вначале результаты, полученные методом идеальных профилей.

Как указывалось, на примере Карагандинской, Кузнецкой, Донецкой угленосных толщ, а также нижнефранских, сталинских и тульских отложений Второго Баку и Подмосковья было установлено, что в распе-

Таблица 15

в отложениях гумидных зон (средние содержания)

| Cu                 | Ni | Co  | Ba                    | Sr   | Be   | Ga   | Pb   | Zn   |
|--------------------|----|-----|-----------------------|------|------|------|------|------|
| 10 <sup>-4</sup> % |    |     | в условных единицах * |      |      |      |      |      |
| 34                 | 29 | 7,0 | 6,44                  | 4,89 | 0,39 | 1,33 | 0,22 | 0,33 |
| 38                 | 28 | 4,5 | 6,27                  | 4,36 | 0,64 | 1,73 | 0,50 | 0,45 |
| 44                 | 29 | 7,5 | 6,25                  | 3,75 | 0,69 | 1,62 | 0,42 | 0,75 |
| 57                 | 14 | 8,6 | 3,20                  | 2,80 | 0,35 | 1,50 | 0,60 | 0,37 |
| 74                 | 19 | 4,5 | 3,87                  | 3,42 | 0,74 | 1,62 | 0,75 | 0,75 |
| 67                 | 27 | 8,3 | 3,50                  | 2,70 | 0,65 | 1,40 | 0,75 | 0,17 |
| 51                 | 16 | 5,0 | 4,50                  | 4,33 | 0,25 | 1,00 | Нет  | 0,16 |
| 57                 | 21 | 4,5 | 4,90                  | 3,50 | 0,35 | 0,90 | 0,30 | 0,30 |
| 36                 | 33 | 1,5 | 4,87                  | 3,66 | 0,50 | 0,83 | 0,39 | 0,17 |
| 35                 | 36 | 9,5 | 5,40                  | 3,20 | 0,27 | 1,00 | 0,45 | 0,50 |
| 57                 | 47 | 5,5 | 4,00                  | 2,00 | 0,25 | 0,88 | 1,00 | 0,25 |
| 36                 | 39 | 6,5 | 4,20                  | 2,70 | 0,10 | 0,10 | 0,50 | 0,50 |
| 29                 | 14 | 6,0 | 3,80                  | 3,00 | 0,10 | 1,20 | 0,20 | 0,35 |
| 48                 | 15 | 7,0 | 3,88                  | 2,75 | 0,16 | 1,09 | 0,19 | 0,16 |
| 40                 | 15 | 5,0 | 4,50                  | 2,75 | Нет  | 0,88 | Нет  | 0,50 |
| 50                 | 7  | 6,5 | 5,36                  | 4,78 | 0,39 | 1,68 | 0,14 | 0,25 |
| 55                 | 11 | 8,0 | 4,95                  | 4,52 | 0,28 | 1,55 | 0,14 | 0,21 |
| 54                 | 13 | 6,5 | 4,69                  | 4,31 | 0,51 | 1,37 | 0,14 | 0,28 |

ности линий были обозначены, начиная с нулевого, цифрами 0, 1, 2, 3, 4 и т. д. до 10; этими чис-

делении Fe, Mn, P и малых элементов в гумидных толщах существуют два хорошо очерченных типа: пестрый и упорядоченный.

*Первый тип* проявляется в верхнепалеозойской угленосной толще Карагандинского синклинория. Фациально — это отложения частью делювия и конусов выноса (наддолинская и надкарагандинская свиты), частью небольших озер, встречающихся в тесной ассоциации с делювиально-пролювиальными фациями (долинская свита), наконец, осадки прибрежного мелководья и лагун (ашлярикская свита, нижняя часть карагандинской свиты). Во всех случаях отложения представлены ограниченным числом типов: песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

*Сущность пестрого типа заключается в отсутствии единой схемы распределения у разных элементов* (фиг. 50). У одних из них максимум содержания приурочивается к пескам с понижением концентраций в алевролитах и глинах, у других он смещается в алевролитовую область, у третьих — в глинистую; существуют случаи двух максимумов: в песках

и глинах и, наоборот, чрезвычайно выравненного содержания элементов во всех трех петрографических классах пород. При этом *не обнаруживается никакой уловимой связи между химическими свойствами элементов и характером кривых их распределения в породах*. Один и тот же элемент в разных горизонтах или даже в разных районах развития одной и той же толщи может давать совершенно разные кривые распределения и, напротив, разные по химическим свойствам элементы могут давать в отдельных случаях сходные кривые.

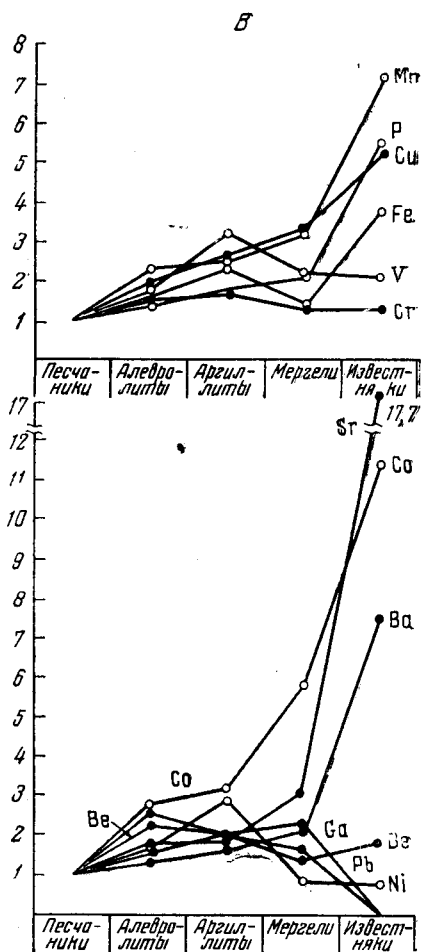
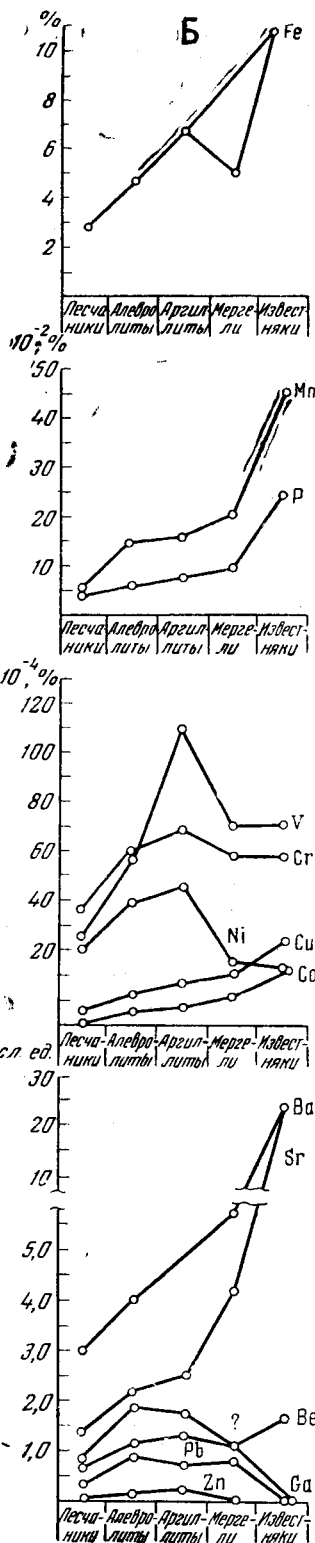
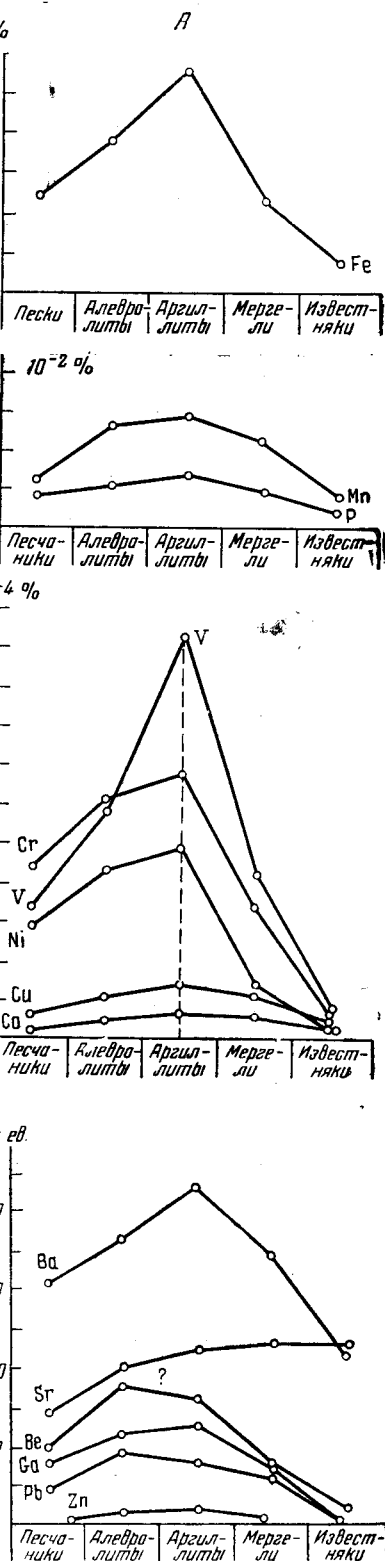
С наибольшей отчетливостью пестрый тип распределения проявляется в делювиально-пролювиальных отложениях сухих равнин, развитых в наддолинской и надкарагандинской свитах (табл. 15); столь же четко он развит и в озерных отложениях долинской свиты, тесно ассоциирующихся с делювиально-пролювиальными фациями. Что же касается распределения элементов в морских ашлярической и карагандинской свитах, то при сходстве их с пестрым распределением в делювиально-пролювиальных и озерных осадках все же легко заметить и характерные отличия. *Пестрота в морских осадках отмечается в распределении всего около половины элементов*; у другой же половины — Fe, Mn, Ni, Cu, V, Cr — явственно начинается *проступать новый тип упорядоченного распределения*, с минимумом в песчаниках, повышенным содержанием элемента в алевролитах и с максимумом в аргиллитах. Наличие этой новой тенденции позволяет считать, что в отложениях карагандинской и ашлярической свит мы имеем дело не с типичным проявлением пестрого типа, а скорее с переходной модификацией от пестрого к упорядоченному.

Таким образом, в пределах пестрого типа намечается два подтипа: *собственно пестрый и переходный к упорядоченному*.

*Упорядоченный тип распределения элементов* демонстрируется свитами  $S_2^6$  Донбасса, отложениями угленосной толщи Кузбасса, нижнефранскими породами Второго Баку, тульскими породами юго-западной части Подмосковной синеклизы. Сущность его состоит в том, что в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки содержания всех или подавляющей массы элементов вначале нарастают от песчаников к аргиллитам, а затем падают — от аргиллитов к известнякам. При этом, как и в типе пестром, один и тот же характер распределения показывает элементы достаточно разные по своим химическим свойствам (например, Fe, Mn, P, V и др.).

Конкретные проявления упорядоченного типа значительно варьируют, почему мною предложено различать несколько его модификаций.

Одной из них является *модификация сглаженного распределения*, свойственная, например, отложениям свиты  $S_2^6$  Донбасса, ряду свит Кузнецкого бассейна, а также, по данным Ю. А. Пряхиной (1958<sub>1</sub>), майкопским породам Предкавказья (табл. 16). У этой модификации разница между минимальными величинами процентных содержаний элементов в песчаниках и максимальными в аргиллитах незначительна и обычно не превосходит 1,5—2% (от породы), часто же она совсем ничтожна и едва улавливается, так что кривая на диаграмме приближается к прямой, параллельной оси абсцисс. На этом общем фоне поведение отдельных элементов не совсем одинаково; различие улавливается, если пересчитать содержания элементов на бескарбонатное вещество, освободившись, таким образом, от разбавляющего влияния карбонатного материала (табл. 17 и фиг. 51). Оказалось, что при переходе от аргиллитов к мергелям и известнякам, т. е. к пелагической зоне моря, содержания у одних элементов (V, Cr, Be) несколько уменьшаясь, относительно заносимого сюда обломочного материала, остаются практически постоянными, у других увеличиваются (Fe, Mn, P, Cu, Co, Sr, Ba), у третьих уменьшаются (Ga, Pb, Zn).



Фиг. 51. Распределение элементов в морских отложениях свиты  $S_2^6$  Донбасса.

А — в % от натуральной породы; Б — в % от бескарбонатного вещества; В — в пересчете относительно концентраций в песчанике.

Таблица 16

## Упорядоченный тип распределения элементов в отложениях гумидных зон (средние содержания)

| Свиты, породы                                                                             | Fe   | Mn        | P     | V                    | Cr     | Cu | Ni     | Co    | Ba                  | Sr       | Be       | Ga   | Pb       | Zn   |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|------|-----------|-------|----------------------|--------|----|--------|-------|---------------------|----------|----------|------|----------|------|
|                                                                                           | в %  |           |       | в 10 <sup>-4</sup> % |        |    |        |       | в условных единицах |          |          |      |          |      |
| <b>А. Сглаженная модификация</b>                                                          |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| <i>Ерунаковская свита—открытые озера отложения</i>                                        |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| Песчаники                                                                                 | 2,43 | 0,064     | 0,028 | 45                   | 40     | 22 | 11     | 2,4   | 4,4                 | 2,2      | 1,0      | 1,0  | 0,6      | Нет  |
| Алевролиты грубые                                                                         | 3,01 | 0,088     | 0,032 | 60                   | 46     | 23 | 19     | 6     | 5,2                 | 2,33     | 1,0      | 1,0  | 0,75     | »    |
| Алевролиты мелкие                                                                         | 4,45 | 0,100     | 0,034 | 88                   | 47     | 32 | 18     | 16    | 4,75                | 1,75     | 1,0      | 1,0  | 0,75     | »    |
| Аргиллиты                                                                                 | 4,51 | 0,130     | 0,038 | 121                  | 37 (?) | 34 | 29     | 20    | 5,0                 | 1,12     | 1,0      | 1,04 | 0,5      | 0,2  |
| <i>Свита С<sub>2</sub><sup>6</sup> Донбасса—континентальные отложения</i>                 |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| Песчаники                                                                                 | 2,85 | 0,050     | 0,049 | 32                   | 57     | 7  | 7      | 8     | 5,20                | 1,60     | 0,90     | 0,80 | 0,80     | Нет  |
| Алевролиты                                                                                | 3,57 | 0,060     | 0,050 | 101                  | 76     | 20 | 12     | 9     | 4,20                | 1,00     | 1,0      | 1,0  | 0,83     | »    |
| Аргиллиты                                                                                 | 5,41 | 0,120     | 0,054 | 118                  | 78     | 15 | 11,5   | 12,5  | 4,20                | 1,40     | 1,0      | 1,20 | 1,00     | 1,0  |
| <i>То же — переходные отложения</i>                                                       |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| Песчаники                                                                                 | 2,30 | 0,070     | 0,040 | 15                   | 53     | 7  | 55     | 8     | 4,00                | 1,66     | 0,83     | 0,83 | 1,00     | Нет  |
| Алевролиты                                                                                | 4,03 | 0,100     | 0,066 | 68                   | 70     | 19 | 50 (?) | 7     | 4,80                | 1,93     | 0,33     | 1,10 | 0,66     | Сл.  |
| Аргиллиты                                                                                 | 5,22 | 0,080 (?) | 0,060 | 141                  | 69     | 31 | 140    | 10    | 4,00                | 1,40 (?) | 1,50     | 1,0  | 0,40     | 1,0  |
| <i>Морские отложения свиты С<sub>2</sub><sup>6</sup> Донбасса</i>                         |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| Песчаники                                                                                 | 2,70 | 0,060     | 0,042 | 34                   | 44     | 6  | 29     | 2     | 3,0                 | 1,33     | 0,83     | 0,66 | 0,33     | Нет  |
| Алевролиты                                                                                | 4,13 | 0,130     | 0,054 | 58                   | 61     | 11 | 43     | 5,0   | 3,54                | 1,93     | 1,68 (?) | 1,02 | 0,77 (?) | 0,11 |
| Аргиллиты                                                                                 | 5,88 | 0,140     | 0,074 | 104                  | 68     | 14 | 49     | 5,5   | 4,20                | 2,10     | 1,50     | 1,10 | 0,60     | 0,17 |
| Мергели                                                                                   | 2,54 | 0,110     | 0,050 | 41                   | 33     | 11 | 13     | 6 (?) | 3,30                | 2,15     | 0,60     | 0,57 | 0,40     | Нет  |
| Известняки глинистые                                                                      | 0,95 | 0,040     | 0,022 | 7                    | 6      | 3  | 2      | 2     | 2,0                 | 2,14     | 0,14     | Нет  | Нет      | »    |
| <b>Б. Контрастная модификация</b>                                                         |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| <i>Пашийский, Кыновский и Саргайский горизонты D<sub>3</sub><sup>1</sup> Второго Баку</i> |      |           |       |                      |        |    |        |       |                     |          |          |      |          |      |
| Песчаники                                                                                 | 0,57 | 0,010     | 0,016 | Нет                  | Нет    | 3  | 1      | Нет   | 1,3                 | 0,4      | 0,4      | »    | »        | —    |

|                                                                                            |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|------|-------------|-------|-------|------|--------|------|-------|---------|---------|-----|--------|---------|-----|
| Алевролиты . . . . .                                                                       | 2,00 | 0,022       | 0,032 | 33    | 10   | 10     | 12   | 5     | 2,9     | 1,6     | 0,8 | 0,2    | 0,2     | —   |
| Аргиллиты . . . . .                                                                        | 5,44 | 0,052       | 0,072 | 104   | 34   | 44     | 42   | 8     | 3,6     | 2,5     | 1,8 | 1,8    | 0,3     | —   |
| Мергели . . . . .                                                                          | 4,54 | 0,065       | 0,105 | 72    | 17   | 32     | 36   | 4     | 3,1     | 3,1     | 1,5 | 1,6    | 0,3     | —   |
| Глинистые известняки . . . . .                                                             | 2,06 | 0,073       | 0,065 | 23    | 12   | 23     | 14   | Нет   | 1,2     | 3,5     | 0,5 | 0,8    | 0,3     | —   |
| Известняки и доломиты . . . . .                                                            | 1,24 | 0,147       | 0,035 | 12    | Нет  | 11     | 3    | »     | 0,3     | 3,2     | 0,8 | Нет    | Нет     | —   |
| <i>Доманиковский горизонт Второго Баку</i>                                                 |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
| Мергели . . . . .                                                                          | 1,28 | 0,009       | 0,170 | 144   | 17   | 73     | 71   | »     | —       | —       | —   | —      | —       | —   |
| Глинистые известняки . . . . .                                                             | 0,79 | 0,012—0,060 | —     | 79    | Нет? | 24     | 32   | »     | —       | —       | —   | —      | —       | —   |
| Известняки . . . . .                                                                       | 0,37 | 0,020       | —     | 18    | Нет  | 14     | 6    | »     | —       | —       | —   | —      | —       | —   |
| <b>В. Модификация с пелагическим смещением</b>                                             |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
| <i>Тульские слои Подмосковья</i>                                                           |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
| Песчаники . . . . .                                                                        | 0,61 | Нет         | 0,009 | 37    | 28   | 23 (?) | 7    | 3     | 50      | —       | —   | 20     | —       | —   |
| Алевролиты . . . . .                                                                       | 1,25 | 0,003       | 0,011 | 53    | 45   | 21,8   | 14,5 | 10,3  | 186     | 200     | 4   | 20     | 500     | 80  |
| Глина . . . . .                                                                            | 2,49 | 0,011       | 0,021 | 120,3 | 54   | 22,3   | 40,4 | 10,4  | 510     | 133 (?) | 9   | 730    | 30      | —   |
| Известняки . . . . .                                                                       | 1,21 | 0,010       | 0,017 | 40    | 19   | 19     | 21   | 2     | —       | 820     | —   | 10     | —       | —   |
| <i>Сталиногорские отложения юго-западного крыла Московской синеклизы (континентальные)</i> |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
| Пески . . . . .                                                                            | 0,44 | 0,0001      | 0,010 | 28    | 32   | 22     | 10   | 8     | 25      | 50      | 2   | 10     | —       | —   |
| Алевриты . . . . .                                                                         | 0,97 | 0,0002      | 0,011 | 31    | 40   | 22     | 16   | 6 (?) | —       | 130 (?) | 5   | 20     | 100 (?) | —   |
| Глины . . . . .                                                                            | 1,73 | 0,0029      | 0,020 | 74,7  | 63   | 22,5   | 28,1 | 11,6  | 122     | 50      | 10  | 28     | 40      | 40  |
| <i>Сталиногорские отложения Второго Баку</i>                                               |      |             |       |       |      |        |      |       |         |         |     |        |         |     |
| Песчаники . . . . .                                                                        | 0,64 | 0,004 *     | 0,006 | 23,5  | 21   | 15     | 2,3  | 0,7   | 2,3     | 2,0     | Нет | 0,2    | Нет     | Нет |
| Алевролиты . . . . .                                                                       | 1,83 | 0,006 **    | 0,001 | 76    | 68   | 21,5   | 28,5 | 1,5   | 2,2     | 2,5     | 0,5 | 1,7(?) | 0,6 (?) | »   |
| Аргиллиты . . . . .                                                                        | 2,23 | 0,017       | 0,029 | 88    | 91   | 14 (?) | 35   | 4     | 1,0 (?) | 2,3     | 0,9 | 0,3    | 0,2     | »   |

\* Один образец содержит 0,23% Мп.

\*\* Два образца содержат 0,45 и 0,22% Мп.

Таблица 17

## Содержание элементов в морских отложениях

| Свиты, породы                              | Fe    | Mn    | P     | V                    | Cr    | Cu    | Ni    | Co    | Ba                  | Sr    | Be    | Ga   | Pb   | Zn   |
|--------------------------------------------|-------|-------|-------|----------------------|-------|-------|-------|-------|---------------------|-------|-------|------|------|------|
|                                            | в %   |       |       | в 10 <sup>-4</sup> % |       |       |       |       | в условных единицах |       |       |      |      |      |
| Свита С <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| 1. На бескарбонатное вещество              |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Песчаники                                  | 2,83  | 0,063 | 0,044 | 36                   | 46    | 6,3   | 30    | 2,0   | 3,0                 | 1,35  | 0,87  | 0,69 | 0,34 | Сл.  |
| Алевриты                                   | 4,71  | 0,150 | 0,062 | 66                   | 70    | 12,5  | 49    | 5,7   | 4,0                 | 2,20  | 1,90  | 1,16 | 0,88 | 0,43 |
| Аргиллиты                                  | 6,76  | 0,160 | 0,085 | 120                  | 78    | 16,0  | 56    | 6,3   | 4,8                 | 2,40  | 1,73  | 1,27 | 0,69 | 0,20 |
| Мергели                                    | 4,95  | 0,210 | 0,097 | 80                   | 68    | 21,0  | 25    | 11,7  | 6,4                 | 4,20  | 1,17  | 1,11 | 0,78 | Нет  |
| Известняки                                 | 10,83 | 0,460 | 0,250 | 80                   | 68    | 34,0  | 23    | 23,0  | 23,0                | 24,40 | 1,60  | Нет  | Нет  | »    |
| 2. В относительных единицах                |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Песчаники                                  | 1     | 1     | 1     | 1                    | 1     | 1     | 1     | 1     | 1                   | 1     | 1     | 1    | 1    | 1    |
| Алевриты                                   | 1,66  | 2,38  | 1,41  | 1,84                 | 1,52  | 2,0   | 1,63  | 2,80  | 1,3                 | 1,63  | 2,20  | 1,7  | 2,6  | ?    |
| Аргиллиты                                  | 2,40  | 2,54  | 1,93  | 3,33                 | 1,70  | 2,6   | 1,87  | 3,45  | 1,6                 | 1,77  | 2,00  | 2,0  | 2,0  | ?    |
| Мергели                                    | 1,75  | 3,33  | 2,20  | 2,22                 | 1,45  | 3,3   | 0,83  | 5,80  | 2,1                 | 3,10  | 1,34  | 1,6  | 2,3  | ?    |
| Известняки                                 | 3,90  | 7,30  | 5,70  | 2,22                 | 1,46  | 5,4   | 0,76  | 11,50 | 7,6                 | 17,70 | 1,84  | Нет  | Нет  | ?    |
| Нижнефранские отложения                    |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Второго Баку                               |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| 1. На бескарбонатное вещество              |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Песчаники                                  | 0,57  | 0,100 | 0,016 | Нет                  | Нет   | 3     | 1     | Нет   | 1,30                | 0,40  | 0,40  | Нет  | Нет  | —    |
| Алевриты                                   | 2,02  | 0,022 | 0,035 | 33                   | 10    | 10    | 12    | 5     | 2,90                | 1,60  | 0,80  | 0,20 | 0,20 | —    |
| Аргиллиты                                  | 5,90  | 0,052 | 0,079 | 111                  | 37    | 49    | 46    | 8     | 3,92                | 2,70  | 1,96  | 1,96 | 0,32 | —    |
| Мергели                                    | 8,89  | 0,031 | 0,204 | 142                  | 33    | 60    | 67    | 9     | 6,04                | 6,04  | 2,90  | 3,12 | 0,60 | —    |
| Глинистые известняки                       | 9,87  | 0,449 | 0,313 | 118                  | 33    | 111   | 64    | Нет   | 5,80                | 16,80 | 2,40  | 3,80 | 1,44 | —    |
| Известняки                                 | 16,18 | 1,400 | 0,509 | 143                  | Нет   | 132   | 40    | »     | 3,90                | 41,60 | 10,40 | Нет  | Нет  | —    |
| 2. В относительных единицах                |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Песчаники                                  | 1     | 1     | 1     | 0                    | 0     | 0,06  | 0,02  | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Алевриты                                   | 4,0   | 2,2   | 2,3   | 0,30                 | 0,27  | 0,42  | 0,26  | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Аргиллиты                                  | 10,4  | 5,2   | 5,0   | 1                    | 1     | 1     | 1     | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Мергели                                    | 15,6  | 13,1  | 12,8  | 1,28                 | 0,89  | 1,23  | 1,46  | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Глинистые известняки                       | 17,3  | 45,0  | 19,5  | 1,06                 | 0,89  | 2,21  | 1,39  | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Известняки                                 | 28,3  | 14,0  | 31,8  | 1,29                 | 0     | 2,69  | 0,87  | —     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Тульские слои Подмосковья                  |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| В относительных единицах                   |       |       |       |                      |       |       |       |       |                     |       |       |      |      |      |
| Пески                                      | 1     | ?     | 1     | 1                    | 1     | 1     | 1     | 1     | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Алевриты                                   | 2     | 1     | 1,2   | 1,4                  | 1,6   | 1     | 2     | 3,5   | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Глины                                      | 4     | 1     | 3,0   | 3,3                  | 2,0   | 1     | 5,8   | 3,6   | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |
| Известняки                                 | 28    | 35,5  | 19,5  | 10,85                | 14,95 | 43,17 | 17,94 | 9,18  | —                   | —     | —     | —    | —    | —    |

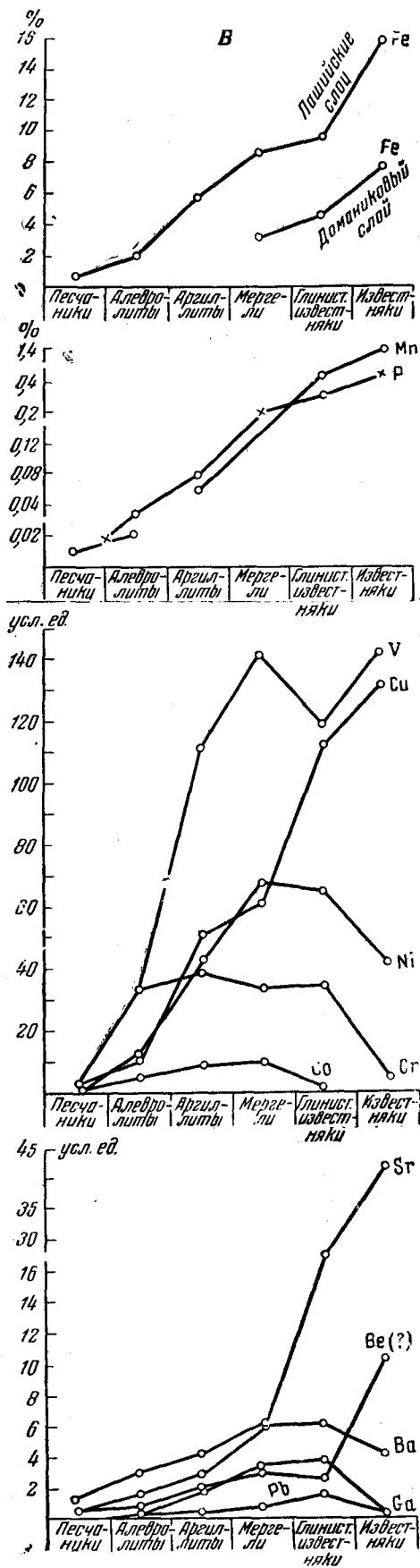
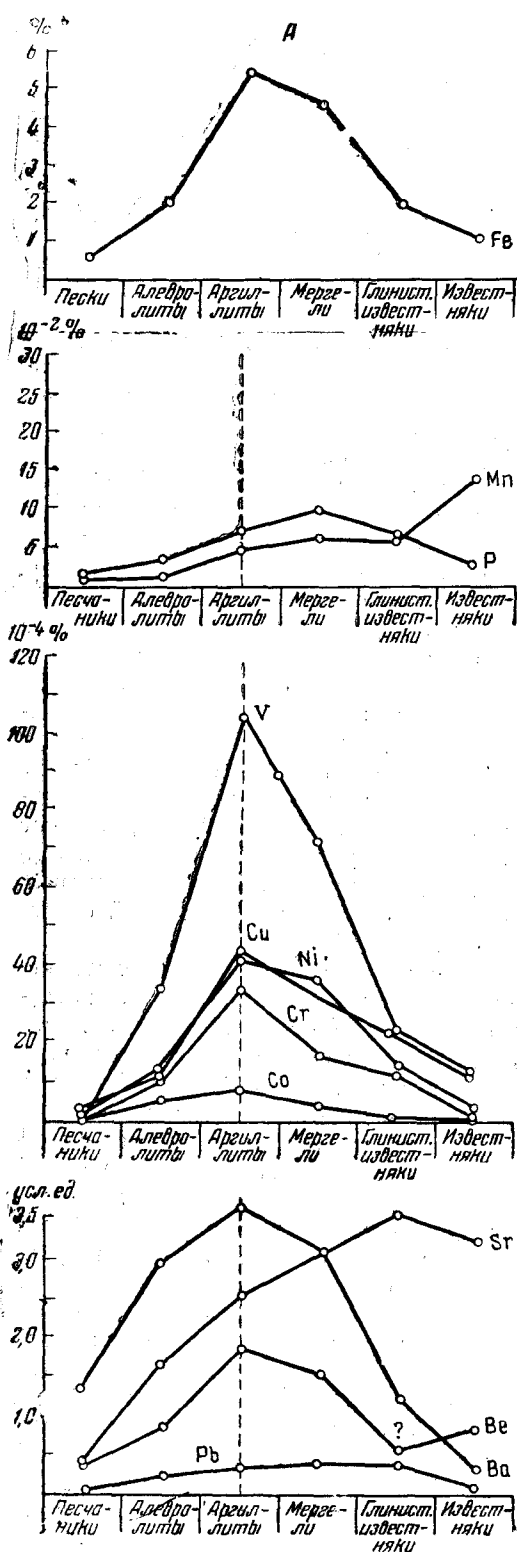
Осуществляется, таким образом, химическая дифференциация элементов, невидная, если оперировать их содержаниями в натуральных горючих и ясно выступающая, если освободиться от маскирующего действия карбонатного материала.

В угленосных отложениях Кузбасса набор пород более ограничен: песчаники, алевролиты, аргиллиты. Но в этом ряду распределение элементов в общем хорошо согласовано (хотя и меньше, чем в Донбассе) и выражается нарастанием их процентных содержаний по мере измельчения частиц пород; отклонения незначительны и немногочисленны. Сами средние процентные концентрации элементов в песчаниках, алевролитах, аргиллитах близки к тем, какие наблюдаются в Донбассе. Очень ясно выражены согласованность и вместе сглаженность в распределении элементов в майкопской свите Центрального Предкавказья (Пряхина, 1958<sub>1</sub>).

*Контрастная модификация упорядоченного типа* представлена ниже-франскими отложениями Второго Баку (табл. 17). Характерными признаками ее являются: а) сочетание очень низких концентраций всех элементов в песках с повышенным содержанием их в глинистых породах, что и создает контрастность распределения, особенно видную, если выразить ее в процентах на бескарбонатное вещество (фиг. 52); б) превышение концентраций элементов в известняках над их содержаниями в песчаниках, что отражает несколько усиленный занос их в пелагические зоны водоема сравнительно с тем, что мы видели в Донбассе. В то же время пересчет определений элементов в мергелях, глинистых и чистых известняках на бескарбонатное вещество показывает, что занос этот по-прежнему выражен не у всех элементов. Содержания Fe, Mn, P, Sr, Cu, Ba, Be резко повышены в бескарбонатном веществе относительно их количеств в аргиллитах и, стало быть, занос их значителен. Концентрации V, Ni в бескарбонатном веществе держатся на том же уровне, что в аргиллитах, а содержания Cr, Co, Ga, Pb падают сравнительно с аргиллитовыми; во всех этих случаях никакого заноса элементов в центральные части водоемов, где образуются чистые известняки, нет; но занос в область мергелей и глинистых известняков уже явно обозначен. Это позволяет утверждать, что в нижефранское время занос элементов в более центральные части бассейна сказывался все же в большей степени, чем в карбонатную эпоху в Донбассе.

Модификация упорядоченного типа с резко выраженным пелагическим смещением элементов представлена континентальными сталиногорскими и морскими тульскими отложениями Московской синеклизы. Особенностью ее являются прежде всего пониженные содержания всех элементов в континентальных отложениях, особенно же Fe, Mn, P против обычных их концентраций в одноименных фашиально отложениях других толщ; это свидетельствует, очевидно, об усиленном их выносе с континентальных водосборных площадей в морской бассейн. В то же время и во всех прибрежных морских песчано-алевритово-глинистых отложениях содержания элементов также понижены, зато в области более удаленных от берега карбонатных отложений они повышены; в ряде случаев (у Fe, Mn, P и др.) это видно даже без пересчета определений на бескарбонатное вещество. После же такого пересчета, особенно если отнести все величины к пескам, приняв содержания элементов в них за единицу, резко выраженный пелагический сдвиг их масс становится чрезвычайно ясным и наглядным. Это означает, что в описываемой модификации элементы не только в большей степени, чем в других, выносятся с континентов в море, но и в последнем они мало задерживаются в прибрежной зоне, отвечающей песчано-алевритово-глинистым осадкам, но транспортируются дальше в центральную область карбонатных отложений.





Фиг. 52. Распределение элементов в нижнефранских отложениях Второго Баку.

А — в % от натуральной породы; Б — в % от бескарбонатного вещества.

Рассеиваясь здесь на огромных площадях и разбавляясь интенсивно накапливающимся карбонатным метериалом, они дают ничтожные концентрации, если брать натуральные породы, и достаточно высокие, — относительно доходящего сюда терригенного материала, — если пересчитать их на бескарбонатное вещество и освободить от разбавляющего действия карбонатов.

Чем же объясняется возникновение описанных типов и модификаций распределения элементов в морских отложениях?

## 2. Механизм, контролирующий распределение в породах рассеянных содержаний Fe, Mn, P и малых элементов

Тот факт, что и в пестром типе и в разных модификациях упорядоченного одинаковые кривые распределения показывают элементы с весьма разными химическими свойствами, свидетельствует, что причины нужно искать не в свойствах самих элементов, а в чем-то ином, в частности в формах их миграции в поверхностных водах, а также в особенностях физико-географических условий образования разных отложений.

В первом томе было показано, что Fe, Mn, P, а также ряд малых элементов: V, Cr, Ni, Co, Cu, Ba, Sr, Be, Ga и др. перемещаются в реках частью в составе взвесей, частью в виде растворов. При этом, соотношение между взвешенной и растворенной формами у разных элементов, даже одновременно мигрирующих в одном потоке, может быть существенно разным: у одних растворенная форма играет меньшую роль, у других — большую. С этой точки зрения они выстраиваются в ряд:  $V \rightarrow [Cr, Ni, Be, Ga, Zn] \rightarrow Fe \rightarrow Mn(?) \rightarrow P \rightarrow [Pb, Sn] \rightarrow Ba \rightarrow Cu \rightarrow Sr$ , причем каждый следующий член ряда, по крайней мере в условиях водосборной площади современного Черноморского бассейна, все в большей степени мигрирует в виде раствора и в меньшей — в виде взвеси. Вместе с тем, в гранулометрическом спектре взвесей максимум накопления одного элемента может приходиться на одни размерности (например, песчаную или алевритовую), а максимум другого элемента на размерности иные (например, крупнопелитовую или субколлоидную).

Эти тонкие различия в формах миграции разных элементов, несомых даже одним и тем же речным потоком, сказываются на кривых распределения их в осадках конечных водоемов стока (морях, озерах) весьма характерным образом. В работах по современным осадкам (Страхов, 1954) мною было показано, что миграция веществ в виде растворов благоприятствует сдвигу их абсолютных масс в осадках в более пелагическую зону бассейна. *На кривых распределения элементов по типам осадков это сказывается в смещении максимума их процентных содержаний в область глин и даже мергелей и пелагических известковых осадков.* При понижении роли растворов и увеличении роли взвесей максимум на кривой распределения сдвигается в сторону более прибрежных областей и более грубозернистых отложений. При преобладающей роли взвесей в миграции важную роль играет тяготение элемента к той или иной размерной фракции взвесей. Если элемент мигрирует преимущественно в качестве сорбированного коллоидными мицеллами, максимум на кривой распределения приходится на глинистые породы. Но если главную роль в качестве носителей элемента имеют обломки терригенных элементов и сам элемент сидит в решетке этих минералов, то максимум может оказаться сдвинутым в алевритовые и даже песчаные породы. При миграции элемента как в составе поглощенных катионов на мицеллах, так и в составе обломков минералов в кривой распределения его могут оказаться даже два максимума: в песках и глинах. Таким образом, *реальная кривая распределения элемен-*

*тов по петрографическим типам пород, входящих в состав осадочной толщи; есть результат как соотношений между взвешенной и растворенной формами переноса элемента, так и распределения его в гранулометрическом спектре взвесей.*

Весьма существенное значение оказывает физико-географическая среда, в которой шло образование осадочных толщ, в частности — интенсивность химического выветривания пород на водосборной площади и возможность сортировки материала в процессе его переноса и отложения.

При интенсивном химическом выветривании пород на водосборной площади все сложные силикатные, алюмосиликатные и сульфидные магматические и метаморфические минералы разрушаются; присутствующие же в них элементы: Fe, Mn, P, V, Cr, Cu, Ni, Ba, Sr, Be др. переходят в раствор и частью мигрируют в таком виде, частью сорбируются мицеллами глинистых минералов и идут в составе взвесей. Все это благоприятствует обеднению названными элементами песчано-алевритовых пород, особенно песчаных, и обогащению более тонкозернистых пород — глинистых, мергелистых, карбонатных. Иначе говоря, *чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континентах, тем резче обозначается сдвиг всех элементов в пелагическую зону тонкозернистых глинисто-карбонатных илов.*

Очень важна также степень сортированности осадка. Чем сильнее проявляется сортировка взвешенных частиц в процессе их переноса в реках и в конечном водоеме стока, тем сильнее обедняются песчаные осадки пелитовым материалом и, стало быть, сорбированными элементами, и, наоборот, сильнее обогащаются элементами тонкозернистые глинистые и глинисто-карбонатные илы. Иначе говоря, усиление сортировки грубозернистых пород увеличивает разницу в содержаниях элементов между грубозернистыми и более тонкозернистыми осадками, делает распределение элементов в ряду песчаники → алевролиты → глины (аргиллиты) более контрастным; ослабление сортировки действует в обратном направлении, делая распределение в том же ряду более сглаженным, менее дифференцированным.

Поскольку описанные процессы сказываются не на одном каком-либо элементе, а в большей или меньшей степени на всех исследованных, естественно, что интенсификация химического выветривания водосборных площадей и усиление сортировки осадочного материала при переносе и отложении приводят к тому, что *кривые распределения отдельных элементов по породам становятся все более сходными, по крайней мере в основных чертах. Пестрота в распределении разных элементов все более сглаживается, кривые становятся все более однотипными и согласованными.*

Посмотрим, что дают изложенные принципы для истолкования описанных выше типов распределения элементов.

Пестрота распределения в угленосных отложениях карагандинского синклиория объясняется двумя причинами: недостаточностью химического выветривания материнских пород на водосборных площадях и малыми в большинстве случаев возможностями сортировки осадочного материала при его переносе и осадении. Слабость химического выветривания ясно вытекает из типичной полимиктовости песчано-алевритовых пород (см. гл. II), в которых сохранилось много обломков эффузивов и полевых шпатов, кварца же ничтожно мало ( $< 10\%$ ); слабость сортировки проявляется в многофракционности размеров зерен. Недостаточность химического выветривания объясняется частью положением карагандинской седиментационной области на самом краю гумидной зоны, на что существуют прямые указания (Коперина, 1956), но главным образом значительным рельефом водосборной ее площади и быстротой механической денудации. Плохая сортировка материала в породах отражает

физико-географические условия переноса и отложения частиц. В делювиально-пролювиальных осадках наддолинской и шаханской свит материал отложен, очевидно, в ближайшем соседстве с источником сноса и, как обычно в этих фациях, почти не сортирован; понятно, что распределение элементов в породах этих свит весьма пестрое. В озерных отложениях, залегающих среди делювиально-пролювиальных комплексов, сохранение пестроты распределения элементов стоит в связи с быстротой осадконакопления в малых озерах, а также с ничтожными энергетическими ресурсами этих озер, не позволяющими им сколько-нибудь значительно перерабатывать и дополнительно сортировать вносимый в них материал; последний, как мы знаем, просто сгружается в озерах практически не переработанным (Страхов и др., 1954). В этих условиях трудно ожидать появления каких-либо новых черт распределения элементов сравнительно с тем, что имеет место в делювии и пролювии.

Некоторое упорядочение кривых распределения элементов в осадках лагун и мелководья моря следует поставить в связь, во-первых, с более далеким транспортом частиц от водосборной площади моря к самой его акватории, что улучшало сортировку частиц и способствовало проявлению дифференциации элементов; во-вторых, с большими размерами бассейна седиментации, что дополнительно усиливало сортировку принесенного материала и содействовало появлению однообразия в распределении разных элементов. Отсутствие полного сходства в их размещении даже в условиях морских лагун и мелководья объясняется, вероятно, быстротой седиментации и относительно малыми размерами самих лагун, что, естественно, ограничивало их энергетические ресурсы и полноту переработки и сортировки приносимого материала. Все вместе взятое и определило принадлежность их распределения к пестрому типу, хотя и не в классическом, а ослабленном его проявлении в виде *переходной модификации*.

Иначе обстоит дело при образовании морских отложений свиты  $S_2^6$  в Донбассе. Как было показано, в гл. II, породы этой свиты уже нельзя отнести к полимиктовым, ибо обломков пород в них очень мало (обычно 20—40%); в легкой фракции полевых шпатов также мало (немногие проценты); зато содержание кварца значительно — обычно 40—60%, а иногда и до 80%. Все это указывает, что песчано-алевритовые породы Донбасса представляют собою переходные образования между полимиктовыми и олигомиктовыми породами и нередко даже ближе к последним, чем к первым. Это значит, что химическое выветривание пород на водосборной площади было значительно<sup>1</sup>. Отсюда — общее понижение содержания всех вообще элементов в песчаных породах сравнительно с алевритами и особенно пелитами и выработка характерной и однообразной кривой распределения, поднимающейся от песчаников к аргиллитам. В том же направлении действовала гораздо большая удаленность в Донбассе областей седиментации от источников сноса, а также очень большие размеры конечного водоема стока — моря, где захоронялся принесенный материал. Все это, несомненно, улучшало возможность сортировки взвесей и дополнительно способствовало выработке однообразной кривой распределения всех элементов с непрерывным ее возвышением от песчаников к аргиллитам. Новое понижение процентных содержаний в мергелях и известняках сравнительно с аргиллитами явилось следствием накопления в этих породах  $CaCO_3$ , что неизбежно разбавляло концентрации элементов. Неодинаковые соотношения растворов и взвесей в миграциях разных компонентов, а также тяготение их к разным размерностям

<sup>1</sup> Повышение процента содержания кварца, возможно, имело еще и дополнительную причину в большем развитии осадочных пород на водосборных площадях.

взвешенных частиц были причиной того, что, сохраняя общий тип, кривые распределения у отдельных элементов все же приобретают индивидуальные черты; особенно ярко это проявляется при пересчетах на бескарбонатное вещество. Группа Ga, Pb, Zn, показывающая резкую убыль в бескарбонатном веществе мергелей и известняков, мигрировала практически в виде взвесей с максимумом содержания в более грубых частях пелитовой фракции. Группа V, Cr, Be, содержания которой в бескарбонатном веществе мергелей и известняков также несколько меньше, чем в аргиллитах, мигрировала также практически лишь в составе взвесей, но с максимумом в тонких частях пелитовой фракции. В миграциях же группы Fe, Mn, P, Cu, Co (?), Sr, Ba, накапливающейся в бескарбонатном веществе мергелей и известняков, заметную, а иногда и значительную роль играли растворы; особенно это видно у стронция и частью у марганца.

Чрезвычайно интересно сравнить этот ряд геохимической подвижности элементов при образовании донецких пород с рядом, установленным для современного Черноморского бассейна. Это сопоставление сделано в нижеследующих строках, из которых первая относится к Черноморскому бассейну, вторая — к донецким породам;

I.  $V \rightarrow [Cr, Ni, Be, Ga, Zn] \rightarrow Fe \rightarrow Mn? \rightarrow P \rightarrow [Pb, Sn] \rightarrow Ba \rightarrow Cu - Sr$

II.  $[Ga, Pb, Zn, Ni] \rightarrow [Cr, V, Be] \rightarrow Fe - Cu \rightarrow P - Mn \rightarrow Ba \rightarrow Sr$

Как видим, в общих чертах размещение элементов в ряду подвижности сохраняется, но все же отдельные элементы меняют свои места. Шесть элементов: V, Cr, Ni, Be, Ga, Zn в обоих случаях являются наименее подвижными и мигрируют практически только в виде взвесей. В переносе остальных элементов в обоих рядах принимают участие и растворы. Интересно, что в современный момент в реках Черноморского бассейна P более подвижен, чем Mn, а породы Донецкого бассейна свидетельствуют об обратных соотношениях; впрочем, это различие недостоверно, ибо в определении Mn в современных реках, по-видимому, вкрались ошибки, что уже отмечалось (том I). Но смещение Cu и Pb с высокой подвижности на малую, по-видимому, реально и указывает на какие-то неясные пока условия физико-географической среды, несколько деформировавшие относительную подвижность элементов в те давние времена относительно современных.

Обстановка миграций и накопления элементов в породах  $D_3^1$  Русской платформы существенно иная. Нижнефранские песчано-алевритовые породы типично олигомиктовые, практически мономинеральные, кварцевые, с ничтожным содержанием полевых шпатов и тяжелой фракции. Это указывает на весьма интенсивное выветривание материнских пород на водосборной площади и объясняет почти полное отсутствие интересующих нас элементов в песчаных отложениях при резком обогащении ими глин. Большие размеры платформенного моря и медленность седиментации в нем обусловили идеальную сортировку поступавшего материала и, следовательно, полный вынос тонкой фракции в центральные части моря, что дополнительно обогащало эти части разнообразными элементами. Разбавление осадка в удаленных от берега частях бассейна кальцитом вызывало, как и в Донбассе, новое понижение содержаний элементов в мергелях и известняках сравнительно с глинистыми осадками. Но в платформенном море это падение концентраций элементов было меньшим, чем в море донецком. Кроме того, элементы явно продолжали накапливаться не только в области садки мергелей, но обычно и в зоне глинистых известняков (при пересчете на бескарбонатное вещество). Эти отличия следует приписать тому, что в миграциях всех элементов по пенеппенизи-

рованному континенту роль взвесей была меньшей, а роль растворов несколько большей, чем при переносе их с более расчлененной и приподнятой водосборной площади моря донецкого. Такие различия вполне естественны и прямо вытекают из наших знаний законов денудации. У Mn, Cu, Sr, P растворы играли, по-видимому, особо большую роль в их миграциях; после выпадения в твердую фазу их гелевые сгустки и кристаллики были отнесены, в силу крайне ничтожных размеров, в центральные части моря и обогатили более пелагически расположенные мергелистые и известковистые илы сравнительно с тем, что наблюдалось у других элементов. Так, благоприятное сочетание интенсивного выветривания материнских пород с несколько иными формами миграции элементов обусловило общий сдвиг масс элементов в пелагическом направлении, особенно ясно выраженный у Mn, Cu, P, Sr.

В нижеследующих строках дано сопоставление всех трех рядов геохимической подвижности элементов (III ряд — нижнефранский):

I.  $V \rightarrow [Cr, Ni, Be, Ga, Zn] \rightarrow Fe - Mn? \rightarrow P \rightarrow (Pb, Sn) \rightarrow Ba \rightarrow Cu - Sr$

II.  $[Ga, Pb, Zn, Ni] \rightarrow [V, Cr, Be] \rightarrow Fe \rightarrow Cu \rightarrow P \rightarrow Mn \rightarrow Ba \rightarrow Sr$

III.  $[V, Cr, Ni, Co] \rightarrow [Pb, Ga] \rightarrow Fe - P \rightarrow Cu \rightarrow Mn \rightarrow [Ba?] \rightarrow Sr$

Как видим, и в данном случае общая расстановка элементов по подвижностям близко сходна с тою, что мы наблюдали раньше. Неожиданной является высокая подвижность Be, несколько ослабленная Ba; но отражает ли это реально существовавшие соотношения, или же является результатом недостаточной точности полуколичественных спектральных определений, — сказать с уверенностью нельзя.

Еще резче проявились те же тенденции при формировании сталиногорско-тульских пород юго-западной части Московской синеклизы. По петрографическим признакам отложения эти весьма похожи на нижнефранские отложения Второго Баку: тот же чисто кварцевый состав, малые мощности, те же текстуры, близкая степень сортировки; близкой, следовательно, была и интенсивность химического выветривания на водосборной части континента. Имелось, однако, и характерное отличие, заключавшееся в том, что водосборная площадь в сталиногорско-тульское время обладала уже мощной наземной растительностью, формировавшей обширные торфяники. Поэтому речные воды в сталиногорско-тульское время были, вероятно, гораздо богаче растворенной гумусовой органикой, чем речные воды раннефранской эпохи. А так как гумусовые вещества, как известно (см. том I) благоприятствуют переносу многих соединений (Fe, Mn, Cu и др.) в растворенном состоянии, то можно полагать, что ранневизейская эпоха была даже более благоприятна для миграций многих элементов в форме растворов, чем эпоха раннефранская.

Это обстоятельство имело два характерных следствия: *во-первых*, все элементы усиленно выносились с водосборных площадей и потому в континентальных отложениях раннего визея все элементы вообще, даже в глинах, встречаются в пониженных количествах, особенно же Fe, Mn, P; *во-вторых*, поступая в растворенном состоянии в морской бассейн, все элементы, естественно, проникали в них дальше в пелагические зоны, чем в раннефранское время; отсюда — явное понижение их содержаний в песчано-алевритово-глинистых прибрежных осадках и обогащение ими известковых отложений, что особенно видно после пересчетов на бескарбонатное вещество. Подчеркнем, что в данном случае, благодаря резко усиленной миграционной способности всех элементов, они уже не образуют разных групп (как в отложениях  $D_3^1$ ,  $C_2^6$ ),

но все однообразно показывают воздымание кривых от песчаников к известнякам, хотя и неодинаково сильное (табл. 17).

Как видим, *разнообразие типов и модификаций распределения элементов в разных по возрасту и тектоническому положению отложениях гумидной зоны действительно полностью объясняется разной физико-географической обстановкой эпох возникновения отложений и разными формами миграций элементов.*

В целом, все типы распределения элементов и их модификации образуют единый геохимический ряд:

- I. Пестрый тип  $\begin{cases} \nearrow \text{собственно пестрый} \\ \searrow \text{переходный с признаками упорядочения} \end{cases}$
- ↓
- II. Упорядоченный тип  $\begin{cases} \nearrow 1 \text{ Сглаженный} \\ \rightarrow 2. \text{ Контрастный} \\ \searrow 3. \text{ С резким пелагическим сдвигом элемента} \end{cases}$

*Этот ряд является рядом все возрастающей геохимической подвижности элементов, обусловленной изменением форм их миграции и, в частности, возрастающей ролью растворов в их переносе. В то же время нельзя не заметить теснейшей корреляции между степенью геохимической подвижности элементов и характером физико-географической обстановки, в которой совершаются их миграции. Обстановка активного тектонического режима, выдвигая на первый план механическую денудацию водосборов и подавляя (относительно, а не абсолютно) химическую, делает элементы геохимически наименее подвижными со всеми вытекающими отсюда следствиями (Караганда — пестрый тип распределения). С ослаблением тектонической активности, убыванием интенсивности денудации механической и усилением роли денудации химической (опять-таки относительно, а не абсолютным) геохимическая подвижность элементов увеличивается; пестрый тип распределения становится все более упорядоченным, вначале сглаженным, потом контрастным (Кузбасс, Донбасс, D<sub>3</sub> платформы). При резко выраженном пассивном тектоническом режиме миграционная способность элементов (их геохимическая подвижность) максимальна, что сказывается в резко выраженном выносе их из всех типов континентальных отложений и в отчетливом заносе из прибрежных осадков в пелагические морские (C<sub>1</sub><sup>2</sup> Русской платформы).*

Таким образом, для элементов со сложными формами миграции устанавливаются столь же ясные связи их распределения с характером тектонического режима, как и для кластических частиц, рассмотренных в предыдущих главах. При этом сама эта связь реализуется через формы миграции элементов, чутко реагирующие на ландшафтно-тектонические условия седиментации. Это обстоятельство делает формы миграции центральным звеном в механизме распределения компонентов в любых физико-географических условиях. Именно к ним, а не к физико-химическим свойствам элементов, и приходится прибегать при изучении законов распределения. Это и естественно, ибо в формах миграции, как мне неоднократно приходилось подчеркивать, объединяются (синтезируются) влияния и собственных свойств соединений и физико-географической среды, в которой их миграция происходит.

### 3. Распределение Fe, Mn, P и малых элементов на площади конечных водоемов стока

Так как анализ идеальных профилей вскрывает лишь самые главные черты распределения элементов, упуская усложняющие детали, то в дополнение к нему было предпринято изучение распределения элементов

на площади конечных водоемов стока с составлением соответствующих карт для каждого элемента.

В качестве объектов были избраны Черное и Охотское моря. Первое демонстрирует упорядоченное распределение элементов, второе — пестрое. Несмотря на разницу типов, сущность вскрытой картины оказалась весьма близкой, почему мы остановимся на подробном изложении данных только по одному водоему — Черному морю, изученному подробнее, так как для его водосборной площади были исследованы также и формы миграции элементов в реках (см. том I, гл. I). Распределение элементов в Черноморских отложениях изучалось на специально собранном материале в количестве 180 проб, размещенных на площади бассейна сравнительно равномерно.

Исследованию подвергались только собственно современные осадки в пласте мощностью до 10, реже до 20 см. Таким образом, карты распределения элементов дают как бы моментальный снимок строго синхроничных процессов. На разных участках площади дна анализировались Fe, Mn, P, C<sub>орг.</sub>, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ca — химическими методами и Sr, Ba, Ga, Zn, Be — спектроскопически. Так как, однако, спектроскопические

Таблица 18

Распределение элементов в современных отложениях Черного моря

| Осадки | Fe  | Mn | P | V                    | Cr | Ni | Co | Cu |
|--------|-----|----|---|----------------------|----|----|----|----|
|        | в % |    |   | в 10 <sup>-4</sup> % |    |    |    |    |

На натуральный сухой остаток

|                                         |      |       |       |    |    |    |    |    |
|-----------------------------------------|------|-------|-------|----|----|----|----|----|
| Ракушники (+ пески с ракушей) . . . . . | 1,18 | 0,032 | 0,031 | 13 | 25 | 19 | 13 | 8  |
| Пески . . . . .                         | 2,72 | 0,060 | 0,043 | 47 | 35 | 33 | 8  | 20 |
| Алевриты (+ алевролиты) . . . . .       | 3,25 | 0,066 | 0,052 | 99 | 65 | 50 | 11 | 29 |
| Глинистые илы . . . . .                 | 3,68 | 0,055 | 0,049 | 98 | 84 | 67 | 12 | 30 |
| Глинисто-известковые илы . . . . .      | 2,65 | 0,045 | 0,059 | 68 | 51 | 44 | 16 | 26 |
| Известково-глинистые илы . . . . .      | 1,91 | 0,036 | 0,055 | 37 | 32 | 40 | 16 | 25 |

На бескарбонатное вещество

|                                         |      |       |       |     |    |        |    |    |
|-----------------------------------------|------|-------|-------|-----|----|--------|----|----|
| Ракушники (+ пески с ракушей) . . . . . | 3,29 | 0,144 | 0,099 | 29  | 57 | 63     | 30 | 23 |
| Пески . . . . .                         | 3,47 | 0,070 | 0,050 | 53  | 39 | 39     | 11 | 24 |
| Алевриты . . . . .                      | 3,84 | 0,070 | 0,059 | 118 | 82 | 58     | 13 | 33 |
| Глинистые илы . . . . .                 | 4,50 | 0,071 | 0,060 | 120 | 99 | 84     | 15 | 36 |
| Глинисто-известковые илы . . . . .      | 4,40 | 0,077 | 0,093 | 111 | 84 | 74     | 28 | 44 |
| Известково-глинистые илы . . . . .      | 4,42 | 0,080 | 0,128 | 84  | 73 | 91 (?) | 39 | 59 |

Относительные концентрации на бескарбонатное вещество

|                                         |      |      |     |      |      |         |     |      |
|-----------------------------------------|------|------|-----|------|------|---------|-----|------|
| Ракушники (+ пески с ракушей) . . . . . | 0,95 | 2,0  | 2,0 | 0,55 | 1,5  | 1,6     | 2,8 | 1    |
| Пески . . . . .                         | 1    | 1    | 1   | 1    | 1    | 1       | 1   | 1    |
| Алевриты . . . . .                      | 1,14 | 1,0  | 1,2 | 2,2  | 2,0  | 1,5     | 1,2 | 1,4  |
| Глинистые илы . . . . .                 | 1,30 | 1,0  | 1,2 | 2,2  | 2,5  | 2,2     | 1,4 | 1,5  |
| Глинисто-известковые илы . . . . .      | 1,27 | 1,1  | 1,8 | 2,0  | 2,1  | 1,9     | 2,6 | 1,8  |
| Известково-глинистые илы . . . . .      | 1,27 | 1,13 | 2,6 | 1,6  | 1,85 | 2,3 (?) | 3,6 | 2,45 |



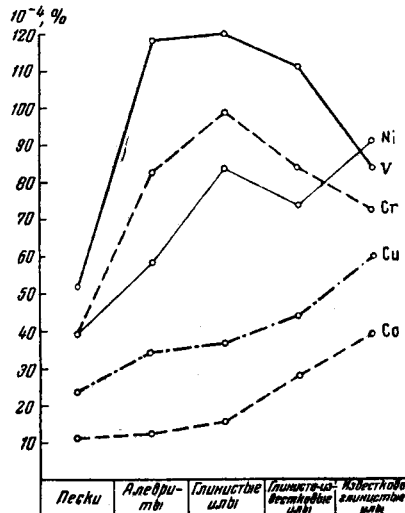
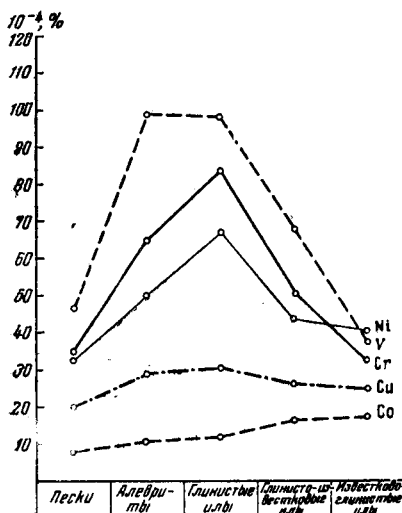
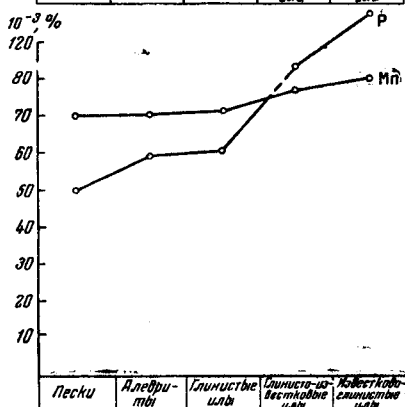
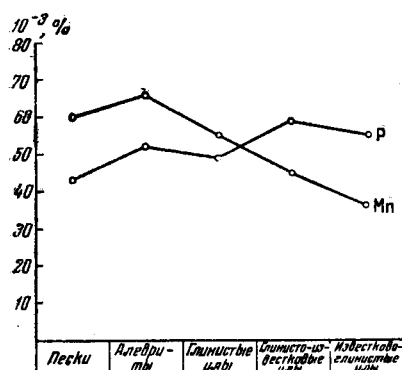
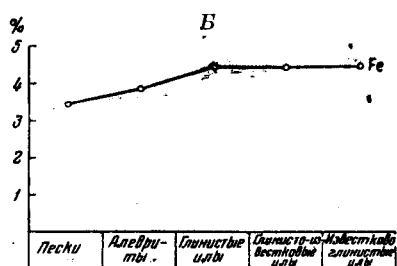
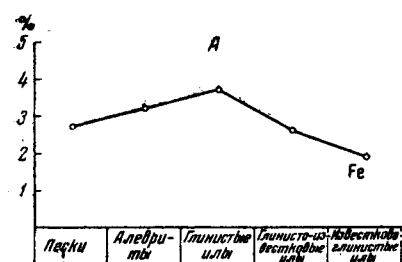
определения имеют только ориентировочный характер, от построения по ним карт пришлось отказаться, и карты сделаны только для компонентов, определявшихся химическим путем.

В табл. 18 приведены средние величины содержаний Fe, Mn, P и других элементов по основным петрографическим типам черноморских осадков; величины даны в процентах на натуральный сухой ил, на бескарбонатное вещество осадков и в относительных концентрациях на бескарбонатное вещество, приняв содержание в песках за единицу и относя к нему содержания элементов во всех остальных типах осадков. Для наглядности цифры табл. 18 изображены графические на фиг. 53. Нетрудно видеть, что распределение элементов в черноморских осадках действительно принадлежит достаточно упорядоченному типу, притом в его сглаженной модификации. От песков содержания элементов растут к алевроитам и максимум достигают в глинах, после чего убывают к глинисто-известковым и известково-глинистым отложениям. Отклонения единичны и невелики. Все это знакомая картина, которую мы уже наблюдали в отложениях Кузбасса, Донбасса. По характеру кривых распределение элементов в черноморских осадках отвечает чему-то промежуточному между распределением их в Кузбассе и в Донбассе.

При расчете на бескарбонатное вещество все элементы отчетливо разбиваются на три группы, индивидуальные черты которых особенно ярко проявляются на диаграмме относительных концентраций. Первую группу образуют V и Sr. Их поведение характеризуется тем, что после возрастания кривых от песков к глинистым илам следует разкое падение к илам известковым. Ко второй группе относятся Fe, Mn, Ni; у них содержания, достигнув максимума в глинах, удерживаются затем на прежнем уровне в осадках известковых. В группе P, Si, Co, Ca все элементы показывают непрерывный рост концентраций от песков к глинам и известняковым отложениям. Нетрудно видеть, что это те же три группы, которые мы видели уже в осадках Донбасса и в отложениях  $D_3^1$  Русской платформы; сам состав групп оказывается близким к тому, что, например, наблюдалось в Донбассе; V + Sr в обоих случаях входит в первую группу, Mn, Ca, Si — в третью группу; переменили место лишь Fe, из второй группы перейдя в третью, и Ni — из второй в первую. Эти немногие отличия естественны, поскольку физико-географическая обстановка в современной черноморской седиментационной области не является точной копией обстановки в  $C_6^2$  Донбасса, а лишь сходна с ней в ряде существенных моментов.

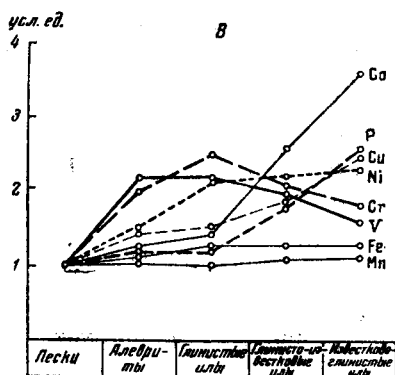
Выше, для истолкования разделения элементов на три группы по характеру кривых мы обращались к разным формам миграций элементов в разных группах. Наблюдая ту же самую ситуацию в черноморских отложениях, мы также должны обратиться к формам миграций тем более, что они специально изучались в реках северной и восточной частей черноморской водосборной площади (см. том I, гл. I).

Напомним, что ванадий и хром принадлежат к группе, в переносе которой растворы практически не имеют места и перенос осуществляется лишь в виде взвесей. Мы не изучали характер распределения V и Sr в гранулометрическом спектре взвесей, но кривые на фиг. 53 с достаточной ясностью указывают на тяготение этих элементов к более грубым пелитовым фракциям взвешенного материала. Перенос Fe, Mn и Ni явно происходит уже иначе. Сохранение однообразных относительных концентраций в известковых илах и глинистых илах указывает, что максимальные содержания этих элементов переместились в тонкую и тончайшую часть взвесей; кроме того, некоторая часть общей массы элементов начинает перемещаться уже и в растворенном виде, что непосредственно



Фиг. 53. Распределение элементов в осадках Черного моря.

А — в % от натурального сухого осадка;  
 В — в % от бескарбонатного вещества;  
 В — в относительных концентрациях.

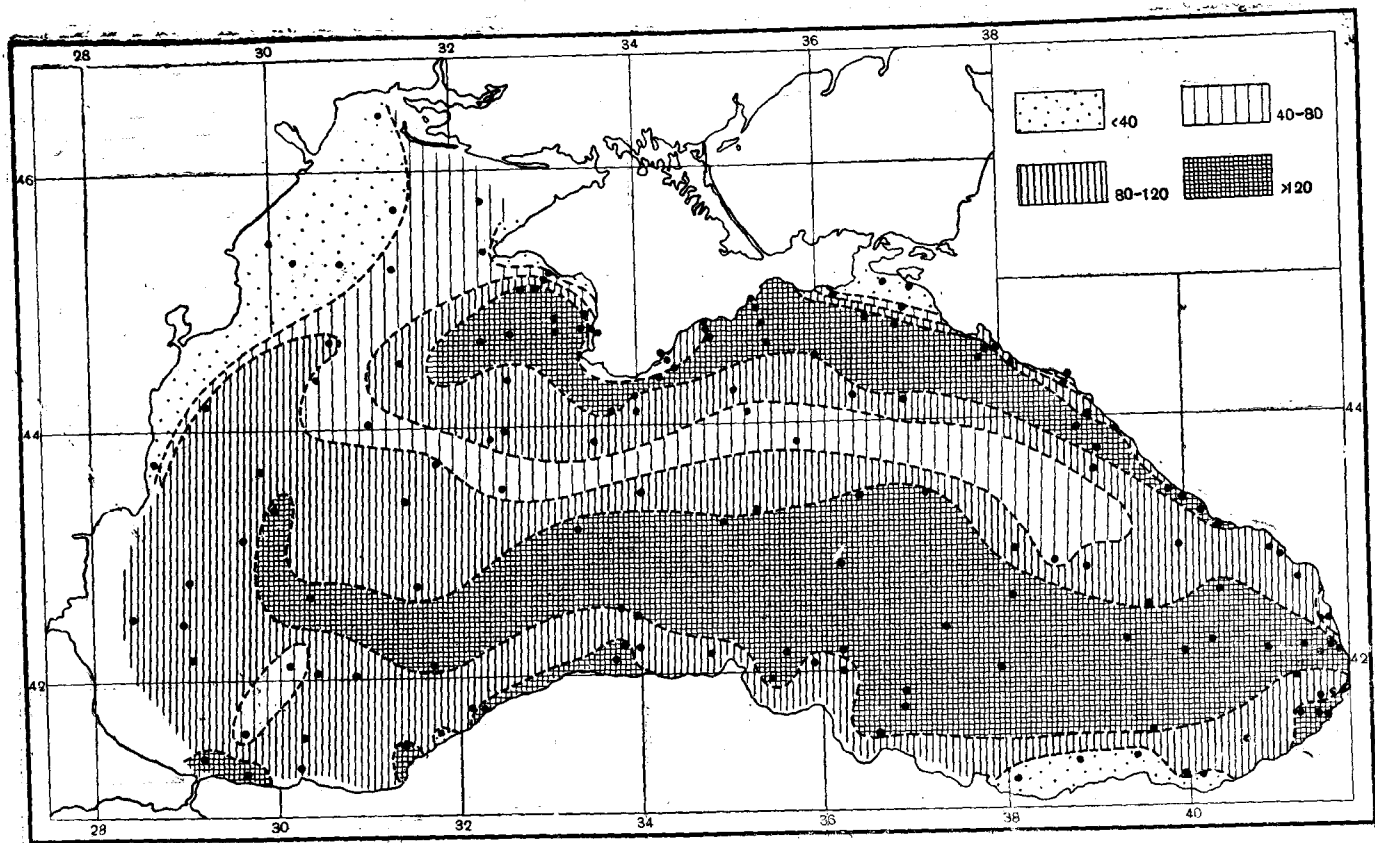


констатировано при анализе паводковых вод. Что касается группы Р, Си, Со, Са, то непрерывный рост их относительных концентраций от песков к глинистым и известняковым илам может быть связан только с резко возросшей ролью растворов в их миграциях, что также было установлено чисто эмпирически при анализе речных паводковых вод. Таким образом, причиной, вызывающей разделение в черноморских осадках изученных элементов на три группы с разными кривыми распределения на литологических профилях, действительно является неодинаковая форма миграций этих элементов в речных водах.

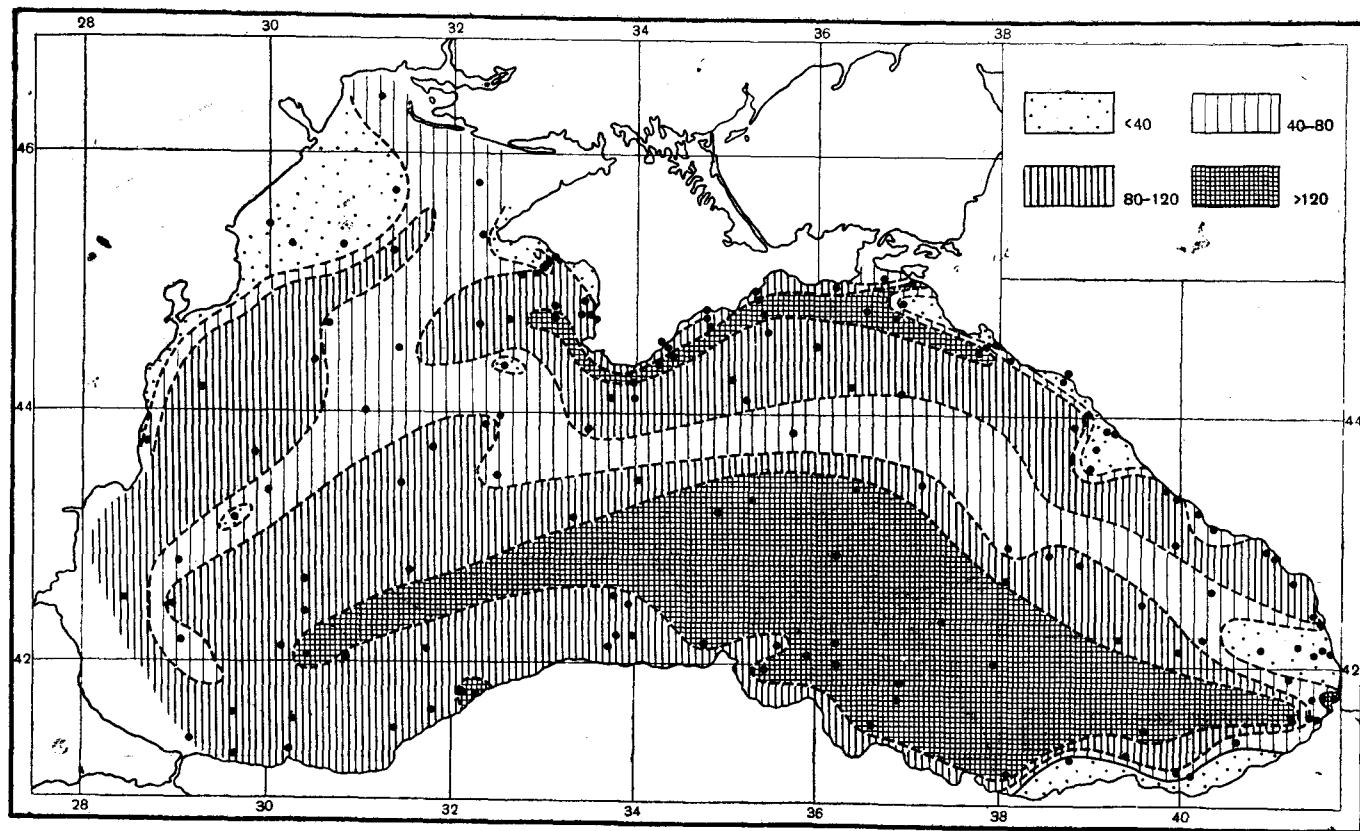
Обратимся теперь к рассмотрению площадного распределения элементов в Черном море. На фиг. 54—62 изображены соответствующие данные. Так как индивидуальное поведение разных групп элементов с наибольшей четкостью выявляется после пересчета на бескарбонатное вещество, карты построены на таких пересчетах. Сопоставляя их друг с другом, нетрудно видеть, что группы элементов, хорошо выделяющиеся своими кривыми на идеальном литологическом профиле, хорошо различаются и по площадному распределению элементов на картах.

Ванадий и хром, дающие однообразные кривые на профиле, характеризуются очень сходным распределением и на площади. На карте ванадия (фиг. 54) отчетливо различаются две однообразно построенные полосы. Северная протягивается примерно от  $31^\circ$  до  $40^\circ 15'$  в. д., прилегая к Крыму и к большей части Кавказского побережья. Строение полосы характерно: непосредственно у берега она начинается узкой зоной минимальных содержаний ванадия; на карте она видна лишь изолированными участками, но, вероятно, тянется непрерывно, только сужаясь местами настолько, что не улавливается существующей сеткой станций; далее, в открытое море, содержания ванадия быстро нарастают и невдалеке от берега достигают максимальных значений ( $> 120 \times 10^{-4}\%$ ). Эта максимальная зона, то резко расширяясь, то сильно сужаясь, протягивается непрерывно вдоль Крыма и большей части Кавказа. Еще мористее содержания ванадия падают, и параллельно описанной зоне накопления повсеместно протягивается отчетливо выраженная пелагическая зона минимума с концентрациями ванадия всего 40—80 десятитысячных долей процента. В южной части моря располагается вторая полоса повышенных содержаний ванадия, построенная аналогично северной полосе. Она начинается у малоазиатского побережья узкой, лишь частично показанной на карте, зоной минимальных содержаний ванадия; по направлению в открытое море концентрации прогрессивно увеличиваются, и, наконец, на некотором расстоянии от берега следует крупная лента максимальных содержаний; еще дальше к северу концентрации ванадия вновь падают, и мы приходим к уже отмеченной зоне пелагического минимума. Будучи в принципе построена аналогично северной, полоса южная отличается гораздо большей шириной и занимает большую часть площади моря по широте. У западного своего конца северная полоса отделена от южной весьма четко глубоким минимумом ( $40-80 \times 10^{-4}\%$ ); у восточного конца переход одной полосы в другую более сглаженный. Добавим, что вдоль малоазиатского побережья наблюдаются четыре небольших локальных максимума в непосредственном соседстве с берегом.

Распределение хрома в своих основных, главнейших чертах полностью повторяет схему распределения ванадия (фиг. 55). Прекрасно выделяются те же северная и южная полосы повышенного содержания элемента, разделенные зоной пелагического минимума. Протяжение полос и вообще их пространственная локализация чрезвычайно близки и различаются лишь деталями. Можно указать, например, что на карте хрома северная полоса на восток протягивается несколько дальше, чем у ванадия; южная же полоса, напротив, выдвинута несколько западнее у



Фиг. 54. Распределение ванадия в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в  $10^{-4}\%$ ).  
Здесь и на других картах точками обозначены места взятия проб.



Фиг. 55. Распределение хрома в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в  $10^{-4}\%$ ).

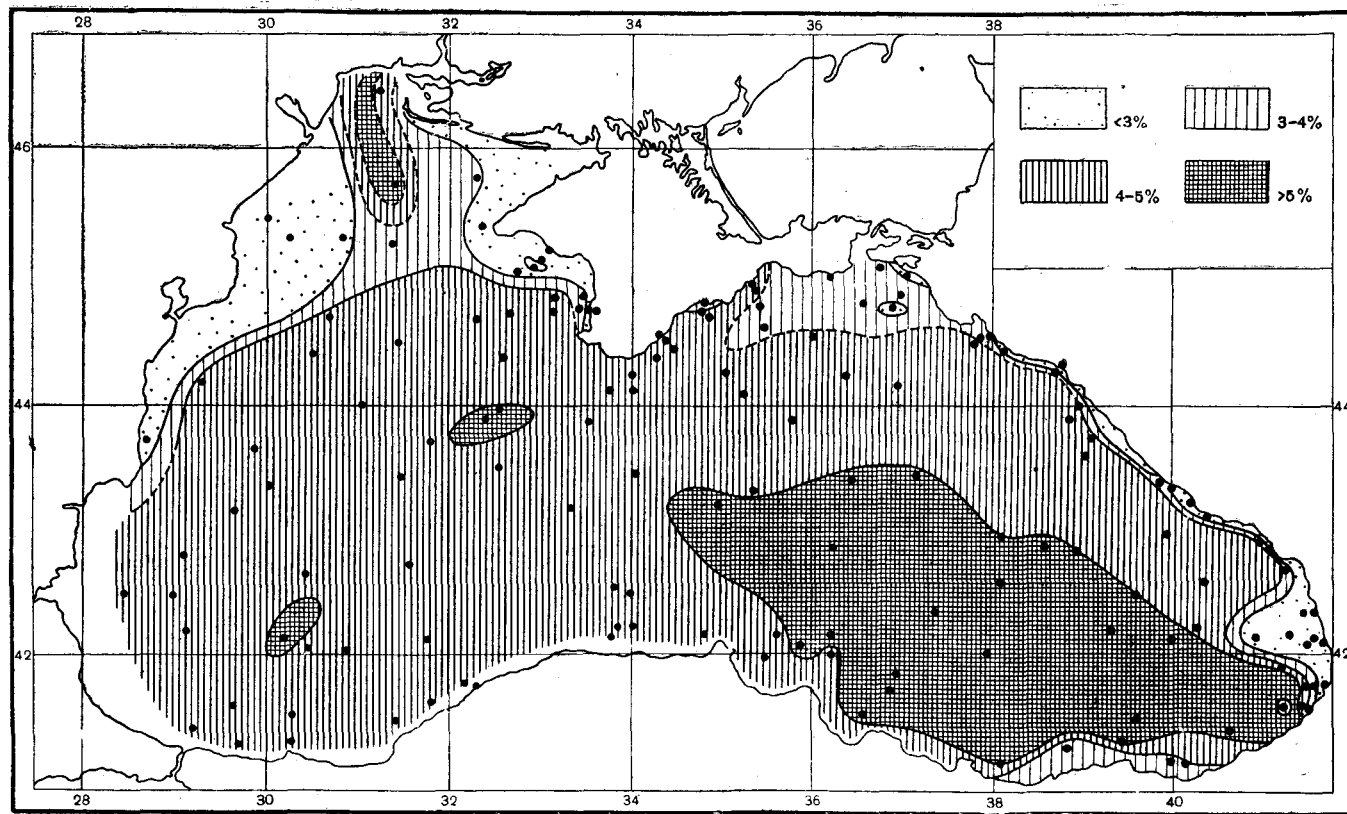
ванадия. Но эти и некоторые другие, еще более мелкие различия ничуть не затушевывают удивительных черт сходства обеих карт в главном.

Что же, спрашивается, вызвало такую близость в размещении ванадия и хрома? Несомненно, общность форм миграции этих элементов в речных водах. Для обоих типична, как указывалось, миграция только в составе взвесей, без уловимого участия растворов; при этом, судя по кривым на литологическом профиле, максимум содержаний приходится на грубопелитовую фракцию (0,01—0,001 мм) в гранулометрическом спектре взвесей. А так как грубая пелитовая фракция садится главным образом на небольшом расстоянии от берега, то отсюда сами собою возникают две прибрежные ленты максимальных содержаний обоих элементов — северная и южная, разделенные зоной пелагического минимума. В этой последней полосе осаждается, очевидно, наиболее тонкий взвешенный материал, содержащий пониженные количества V и Cr. Что касается большей ширины южной зоны обогащения сравнительно с северной, то причиной ее является, по всей вероятности, более интенсивное поступление ванадие- и хромоносных взвесей с южного побережья. Среди пород, развитых в Малой Азии, много эффузивных, обломки которых, по определению В. П. Маслова, заносятся к северу как раз в ту же область, которая на карте оказывается обогащенной ванадием и хромом. А так как эффузивный материал обычно богаче V, Cr и другими элементами сравнительно с осадочным, то это и создает расширенную южную зону повышенных содержаний.

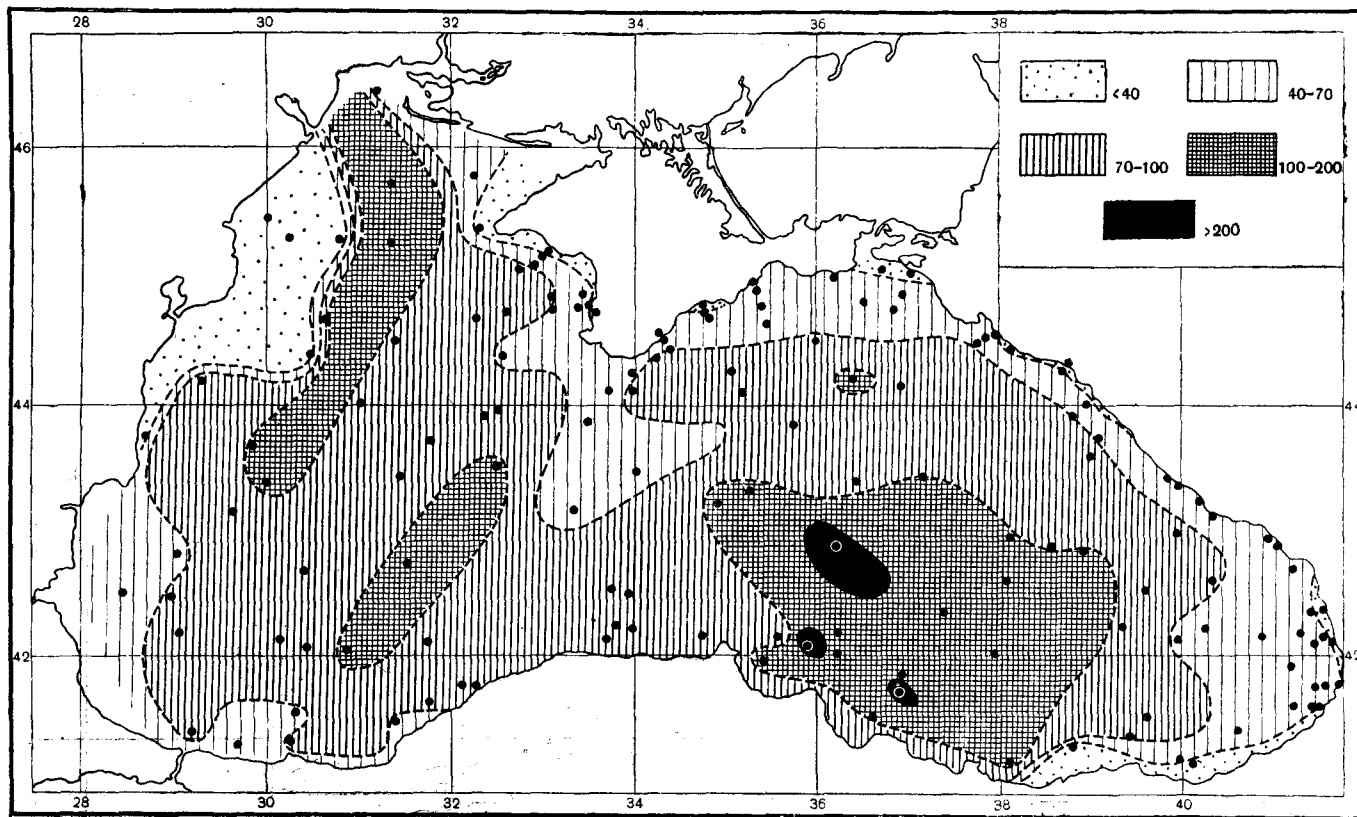
Таким образом, перенос V и Cr только в виде механических взвесей с тяготением и того и другого элемента к грубопелитовой фракции, в сочетании с более усиленным поступлением элементов с малоазиатского побережья, полностью объясняет их размещение на дне Черного моря. В этой картине четко проступают лишь процессы механической седиментации.

Распределение группы Fe, Mn, Ni явственно отлично от распределения группы ванадия и хрома. При этом, хотя в картах трех элементов много общего, внимательное рассмотрение открывает в каждой из них и вполне закономерные индивидуальные отличия. Проще других карта распределения железа (фиг. 55). По периферии Черного моря то в очень узкой полосе (когда наклон дна значителен), то в достаточно широкой (когда дно весьма полого) локализуются минимальные содержания железа, меньше 3% (иногда меньше 1%). Далее, в открытое море следует зона с концентрациями от 3 до 4%, также обычно неширокая, за которой следует огромная площадь с монотонными величинами железа от 4 до 5%; она занимает главную часть дна. На фоне этих величин выступает несколько участков с повышенным содержанием железа, свыше 5%. Один из них языком выходит из Днепровского лимана; два других — небольших — пятна находятся в центральной части западной половины моря. Самая же крупная площадь занимает южную часть восточной половины моря, весьма близко подходя на ряде участков к Малоазиатскому побережью, а вблизи устья Чороха, по-видимому, вплотную прилегающая к берегу.

Сходно с распределением железа распределение никеля (фиг. 57). Мы также видим здесь минимум содержаний ( $< 40$  и  $40-70 \times 10^{-4} \%$ ) в прибрежной зоне, широкое развитие средних значений ( $70-100 \times 10^{-4} \%$ ) и три пятна повышенных величин ( $> 100 \times 10^{-4} \%$ ); одно из них выходит из днепровского лимана и далеко простирается к югу и юго-западу; другое, поменьше, располагается в центральной части западной половины моря; третье максимальное — в южной части восточной половины. При несомненном сходстве в главных чертах с картой железа имеются и характерные отличия. Так, увеличена ширина прибрежной зоны

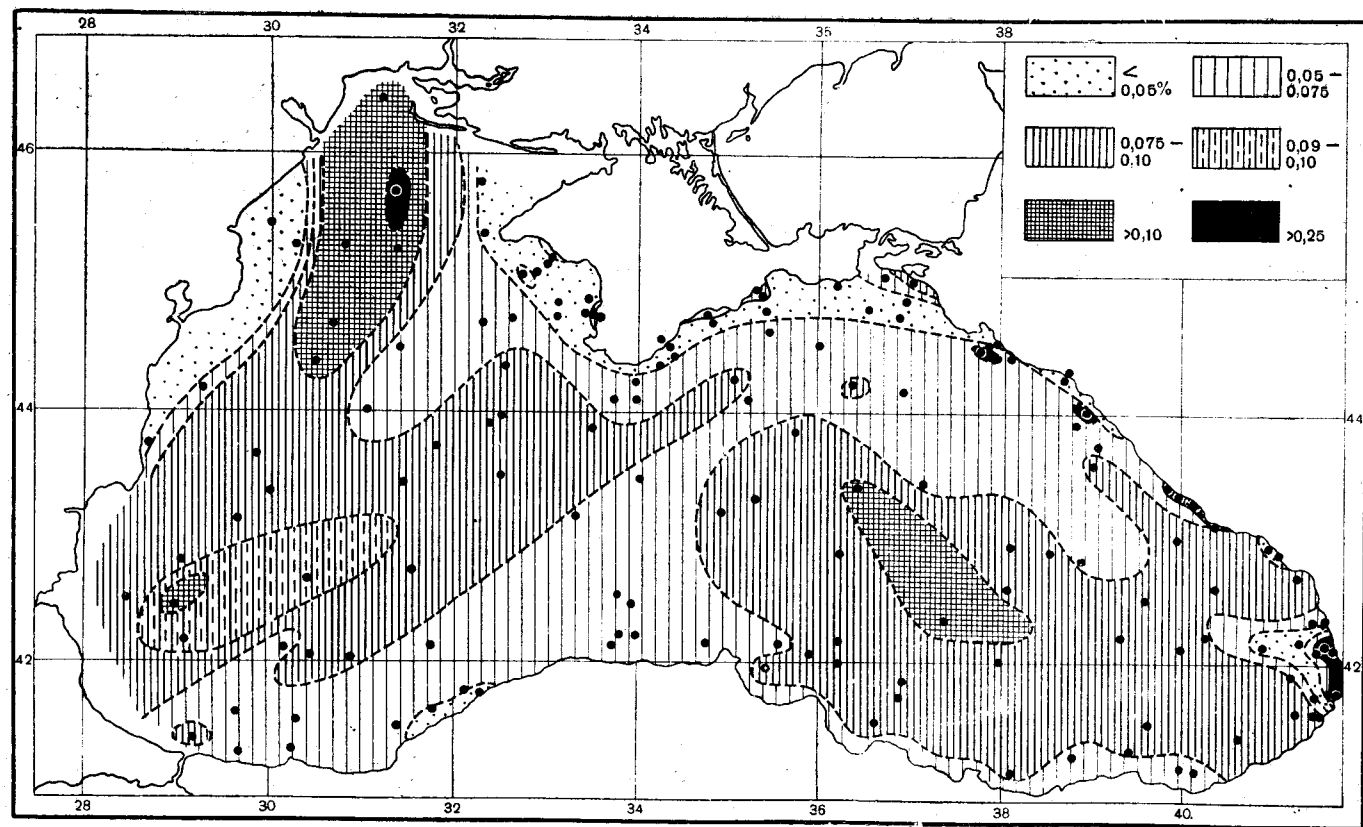


Фиг. 56. Распределение железа в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в %).



Фиг. 57. Распределение никеля в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в  $10^{-4}\%$ ).





Фиг. 58. Распределение марганца в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в %).

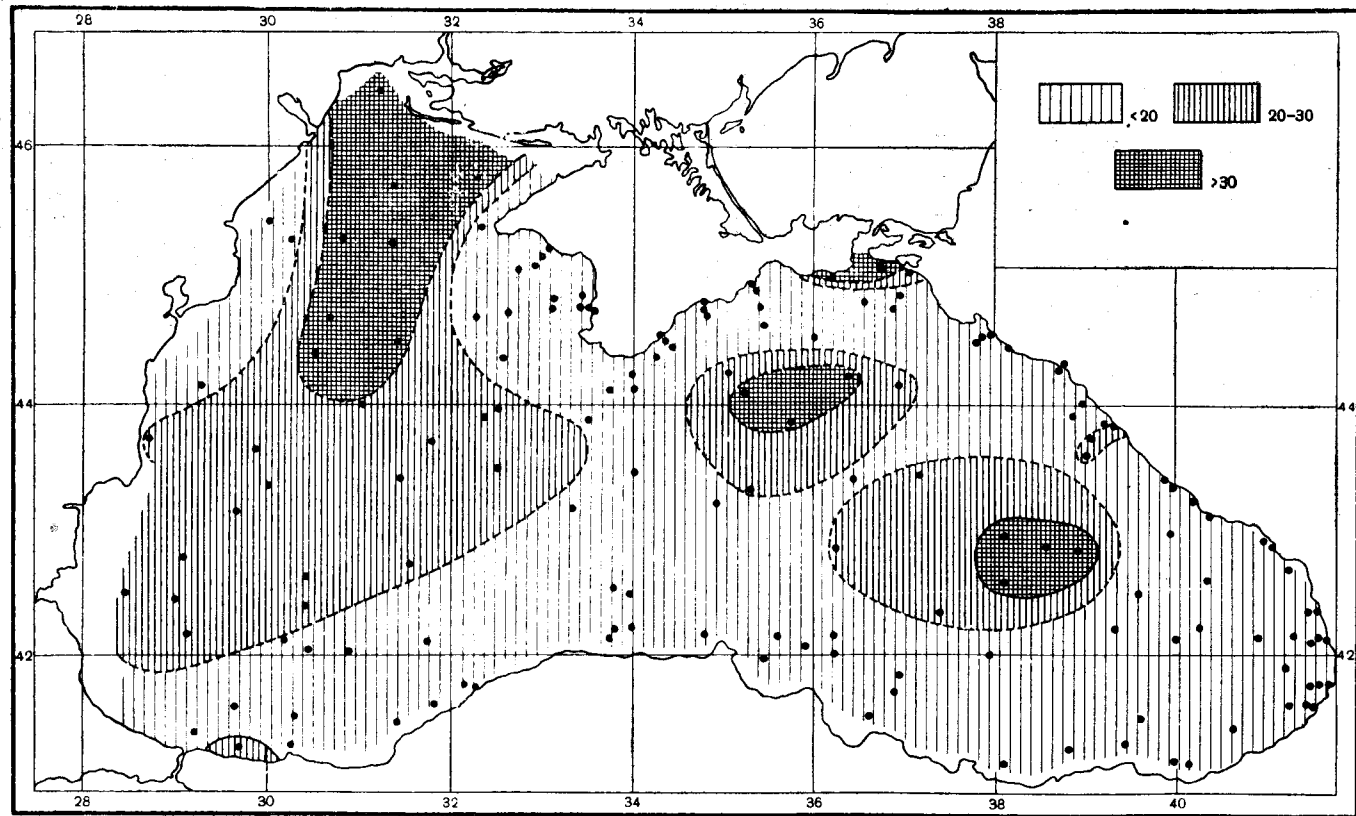
минимальных величин, как будто Ni в большей степени, чем железо, снесен в пелагическую область моря. Действительно, здесь заметно увеличено пятно максимума в центре западной половины моря; в восточной же на фоне повышенных значений Ni возникло центрально-расположенное пятно особо высоких его величин и два сопровождающих малых пятна. Все эти взаимно друг друга дополняющие черты действительно позволяют говорить о некотором, хотя и весьма слабо выраженном сдвиге масс Ni в пелагическом направлении сравнительно с железом.

Карта распределения марганца чрезвычайно сходна с картой Ni, почти повторяет ее (фиг. 58). То же расширение минимальных прибрежных зон и появление пятен особо высоких концентраций в пелагической области, т. е. тот же слабо выраженный сдвиг масс в пелагическом направлении; тот же огромный язык повышенных значений, выходящий из Днепровско-Днестровского лимана. Но пятна высоких значений Mn в пелагической области западной половины моря локализованы пространственно иначе, чем у Ni, и, очевидно, представляют собою самостоятельные образования, а не результат сопутствования никелем марганца. Огромное пятно повышенных величин Mn (0,7—0,1%) в восточной пелагиде сильно увеличено в восточном направлении против того, что наблюдается у Ni; самостоятельность формирования этих ареалов здесь также вполне вероятна. Крайне интересна узкая полоса прибрежного максимума (до 0,3% Mn), начинающаяся несколько севернее р. Риона и доходящая на юг почти до Чороха; у никеля аналогичное обогащение сдвинуто к югу и связано с р. Чорохом. Еще более любопытно, что узкий прибрежный максимум марганца далее в открытое море сменяется хорошо выраженным языком минимальных величин, точно отвечающим аналогичному языку на карте железа.

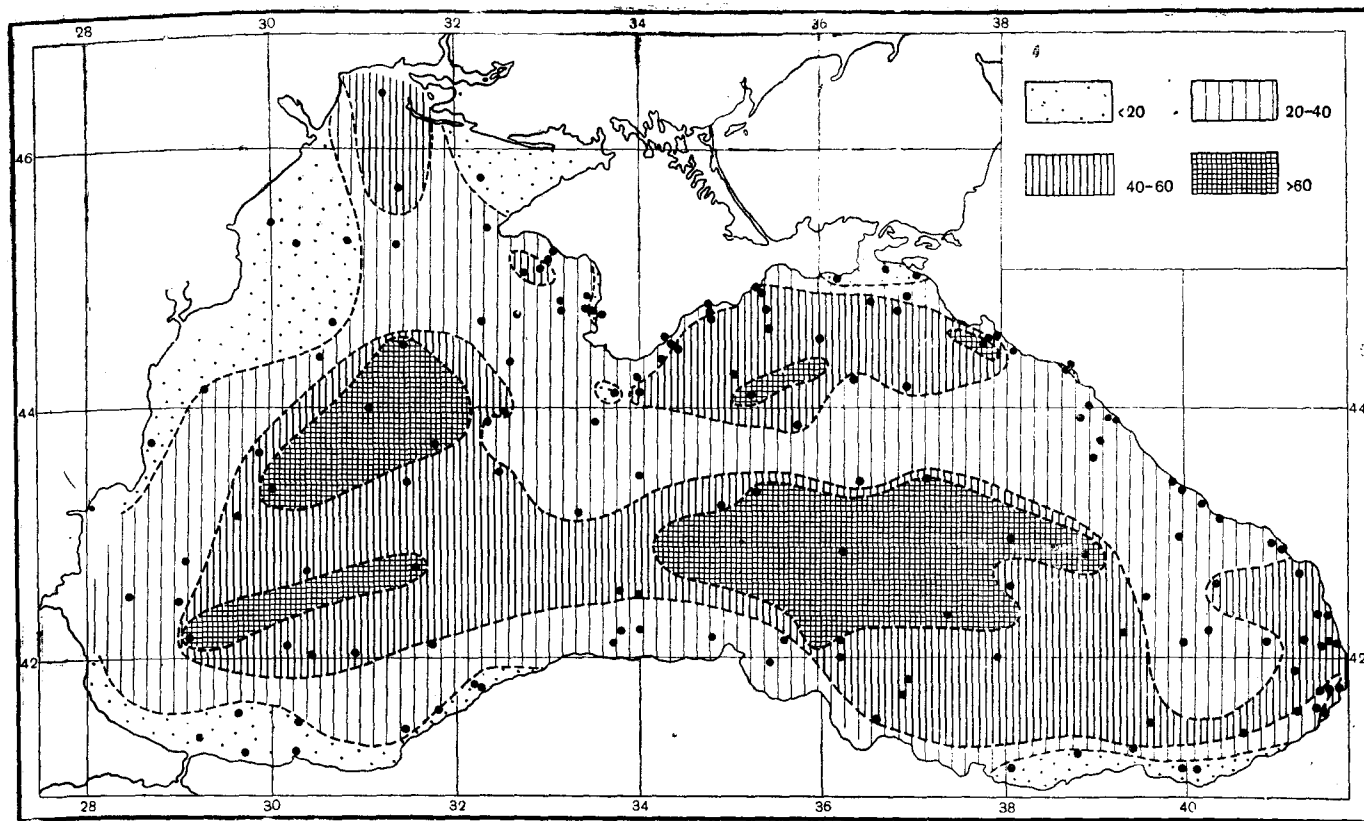
Все эти мелкие различия, доказывая самостоятельность процессов распределения Fe, Mn и Ni, однако не снимают большого сходства в их планах размещения, что собственно и объединяет эти три элемента в общую группу. Вместе с тем очевидно, что план распределения всей группы в целом существенно отличен от плана локализации группы V и Cr.

Что же вызвало изменение схемы площадного размещения при переходе от одной группы элементов к другой? Опять-таки перемена форм миграции элементов в питающих речных артериях.

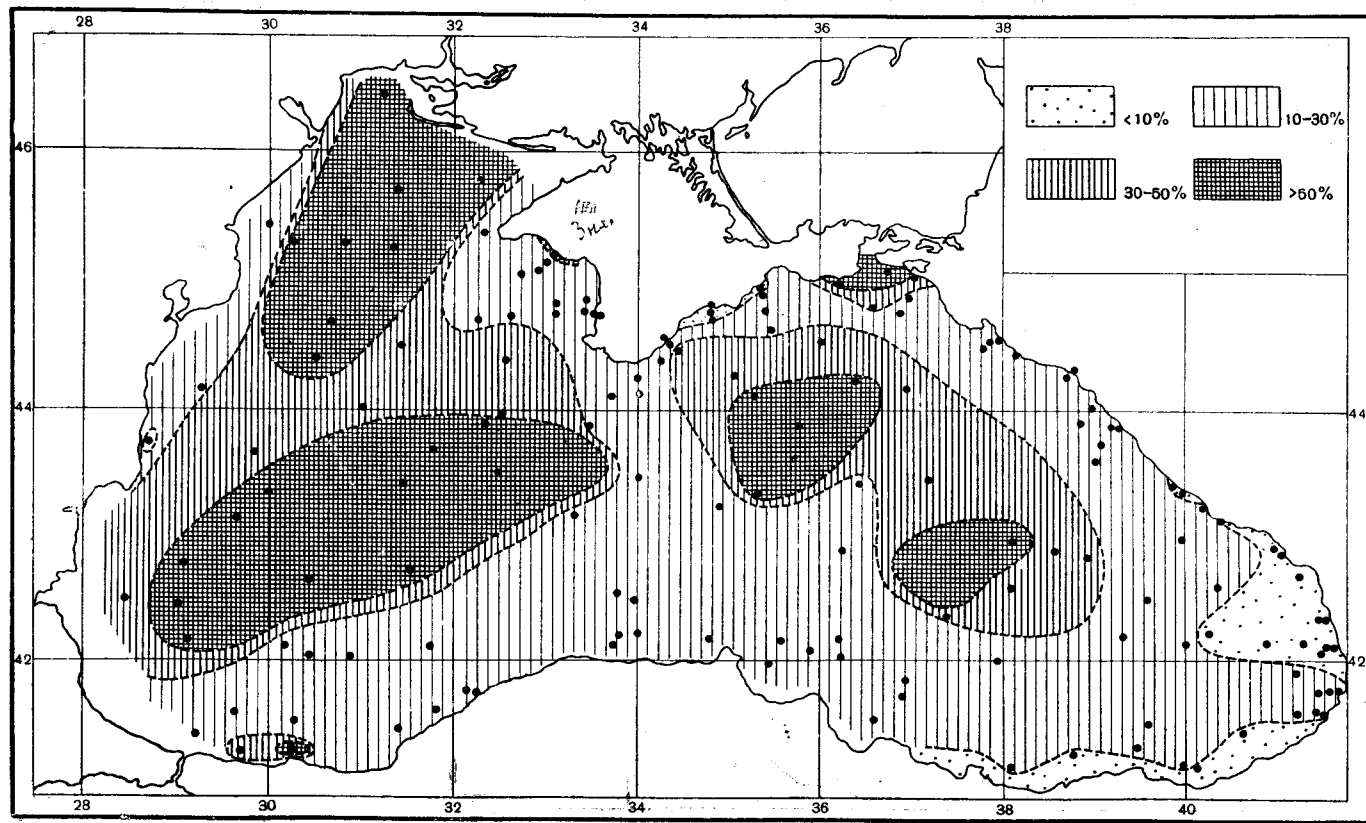
Мы видели выше, что в группе Fe — Mn — Ni максимум концентраций в гранулометрическом спектре взвесей сместился в тонкопелитовую фракцию; одновременно в качестве дополнительной, но подчиненной формы переноса появились растворы. Все эти изменения автоматически привели к ослаблению осаждения всех трех элементов в прибрежной зоне и к усилению их заноса в пелагическую область моря. Отсюда исчезновение разделительного пелагического минимума и появление в центральной части моря пелагических максимумов, менее отчетливых у Fe, более ясных у Mn и Ni; одновременно с этим пелагическим сдвигом расширяются полосы прибрежных минимумов, более ясно выраженные у Mn и Ni, менее развитые у Fe. Так, перестройка форм миграций элементов автоматически вызвала перестройку плана их распределения на дне бассейна. Важно подчеркнуть, что увеличение общей геохимической подвижности всех трех элементов сравнительно с подвижностью V и Cr повело к явному сдвигу максимальных концентраций в пелагическом направлении. Внутри группы более подвижный Mn оказывается более сдвинутым в пелагическом направлении сравнительно с Fe. Не согласуется с этим поведение Ni; судя по анализам паводковых вод, он менее подвижен, чем железо; карта же свидетельствует о большей его подвижности; причина такого разноречия пока неясна; ее вскрытие является задачей дальнейших исследований. В картах Fe — Mn — Ni видно не только дейст-



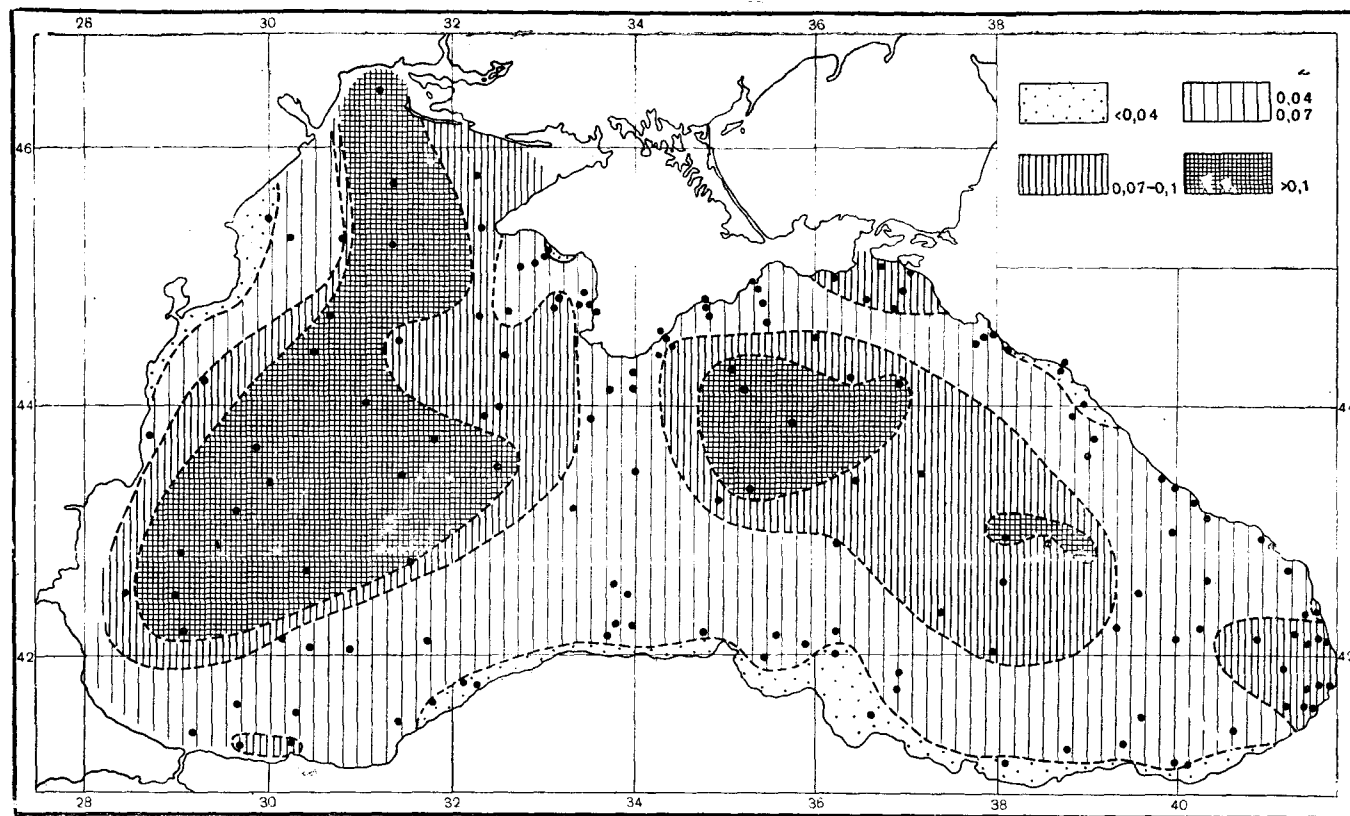
Фиг. 59. Распределение кобальта в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в  $10^{-4}\%$ ).



Фиг. 60. Распределение меди в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в  $10^{-4}\%$ ).



Фиг. 61. Распределение кальция в натуральных сухих осадках Черного моря (в %  $\text{CaCO}_3$ ).



Фиг. 62. Распределение фосфора в бескарбонатном веществе осадков Черного моря (в %).

вие изменившихся форм миграции элементов, но и неодинакового их поступления с различных частей водосборов. Особенно крупные массы Fe, Mn и Ni идут из бассейна Днепра и Днестра, а также с восточной половины Малоазиатского побережья; марганец, кроме того, в изобилии выносится Рионом. Для упомянутых рек это заключение подтверждается, помимо карт, анализом их паводковых вод (см. том 1).

Распределение на площади Черного моря P, Cu, Co, Ca явственно отличается от распределения Fe — Mn — Ni. Внутри себя третья группа элементов отличается достаточной однородностью картографической схемы; особенно близки карты P, Co и CaCO<sub>3</sub>. Во всех них узкая прибрежная полоса характеризуется минимальными содержаниями элементов; в сторону открытого моря она сменяется гораздо более широкой зоной их средних содержаний, в центральных же частях бассейна располагаются высокие и очень высокие концентрации элементов. В западной половине моря область пелагического максимума вытянута с СЗ на СВ и очень велика по размерам; от нее отходит огромный язык высоких концентраций P, Co, CaCO<sub>3</sub> в северо-западную шельфовую часть моря. В восточной половине бассейна область высоких концентраций вытянута с ЮВ на СВ, причем на ее фоне располагаются два отдельных, меньших, поля очень высоких содержаний каждого элемента. За пределами описанных пелагических максимумов имеются два устойчивых малых участка с высокими концентрациями: один из них находится у малоазиатского побережья, к востоку от Босфора, второй — у Керченского пролива; у фосфора имеется, кроме того, поле высоких концентраций в приустьевой части Риона. Поразительно, с каким постоянством очертания аналогичных полей повторяются на трех картах — P, Co, Ca; отличия едва уловимы. Заметнее отличается лишь карта распределения меди. Ее специфика в гораздо более южном расположении пелагических максимумов и в расширении прикерченского максимума; вообще ареалы максимальных концентраций у меди как-то более широки и расплывчаты сравнительно с максимумами у P, Co и Ca.

Сопоставляя распределение элементов третьей группы с распределением второй, легко видеть, что мы имеем дело с новой схемой. Основу ее составляет появление весьма четко выраженных пелагических максимумов в восточной и западной половинах моря, причем максимумы эти далеко отодвинуты от малоазиатского побережья и смещены в северную часть бассейна; эта сдвинутость минимальна у Cu (у которой и сами максимумы более расплывчаты), больше у фосфора и максимальна у Co и Ca (от CaCO<sub>3</sub>). Обращаясь к причинам новой перемены плана распределения элементов, нельзя не связывать ее опять-таки с изменением форм их миграции в речных водах. Для всех элементов характерно сильное развитие растворов, постепенно вытесняющих взвеси. Это обстоятельство стимулирует химическое осаждение компонентов. Поскольку же выпавшие твердые фазы ничтожны по размерам (в силу ничтожных концентраций самих растворов), они сносятся в пелагические области бассейна и, избыточно здесь накапливаясь в осадках, создают пятна и ареалы пелагических максимумов. По той же причине локализация участков накопления элементов в пелагиали все больше теряет связь с источником, питающим их седиментацию. Эта связь еще чувствуется у меди (малоазиатское побережье, Рион, Чорох), но уже не улавливается у остальных членов группы.

Резюмируя наблюдения над площадным распределением элементов на дне Черного моря, можно считать установленными следующие существенные факты.

1. Распределение разных элементов на площади бассейна явственно неодинаково и зависит от формы переноса каждого элемента реками.

2. При транспорте только в виде взвесей и при концентрации элементов в грубопелитовой (а тем более в алевритовой) фракции взвесей возникают прибрежные полосы максимумов, разделенные пелагической полосой минимума (V, Сг).

3. При смещении концентраций элементов в тонкопелитовую фракцию и при одновременном появлении и возрастании роли растворов как формы переноса, прибрежные максимумы на картах исчезают и замещаются вначале слабыми, а потом все сильнее выраженными пелагическими максимумами (группа Fe—Mn—Ni, а также Cu, P, Co, Ca).

4. Картина распределения на площади дна любого элемента достаточно сложна; нередко в ней отчетливо выявляются участки побережья (вернее водосбора), усиленно питающие водоем данным элементом.

В высшей степени важно, что три первые закономерности, выявленные анализом карт, полностью отвечают тому, что было получено ранее рассмотрением идеальных литологических профилей через разные типы гумидных формаций. И лишь последняя закономерность является принципиально новой, дополняющей выводы, полученные из анализа идеальных профилей.

#### 4. Основные законы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон

Совпадение результатов, даваемых анализом кривых распределения на идеальных литологических профилях, с результатами изучения площадного размещения элементов позволяет сформулировать несколько общих принципиальных положений, которые следует рассматривать как основные законы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон. Эти законы следующие:

1. Распределение элементов внутри седиментационной площади контролируется формами миграции их в речных водах, понимая под формой переноса соотношение взвешенной и растворенной частей и характер размещения элемента в гранулометрическом спектре взвесей.

2. Перенос какой-либо группы элементов только в виде взвесей, что осуществляется на фоне активного тектонического режима и резко выраженной механической денудации, влечет за собою их пестрое распределение на идеальных профилях; при этом один и тот же элемент может давать самые различные кривые на литологических профилях из разных частей одной и той же седиментационной площади.

3. Появление и усиление роли растворов в миграциях какой-либо группы элементов, что осуществляется на фоне все более пассивного тектонического режима и усиленного химического выветривания, влечет за собою все большую упорядоченность и согласованность в распределении их на идеальных литологических профилях, к тому же взятых из разных частей единой седиментационной области.

4. По мере увеличения роли растворов в миграциях элементов, или иначе — с усилением их геохимической подвижности, максимумы содержаний элементов в конечном водоеме стока все больше сдвигаются из прибрежной зоны в пелагическую область.

5. Поскольку даже при упорядоченном (согласованном) распределении формы миграции разных элементов неодинаковы, это влечет за собою разнообразие картографических схем их локализации на площади конечного водоема стока.

Таким образом, форма миграции элемента в речных водах является фактором, по существу предопределяющим характер его размещения внутри каждой седиментационной области, или иначе — его фациальный профиль, а соотношение форм миграции у каждой пары элементов



предопределяет характер пространственных соотношений их фациальных профилей в пределах общей территории осадкообразования. Но форма миграции элементов сама по себе не есть нечто самодовлеющее. так сказать, независимое переменное. Она, как было показано в гл. I тома I, возникает в результате совокупного влияния индивидуальных химических свойств каждого элемента и особенностей физико-географической обстановки, в которой протекает осадкообразование. Это означает, что и распределение элементов внутри седиментационной области есть, в конечном счете, результат совокупного влияния как собственных физико-химических свойств элементов (точнее — их соединений), так и физико-географических особенностей осадкообразующего ландшафта.

Эта двойственность влияний в механизме распределения и, в частности, выдающаяся роль именно физико-географической среды в размещении элементов должна быть усиленно подчеркнута, ибо господствующая до сих пор установка в геохимии апеллирует только к собственным химическим свойствам элементов — их радиусам ионов, изоморфизму и т. д., игнорируя влияние геологической среды. Эта принципиальная установка была названа недавно А. Г. Бетехтиным *основным законом геохимии*. На базе такой установки возникла чисто умозрительная схема осадочной химической дифференциации веществ, предложенная в свое время В. М. Гольдшмидтом и детализированная А. Е. Ферсманом и Л. В. Пустьваловым.

Практика геохимического изучения рассеянных содержаний элементов в гумидных формациях показывает, однако, что такая чисто физико-химическая установка в геохимии неспособна объяснить эмпирически наблюдаемые факты.

В то же время все изученные основные черты распределения элементов без труда истолковываются, *если учитывать формы миграции элементов, определяемые кроме их химических свойств также и физико-географическими условиями формирования каждой толщи*. Полученные при таком подходе для каждой толщи частные генетические схемы складываются, как было показано выше, в целом в достаточно стройную, лишенную противоречий, общую картину геохимии гумидной зоны в разных ее локальных ландшафтных изменениях. *Это обстоятельство и заставляет считать основным законом распределения рассеянных содержаний элементов в осадочных породах зависимость размещения не от физико-химических свойств элементов, а от форм их миграции на поверхности Земли*, ибо, в формах миграции синтезируются воздействия и физико-химического и физико-географического факторов.

---

## Глава IV

### РУДНЫЕ НАКОПЛЕНИЯ $Al-Fe-Mn$ ИХ ГЕНЕЗИС И РАЗМЕЩЕНИЕ В ПРЕДЕЛАХ ГУМИДНЫХ ЗОН

Три момента будут интересовать нас при генетическом анализе рудных накоплений в гумидных поясах: а) фациальные условия, в которых вообще формируются концентрации каждого данного компонента, и относительная роль отдельных фациальных его типов, т. е. иначе — фациальный профиль руды каждого компонента; б) механизм формирования рудных концентраций; в) размещение руд среди синхроничных им тектонических структур и внутри вмещающих осадочных формаций.

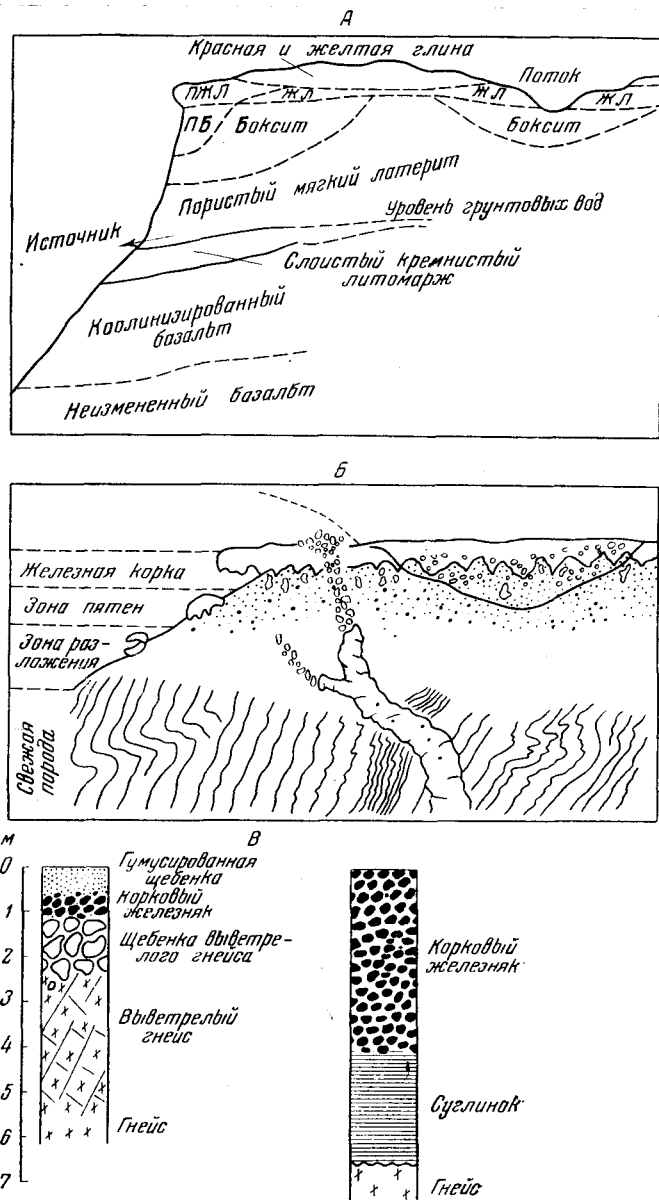
В этой главе мы рассмотрим лишь рудную триаду  $Al-Fe-Mn$ .

#### 1. ФАЦИАЛЬНЫЕ ТИПЫ РУДНЫХ НАКОПЛЕНИЙ

##### 1. Накопления в коре выветривания

Первым фациальным типом рудных месторождений триады в гумидных поясах являются концентрации их в коре выветривания. Уже указывалось (том I, гл. I), что в тропической влажной зоне разложение алюмосиликатных пород, начинаясь гидратацией, быстро приводит к образованию каолинита, а затем к его разложению и формированию горизонта свободных полуторных гидроокислов  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ . Возникает латеритный тип бокситов и железных руд.

Достоверных примеров латеритных бокситов среди отложений древних эпох найдено пока мало. Это — накопления  $Al_2O_3$  в коре выветривания амфиболитов в никопольских эоценовых месторождениях и в синхроничных им месторождениях с Татарского, а также шт. Арканзас (в США); находки  $Al_2O_3$  в элювии на территории североонежских месторождений  $C_1$  и в синхроничных им белгородских. При этом во всех перечисленных случаях бокситы коры выветривания низкого качества и малы количественно. Гораздо сильнее распространены они, по данным зарубежных исследователей, в латеритной коре современных тропиков на территории Гвианы, восточной Бразилии, Гвинейского побережья и юго-востока Африки, на Мадагаскаре, в Индии, Китае, Индонезии (фиг. 63, А, Б). Здесь мощность бокситового горизонта элювия достигает 10—15 м, а сами бокситы высокого качества. Минералогически они состоят из гидраргиллита, часто со значительным содержанием окислов железа и двуокиси титана. Характерно широкое распространение бобовых и порою оолитовых текстур. Добавим, что латеритные бокситы развиваются на весьма различных материнских породах, но особенно часто на основных, что вызывается, вероятно, легкостью их разложения.



Фиг. 63. Месторождения бокситов и железных руд в латеритной коре выветривания.

А — идеальный разрез латеритов плато в Индии (по К. Фоксу); ПЖЛ — подзолистый железистый латерит; ЖЛ — железистый латерит; ПБ — пизолитовый боксит. Б — идеальный профиль западноавстралийских латеритов (по И. Вальтеру). В — строение латеритного месторождения железных руд в Того, Зап. Африка (по Гелльмерсу).

Таким образом, очень редко встречающиеся среди древних отложений латеритные бокситы, напротив, широко развиты среди новейших. Такое хронологическое размещение их, однако, едва ли отражает их реальное формирование в геологическом прошлом. Дело в том, что кора выветривания представляет собою чрезвычайно эфемерное образова-

яие, весьма легко разрушаемое, особенно в своем верхнем бокситовом горизонте. Это объясняет, почему латеритные бокситы встречаются среди древних пород весьма редко, а когда встречаются, бывают маломощными и с малым содержанием  $Al_2O_3$ : они представляют собою нижние части бокситового горизонта древних кор выветривания, случайно уцелевшие от размыва. В действительности же латеритные бокситы и в прошлые геологические эпохи формировались, вероятно, не менее интенсивно, чем в самые новейшие, но только месторождения эти в подавляющем большинстве случаев были уничтожены денудацией в последующее время.

То же самое относится и к железным рудам тропической коры выветривания: они крайне редки среди древних пород и обильны в новейшей коре выветривания современных тропиков: о. Куба, Конакри, Того, оз. Бангвеоло в Африке, на Филиппинах, на о. Нов. Каледония (фиг. 63, В). Почти во всех случаях они привязаны к ультраосновным породам и в связи с этим обогащены Cr, Ni, Co. Содержат также свободные гидроокислы алюминия. Учитывая привязанность элювиальных Fe-руд строго к определенному, не часто встречающемуся субстрату, можно полагать, что генерация элювиальных руд железа была в прошлом гораздо более редким явлением сравнительно с образованием латеритных бокситов. Отличаясь большей геохимической подвижностью, чем Al, железо сравнительно легко покидало кору выветривания и накапливалось в ней лишь в том случае, когда материнская порода была особенно богата не только железом, но и Mg и Ca, долго поддерживавшими в коре щелочную среду, фиксирующую в ней железо.

Что касается марганца, то его накопления до стадии руд в коре выветривания обычных пород не встречаются совсем. Единственным видом его элювиальных месторождений являются «марганцовые шляпы» кремнистых и карбонатных марганцовых руд, особенно обильно развитые на докембрийских породах указанного состава, что представляет собою образование, генетически резко отличное от латеритных бокситов и железных руд. Это своеобразное поведение Mn при элювиальных процессах не случайно, но коренится, видимо, в повышенной (сравнительно с Al и Fe) геохимической его подвижности и в малом кларке. Начиная вымываться из коры выветривания еще в щелочную ее стадию и находясь в породе в малых количествах, Mn, естественно, уходит из коры выветривания обычных пород и не образует в ней рудных накоплений.

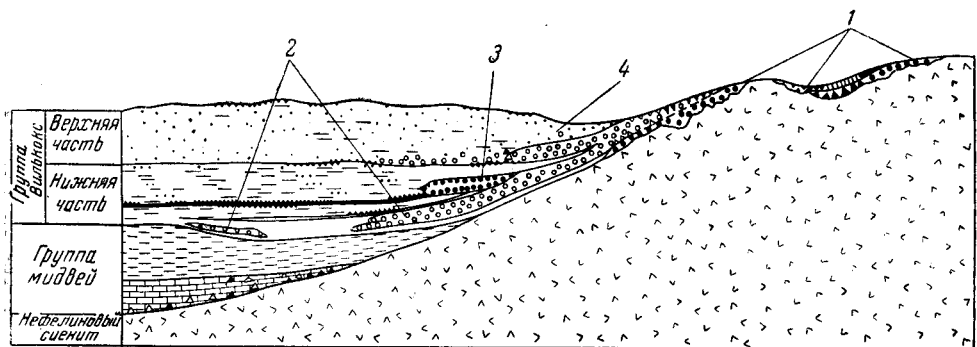
Таким образом, *по возможностям образования элювиальных руд элементы триады выстраиваются в ряд:  $Al > Fe > Mn$ . Ряд этот определяется их геохимической подвижностью. Но даже у двух первых членов, могущих накапливаться в элювии, реальное распространение их руд среди древних гумидных отложений ничтожно в силу последующего их уничтожения.*

## 2. Делювиальные и аллювиальные накопления в триаде Al — Fe — Mn

Другим фациальным типом рудных накоплений триады являются делювиальные и аллювиальные месторождения. Делювиальные руды крайне редки и возникают лишь в том случае, если на водораздельных частях водосборов уже существуют латеритные накопления Al и Fe; переотложенные обломки их и заражают делювиальные чехлы; содержание элементов в делювии, однако, редко настолько значительно, что становится рудным. Так, в Арканзасском месторождении одним из типов бокситов как раз являются делювиальные бокситы (фиг. 64). При этом наиболее высококачественные руды отвечают верхним частям склонов; ниже, к долинам, они замещаются каолиновыми глинами (Гордон и Трэси).

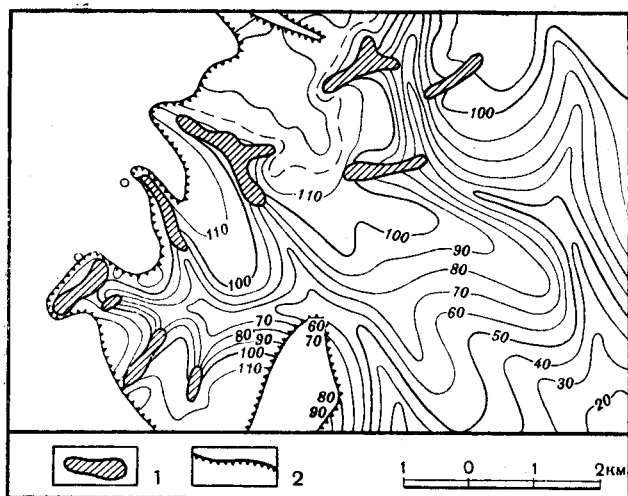
Делювиальных руд Fe, а тем более Mn, насколько известно, пока не открыто вообще.

Несравненно энергичнее осуществляется концентрирование Al—Fe—Mn в отложениях аллювия. В пределах его известен ряд месторождений



Фиг. 64. Обобщенный профиль важнейших типов залежей боксита в Арканзасе.

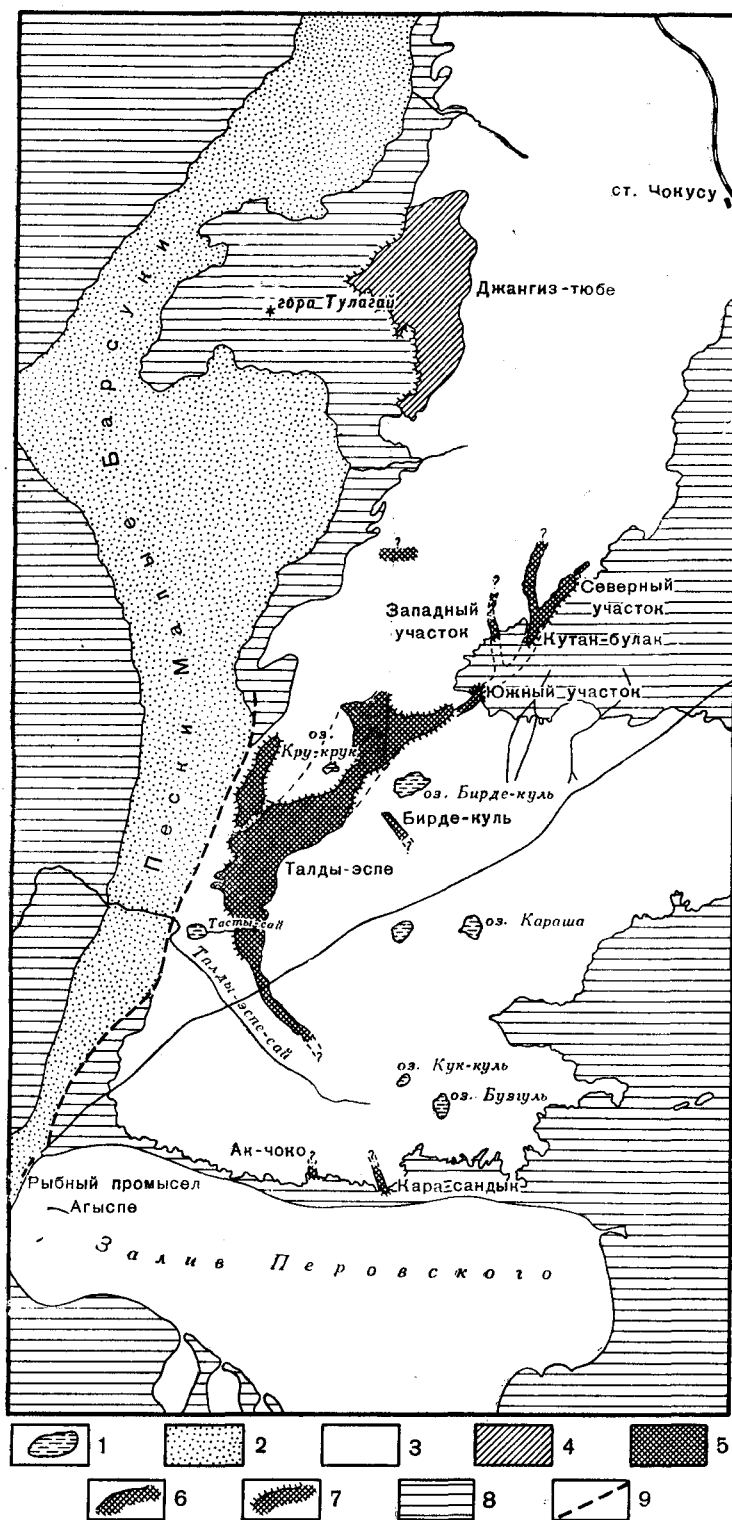
1 — остаточный тип залежей на нефелиновом сиените; 2 — коллоидальный тип залежей у основания нижней части группы вилькоккс; 3 — слоистый тип залежей близ нижней части группы вилькоккс; 4 — конгломератный тип залежей, базальный слой верхней части группы вилькоккс.



Фиг. 65. Карта распределения бокситовых залежей долинного типа в Тихвинском районе Ленинградской обл. на фоне рельефа кровли девона (Е. А. Петровой).

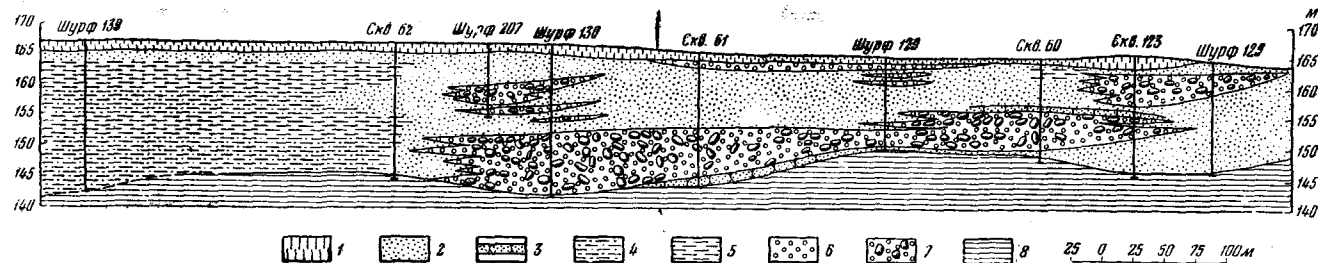
1 — залежи бокситов; 2 — западная и южная границы распространения карбона.

этих элементов. Так, в Арканзасском месторождении делювиальный бокситовый плащ прорезан узкими речными долинами, выполненными бокситами же. Ленты аллювиальных бокситов в виде языков заходят в периферическую зону озерных отложений, окаймляющих Арканзасское поднятие (Gordon, Trasey, 1952). Аллювиальный генезис бокситов доказывается здесь косослойистой однонаправленной текстурой бокситов. В Тихвинском месторождении выветрелая поверхность девонских глин, по С. Г. Вишнякову (1958), покрыта системой ложбин от мелких до круп-

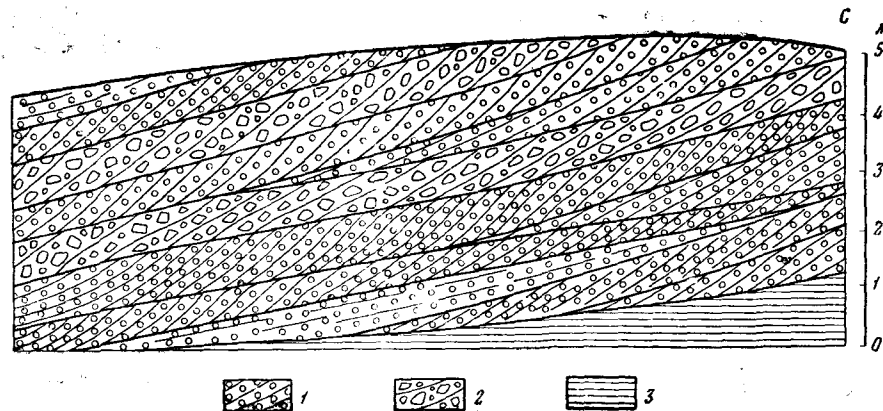


Фиг. 66. Схема расположения железорудных месторождений Чокусинской синклинали (по Л. Н. Формозовой).

1 — соленые озера и сары; 2 — головые пески; 3 — площади распространения континентальных отложений среднего и верхнего олигоцена; 4 — железорудные залежи джаксыкыльской свиты; 5 — железорудные залежи кутанбулакской свиты; 6 — контуры выклинивания рудных залежей; 7 — контуры эрозионного размыва рудных залежей; 8 — площади распространения морских отложений эоцена и нижнего олигоцена; 9 — предполагаемый сброс



Фиг. 67. Разрез рудной залежи Северного участка месторождения Кутан-булак (по Л. Н. Формозовой).  
 1 — суглинок; 2 — кварцевые алевроиты; 3 — железистые алевроиты и песчаники; 4 — глинистые алевролиты; 5 — алевроитовые глины; 6 — оолитовая руда; 7 — бобово-оолитовая конгломератовая руда; 8 — глины чеганской свиты морского палеогена.



Фиг. 68. Характер косої слоистости железных руд на месторождении Кутан-булак (по Л. Н. Формозовой).  
 1 — оолитовая руда; 2 — конгломератовая руда; 3 — глины чеганской свиты.

ных, слагающихся в разветвленную эрозионную сеть, имеющую как магистральные долины, так и притоки второго и третьего ранга (фиг. 65). Бокситы приурочены к верховьям древней эрозионной сети, к самым маленьким ее веточкам третьего и второго ранга, причем и здесь занимают верховья ложбин, выклиниваясь к нижним их частям; магистральные долины лишены бокситовых тел, но заполнены глинами и песками, переслаивающимися с углями. Иначе говоря, бокситоносная фация верховьев долин переходит постепенно в углистую ее нижних частей. Приуроченность к долинам показывают и некоторые мезозойские бокситы на восточном склоне Урала (Р. И. Принц). Аллювиальный генезис бокситов во всех этих случаях строго не доказан, но по общей ситуации вполне вероятен.

По минералогическому составу долинные бокситы принадлежат гидраргиллитовому, иногда гидраргиллитово-бемитовому типу (Тихвинское месторождение). Железо представлено в них почти исключительно окисными минералами — гидрогетитом, нередко гематитом и гидрогематитом. Текстуры — обломочная (грубая или тонкообломочная, песчаниковая) бобовая, а также пелитоморфная.

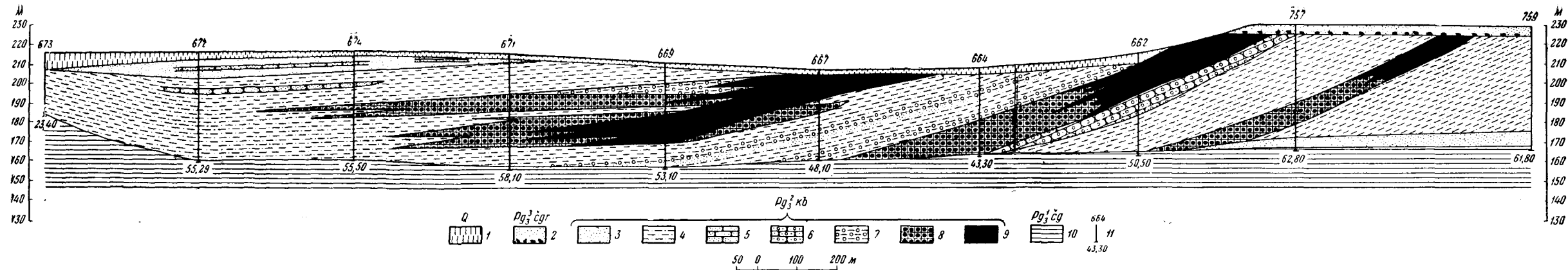
Среди железных руд в аллювиальных отложениях до недавнего времени были известны лишь миниатюрные и своеобразные гидрогетитовые накопления в некоторых современных реках, в частности в р. Выг в Карелии (Эдемский). Но за послевоенные годы Л. Н. Формозовой описаны огромные аллювиально-дельтовые оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые месторождения в среднесолигоценовых кутан-булакских отложениях Северного Приаралья. Руды двух типов. Один приурочен к средним и нижним частям древней кутан-булакской реки, стекавшей с Мугоджар в Пра-аральский водоем; руды залегают в виде вытянутых вдоль реки лент, иногда разветвляющихся (фиг. 66 — 68). Имеются признаки наличия по крайней мере двух локальных рудных горизонтов, причем рудоотложение верхнего — позднего по времени — горизонта смещено вниз по долине. Грубозернистый состав руд указывает, что в пределах речной долины руды отлагались *в самом русле, в условиях наиболее подвижной среды*. С этим связано косослоистое строение рудных горизонтов, обильные следы переотложения и в основном гидрогетитовый состав руд. Только в более тонкозернистых рудах самых нижних и устьевых частей долины появляются шамозит и сидерит, главным образом в составе цемента.

Вторым типом руд являются дельтовые накопления другой средне-олигоценовой (Кок-булакской) реки. Отложения дельтовой серии состоят как бы из ряда пластин, имеющих однообразный наклон с северо-востока на юго-запад (фиг. 69, 70). Пластины эти удлинены перпендикулярно направлению речного русла, чем и отличаются от аллювиальных лент, вытянутых вдоль реки кутан-булакского типа. При этом расширенные верхние части пластин имеют более крутое падение в  $2-4^\circ$  и более (до  $8^\circ 20'$ ), суженные же нижние залегают почти горизонтально. Рудовмещающими породами являются обычно глинистые алевроиты и алевроитовые глины; пески и песчаники распространены мало. По составу руды в верхних частях пластин — гидрогетитовые, в нижних — гидрогетит-шамозит-сидеритовые и шамозито-сидеритовые; встречаются обособленные линзы и пластообразные накопления сидерита.

Помимо северного Приаралья оолитовые руды того же аллювиального генезиса встречены еще на севере Тургайской низменности у с. Лисаковки и по восточной окраине Казахской палеозойской страны у с. Лощиновки. В этих местах они отличаются огромным протяжением (свыше 120 км) и соответственно запасами.

Существуют ли аллювиальные рудные накопления марганца, остается пока не совсем ясным; возможно, что у этого наиболее подвижного



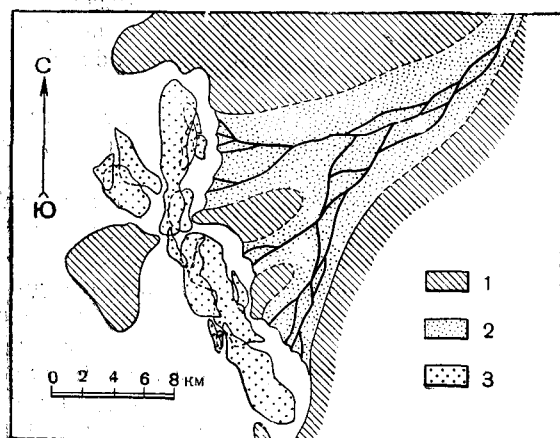


Фиг. 69. Широтный разрез через северный участок месторождения Кок-булак (по Л. Н. Формозовой).

1 — суглинок; 2 — песок железистый с галькой в основании; 3 — песок; 4 — алевроит глинистый; 5 — песчаник; 6 — песчаник с оолитами; 7 — переслаивание глины с оолитовой рудой; 8 — плотная руда с сидеритовым цементом; 9 — черная сыпучая руда; 10 — глины чеганской свиты морского палеогена; 11 — скважина, ее номер и глубина до кровли глины чеганской свиты.

(среди триады) элемента они и отсутствуют, либо приурочиваются к самым низовым частям речной долины и к дельтовой зоне.

Чрезвычайный интерес в связи с этим приобретает изученное С. И. Куликовым (1956) Лабинское месторождение марганца на Сев. Кавказе. Оно залегает в песчаной и песчано-глинистой толще среднего майкопа. «Границы месторождения, — по данным этого автора, — определяются контурами песчаной залежи: к северу, западу и востоку от разведанной части месторождения пески выклиниваются и замещаются глинами;



Фиг. 70. Палеогеографическая схема района месторождения Кок-булак для середины кутан-булакского века (по Л. Н. Формозовой).

1 — участки высокого рельефа глин морского палеогена, в пределах которых кутан-булакские отложения совсем отсутствуют или представлены мало мощными песками; 2 — аллювий надводной части дельты; 3 — наклонные линзы железных руд на подводном склоне дельты. Границы надводной части дельты показаны к моменту отложения наиболее восточных линз руды, позднее она передвигалась на запад.

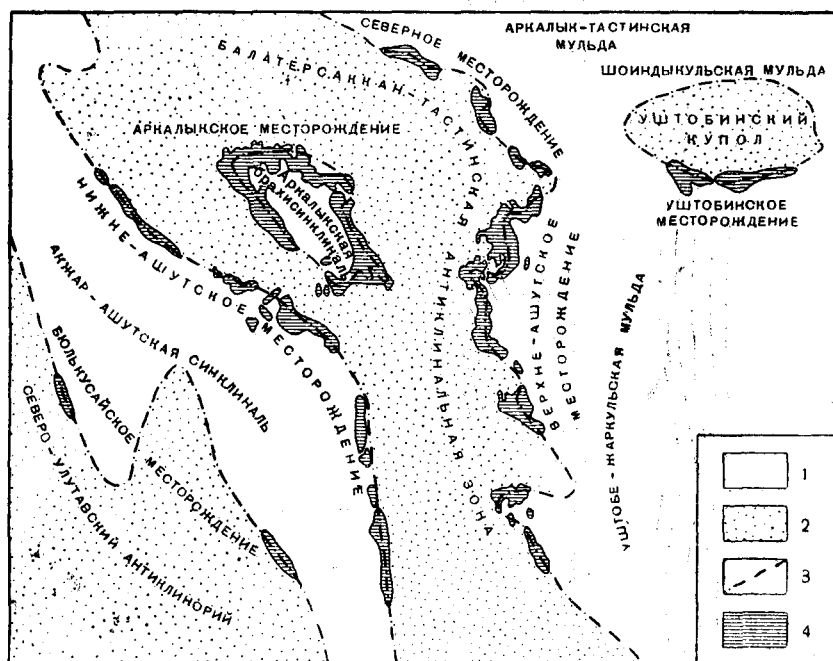
к югу месторождение резко обрывается линией выходов руды на поверхность. Марганцовое оруденение основной пачки приурочено к тонкозернистым пескам; оно весьма прихотливое» (стр. 227). «Рудоотложение происходило в мелководном море с полого опускающимся дном, в районе подводной части дельты палеореки, в условиях нормальной солености» (стр. 230). Если фациальное истолкование Лабинского месторождения, данное С. И. Куликовым, верно, — а, по-видимому, это так, — то список рудных месторождений, связанных с выносом рек, пополняется новым очень важным членом.

В целом, по ходу речного русла намечается ясно выраженная смена характера и состава рудных накоплений. В верховьях магистрального потока и в его веточках формируются руды  $Al_2O_3$ , наименее подвижного из членов триады. Ниже по долине и вплоть до устья спускаются руды железа. У марганца, наиболее подвижного из триады, рудные накопления известны пока из самого окончания аллювиальных лент, из дельтовых зон, да еще в их подводной части.

### 3. Рудные накопления в озерных водоемах

Как ни интересны факты нахождения бокситовых, железных и марганцовых руд аллювиального генезиса, все же в общей массе месторож-

дений эти руды имеют ничтожное значение; к тому же известны они из относительно поздних времен истории Земли, главным образом из мезозоя — кайнозоя, практически отсутствуя в более древних, известных нам горизонтах.



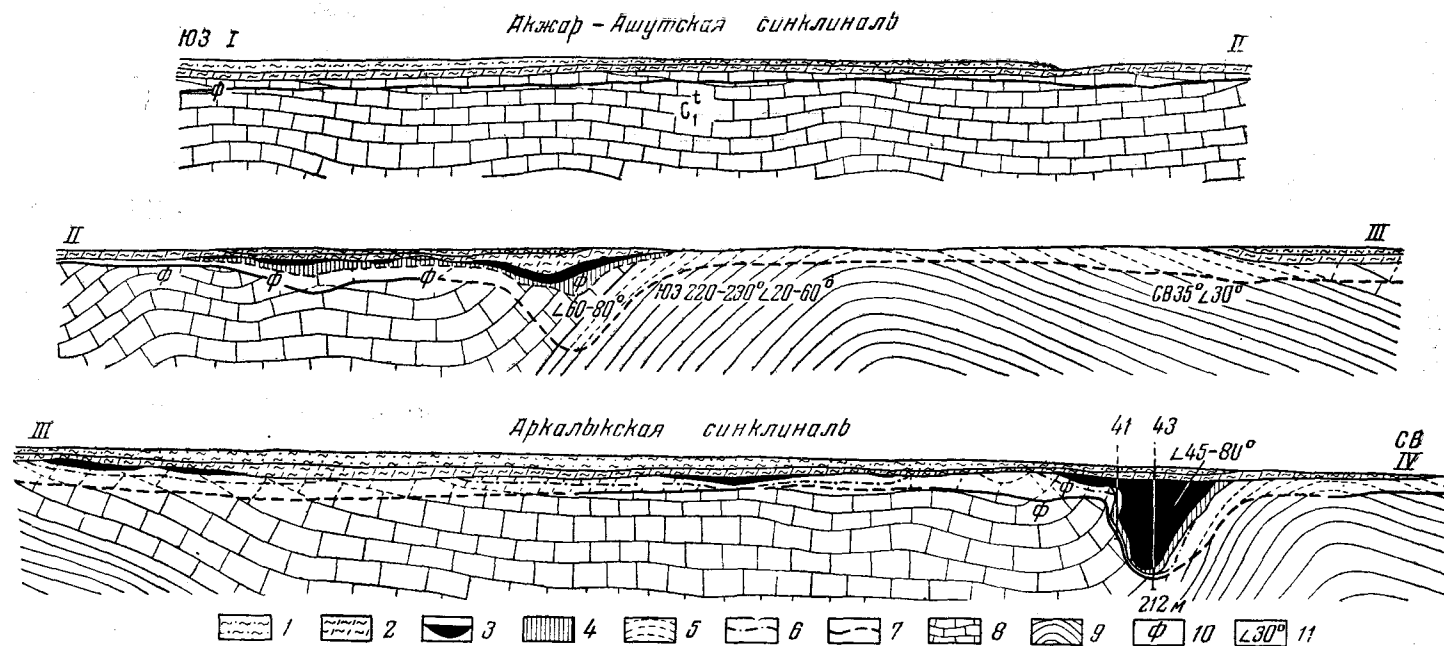
Фиг. 71. Структурно-литологическая схема главного рудного поля Амангельдинского бокситового района (по И. А. Лисицыной).

- 1 — карбонатная свита ( $D_3^2 - C_1^{t_1}$ ) и более молодые свиты ( $C_1^{t_2} - C_1^{v_{1-2}}$ ); 2 — красноватая конгломерато-песчано-сланцевая толща  $D_2 - D_3^1$ ; 3 — зона контакта сланцев и карбонатных пород на поверхности складчатого фундамента; 4 — бокситорудная свита.

Наибольшее количество осадочных месторождений Al—Fe—Mn в пределах гумидных зон приурочено к конечным водосам стока — морским и озерным, причем среди них первые имеют во всех отношениях первостепенное значение, вторые же резко подчиненное, обнимая немногие месторождения, к тому же обычно небольших размеров.

Остановимся вначале на озерных месторождениях. Среди них выделяются два типа: карстовые и собственно озерные.

Карстовые накопления особенно характерны для мезо-кайнозойских бокситов (фиг. 71, 72), гораздо реже встречаются среди железных руд (фиг. 73, 74) и совсем мало среди марганцевых. Как показали детальные работы на Амангельдинских месторождениях Казахстана, на Татарском месторождении Сибири, Эйфельских рудах Германии, mountain ores в Аппалачах и многих других, рельеф подстилающих руд известняков имеет все черты типично карстового и отличается поэтому большой прихотливостью. Крупные и мелкие западины неправильных в плане очертаний сменяются такими же выступами; альтитуды на ближайшем расстоянии колеблются от нескольких до 50—60 м; углы наклонов поверхности то пологие, в немногие градусы, то очень крутые, достигая 70—80°, т. е. стенки становятся отвесными; появляются пустоты с нависающими

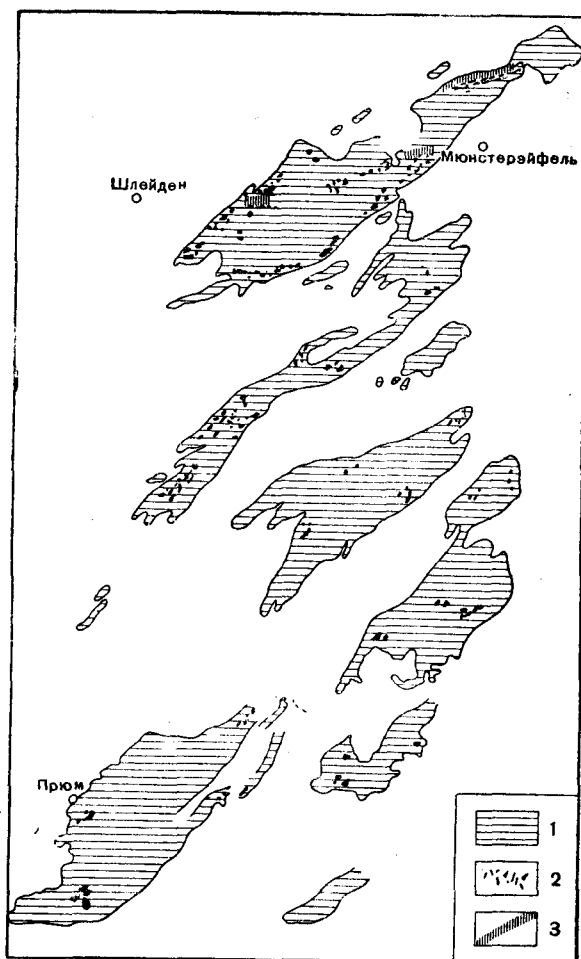


Фиг. 72. Геологический разрез через Аркалыкское месторождение бокситов (Н. А. Лисицыной).

1 — неоген, зеленые глинистые свиты; 2 — олигоцен, пестроцветные глины; 3 — палеоцен-эоцен, бокситоносные породы; 4 — триас-палеоген, породы коры выветривания; зона каолиновых глин с примесью гидрослюд; 5 — зона гидрослюдистых глин с примесью каолинита в верхней части; 6 — приблизительная граница нижней и верхней зоны коры выветривания; 7 — нижняя граница коры выветривания, прослеженная и предполагаемая; 8 — фаменский ярус верхнего девона и турнейский ярус нижнего карбона, известняки и доломиты; 9 — средний девон и франский ярус, песчаники и сланцы; 10 — местонахождение фауны; 11 — угол падения слоев.

в некоторых случаях стенками. Такая причудливая морфология ложка определяет не менее сложную и прихотливую морфологию тел бокситовых и железных руд карстового типа. Какой-либо закономерности в распределении руд внутри карстовых депрессий уловить не удастся, хотя чаще всего все же наиболее богатые руды тяготеют к центральным частям миниатюрных депрессий, располагаясь в них довольно прихотливо.

Собственно озерные бокситовые, железные и марганцовые руды, особенно когда породившие их водоемы отличались крупными размерами, приурочены к периферической зоне бассейнов. Весьма отчетливо видно это в современных озерных железных и марганцовых рудах Карелии (фиг. 75), в юрских железных рудах, возникших в огромной Орской депрессии Урала, в Северонежских месторождениях бокситов, у южноруальских нижнемеловых бокситов и др. Минералогически карстовые и озерные бокситовые руды принадлежат гидраргиллитовому типу с гидроокисной железистой примесью — типичная красноцветная или пестроцветная фация; лишь редко среди них появляются сероцветные пропластки. Карстовые железные и железо-марганцовые руды, как правило, окисные, редко сидеритовые. Железные руды озерного некарстового типа обычно оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые.

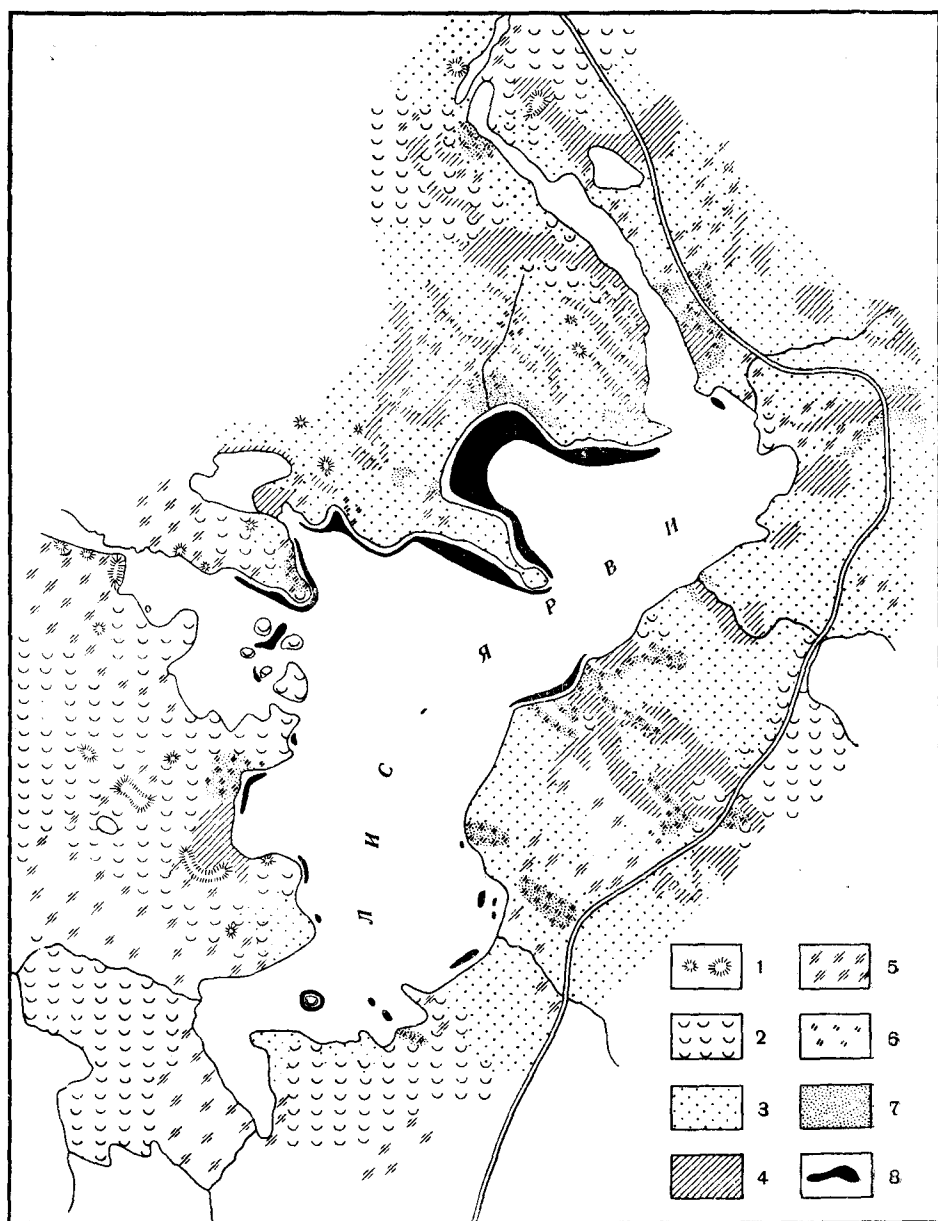


Фиг. 73. Железрудные месторождения в девонских известняковых мульдах Эйфеля (по Эйнеке и Келеру).

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



Фиг. 74. Формы и условия залегания железо-марганцовых руд в карстовых воронках на девонских массивных известняках Рейнских сланцевых гор (по Эйнеке и Келеру).



Фиг. 75. Карта распространения железистых руд оз. Лис-Ярви (по Б. Аарнио).  
 1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — осоковый торф; 5 — моховый торф; 6 — торфяной пласт, мощностью не менее 20 см; 7 — гумусовый подзол; 8 — озерная железная руда.

#### 4. Морские рудные накопления

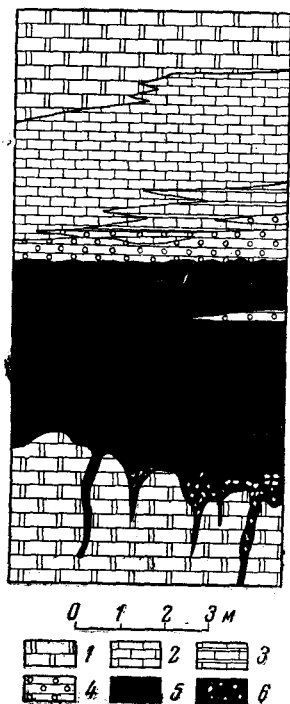
Тяготение к прибрежной зоне, намечающееся уже в отложениях крупных озерных водоемов, еще резче проявляется в локализации морских бокситов, железных и марганцевых руд.

Главной областью их формирования является периферическая зона морей, которую поэтому с полным правом можно назвать *рудообразующей*. В крупных морских водоемах прошлого эта зона оттечала приблизительно современной шельфовой площадке оксанов и морей и самое большее — началу континентального склона; часто это была лишь верхняя половина, треть или четверть шельфа. В центральных областях древних морских водоемов бокситов, оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых и марганцевых руд не возникало.

Внутри руд образующей зоны отдельные типы руд располагались не случайно, но строго закономерно.

Характерную черту морских бокситов составляет формирование исключительно в геосинклиналях и в тех случаях, когда ложем были карбонатные толщи, к тому же почти всегда рифового типа (фиг. 76, 77). При этом на закарстованной поверхности известняков и доломитов вначале обычно располагаются бокситы красные, богатые окисным железом и в подавляющем большинстве случаев *не содержащие морской фауны*, они же наиболее богаты  $Al_2O_3$ ; выше на сглаженной поверхности красных бокситов, иногда с признаками размыва, налегают бокситы серые, черные или зеленые, более бедные  $Al_2O_3$ , с лептохлоритами, сидеритом и пиритом. Находки раковин морских организмов в них обычны и сами бокситы вверх постепенно сменяются толщей морских глин и карбонатных пород. Такого рода факты заставляют многих исследователей (Г. И. Бушинский, С. М. Андронов и др.) предполагать, что в так называемых морских бокситах собственно морскими являются лишь горизонты сероцветных руд, красные же бокситы лишь редко возникали в море. Они являются частью континентальными образованиями прибрежной зоны, частью отложениями сильно опресненных лагун. Таким образом, в действительности так называемые морские бокситы представляют собою фациально сложные тела. Начало их формирования происходило на закарстованной прибрежной равнине и частью в сильно опресненных лагунах, конец же — в условиях морского побережья, а в общем осуществлялось на фоне трансгрессировавшего моря. Частично при этом наступавший бассейн перемывал красные континентальные бокситы, следы чего фиксируются не только поверхностями размыва, но и гальками и песчинками красных бокситов в серых, на что впервые было обращено внимание С. М. Андроновым.

Описанный тип морских бокситов был впервые установлен на месторождениях средиземноморской зоны (Франция, Югославия, Венгрия).

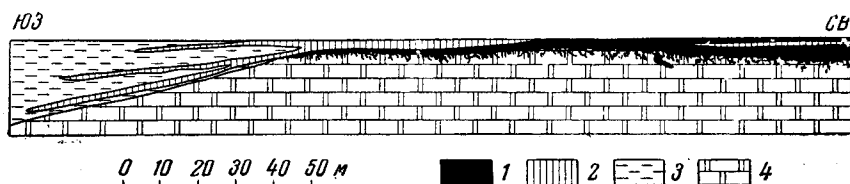


Фиг. 76. Типовой геологический разрез промышленных залежей карстовых геосинклинальных бокситов.

1 — известняк светло-серый массивный; 2 — известняк темно-серый; 3 — мергель темно-серый с прослойками известняка; 4 — боксит серый слоистый; 5 — боксит красный; 6 — куски известняка в боксите (подрудная карстовая брекчия).

почему и был назван средиземноморским. Позже аналогичные месторождения были встречены в девоне ( $D_{2-3}$ ) Урала, в  $S_2$  Средней Азии, в девоне Салаира, в протерозое Саян и в других местах. Всюду обнаруживается ясно выраженное тяготение морских бокситов непосредственно к береговой линии, причем начинают формироваться они выше этой линии, на закарстованной прибрежной зоне, заканчивают же в условиях прибереговых частей моря.

Бокситы геосинклинальных (ныне складчатых) областей слагаются (как правило) диаспором с большей или меньшей примесью бемита. Эту минералогическую специфику, однако, никак нельзя считать первичной, седиментационной; она — по общепринятым сейчас взглядам — связана с последующей историей бокситовых руд и, в частности, отражает далеко зашедшие вторичные изменения породы в процессах складкообразования.



Фиг. 77. Палеогеографический профиль осадков времени формирования рудного горизонта для северо-восточной части Верхне-Бердского бассейна (по данным бурения).

1 — кондиционные бокситы; 2 — некондиционные бокситы; 3 — глинистые сланцы и песчаники; 4 — подрудные известняки.

Первичными были, вероятно, бокситы гидрагиллитовые или гидрагиллито-бемитовые.

Глиноземные минералы находятся в морских геосинклинальных, как, впрочем, и в озерных бокситах в тонкодисперсной, но все же кристаллической форме, особенно бемит, частицы которого криптокристаллические. Для отделения их от также тонкодисперсных железистых, титанистых минералов и каолинита Е. В. Рожковой и С. И. Бенеславским было применено многократное центрифугирование в соответствующих тяжелых жидкостях, однако, несмотря на большие усилия, добиться полной очистки  $Al_2O_3$  от железистых, кремнистых и титанистых примесей не удалось. Всегда в ходе разделения минералов наступал момент, когда дальнейшее понижение содержания  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  прекращалось. Рентгенография выделенных фракций диаспора и бемита показала, что частицы этих минералов состоят из их микрокристаллов и некоторого количества кварца, причем последний является как бы цементом для глиноземных микрокристаллов. Вместе с кремнеземом в цементе участвует и некоторое количество  $TiO_2$  в виде лейкоксена (Е. В. Рожкова). Что касается  $Fe_2O_3$ , то этот окисел в структуре бемита и диаспора изоморфно замещает некоторое количество глинозема (Бенеславский, 1958). Эти детали чрезвычайно важны для правильного решения вопроса о генезисе бокситовых руд.

Минералы железа в морских бокситах принадлежат ряду: окислы  $Fe^{3+}$  → гидроокислы  $Fe^{3+}$  → силикаты  $Fe^{2+} + Fe^{3+}$  (лептохлориты) → карбонаты  $Fe^{2+}$  → сульфиды  $Fe^{2+}$ . Для окисных и гидроокисных форм важно отметить, что если в гидрагиллите, бемите и диаспоре имеет место изоморфное замещение  $Al_2O_3$  на  $Fe_2O_3$ , то в железистых минералах наблюдается аналогичное замещение части  $Fe_2O_3$  на  $Al_2O_3$ . Титан в бокситах находится в виде рутила, титаномагнетита, сфена, лейкоксена, анатаза, брукита. Титаномагнетит встречается в заведомо обломочных зернах, принесенных с водосборной площади. Анатаз и брукит, а иногда также



рутил и сфен, образуют весьма мелкие и мельчайшие кристаллики, хорошо морфологически выраженные, без признаков окатывания и коррозии; это, по всей вероятности, аутигенные минералы. Лейкоксен присутствует в виде аморфных новообразований. Что касается каолинита, образующего большую или меньшую примесь в бокситах, а также самостоятельные линзы и пласты, замещающие боксит в более внутренних частях бокситоносной зоны, то какими-либо специфическими чертами этот минерал в данном случае не отличается.

В структурах морских бокситов имеются все постепенные переходы от грубообломочных, щебенчатых, через песчаниковые и алевролитовые к тонкозернистым пелитоморфным; к ним присоединяются еще бобовая, обломочно-бобовая, оолитовая и пизолитовая. Работами бокситовой группы ВИМС'а и, в частности, Ю. К. Горецкого установлено, что когда бокситовое месторождение достаточно сохранилось, в нем можно установить ясно выраженную зональность. Вблизи источника сноса бокситы утоняются и теряют глинозем; их структура становится обломочной; появляется примесь песка и глины; нередко в этой зоне «ближнего выклинивания», как назвал эту зону Ю. К. Горецкий, бокситы сопровождаются железными рудами, обогащенными  $Al_2O_3$  (бокситовые железистые руды, по терминологии А. Д. Архангельского). Дальше от области питания следует зона высококачественных бокситов, красных в нижней половине, зеленых — в верхней. Качественные руды переходят в зону «дальнего выклинивания», что означает переход их в глинисто-карбонатные морские отложения; бокситы вновь разубоживаются и постепенно сменяются вначале зеленоцветными аллитами, потом — глинами или известняками с каолинитом. Аналогичные породы перекрывают бокситовую руду в месторождении. Таким образом, здесь отсутствует тот переход в угленосные отложения, какой свойствен бокситам континентальным.

Железные руды в морских отложениях, вообще говоря, достаточно разнообразны.

Так, в пляжевой зоне иногда возникают россыпи магнетита, связанные с разрушением прибоем вулканических пород; они известны сейчас на Кавказском побережье Черного моря, у Курильских о-вов и во многих других местах. Однако редко концентрации их достигают рудных, а когда и достигают, то запасы оказываются ничтожными.

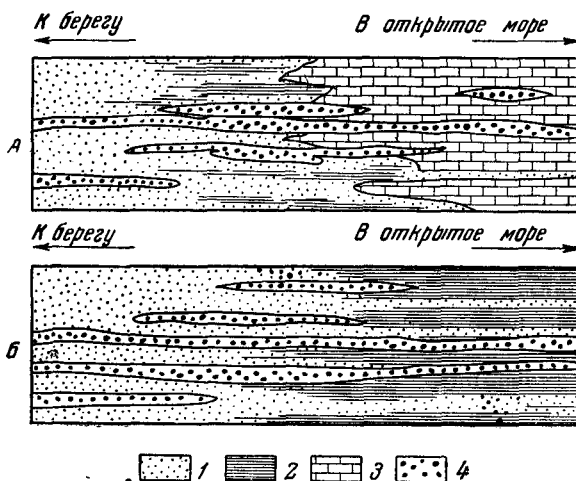
Большее значение имеет другой тип обломочных железных руд, возникших главным образом за счет переотложения более древних рудных накоплений или сидеритовых желваков диагенетического происхождения. Классическим типом их является месторождение Зальцгиттер в Германии (Сг), крупное по запасам.

Но все эти типы чисто обломочных накоплений железа в прибрежной зоне морей отходят далеко на задний план сравнительно с главенствующим оолитовым гидрогетит-шамозит-сидеритовым их типом.

Общеизвестны представители их: арениско-лландейльские (ордовикские) руды Ньюфаундленда, Бретани и Нормандии, Тюрингии, Богемии; верхнесилурийские клинтонаские руды США; красные железняки основания верхнего девона западного склона Урала и второго Баку; юрские минетовые руды Франции и Германии; кливлэндские, нортгемптонские и фродингемские руды Англии; верхнемеловые аятские и мугайские руды; наконец, плиоценовые керченские руды Крыма и ряд других, более мелких.

В отличие от бокситов, оолитовые железные руды не обнаруживают никакого тяготения к закарстованным карбонатным породам в качестве ложа и располагаются на них лишь в качестве исключения. Рудовмещающие породы варьируют. Намечаются два литологических ряда: терригенный и известковый, показанные на сводных профилях (фиг. 78). В первом

случае оолитовые руды, начинаясь в зоне морских песков, протягиваются затем в алевритовую полосу и заканчиваются, выклиниваясь, в зоне отложения глин. Пески обычно слабо известковисты за счет цельного и раздробленного раковинного материала, но иногда содержание кальцитовых организмов очень велико, так что по существу песчаные отложения становятся песчаными детритусовыми известняками, как, например, в доггере юго-западной Германии. Глины в терригенном ряду обычно слабо известковисты. Максимальное рудоотложение в этом ряду



Фиг. 78. Два типа фациальных соотношений оолитовых гидрогессито-шамозито-сидеритовых руд.

А — схема, наблюдающаяся главным образом в Клинтонском и Лотарингском бассейнах. Б — схема, основанная на разрезах нижне- и среднеюрских рудных толщ Германии и Керченского бассейна. 1 — пески; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — оолитовые гидрогессито-шамозито-сидеритовые руды.

локализуется то в зоне перехода от песков к более тонкозернистым осадкам, то сдвинуто в более песчаную или, наоборот, в более глинистую зону осадка (Фродингем, Марльстон в Англии, минетты во Франции). В карбонатном ряду слабо известковые пески быстро переходят в известковые алевриты и затем в известняки; соответственно оолитовые руды, начинаясь в песках, заканчиваются в известняках (Коралловый оолит Германии, клинтонаские руды  $S_2$  Аппалачей).

В хорошо сохранившихся молодых платформенных отложениях кайнозоя и мезозоя описанная локализация руд и переходы их из одной зоны осадкообразования в другую видны очень хорошо. Но в сильно дислоцированных складчатых сооружениях от первоначальных площадей руд сохранились обычно лишь отдельные обрывки, клочки, и, только зная общую фациальную локализацию руд, можно понять, скаким членом того или иного фациального ряда мы имеем дело.

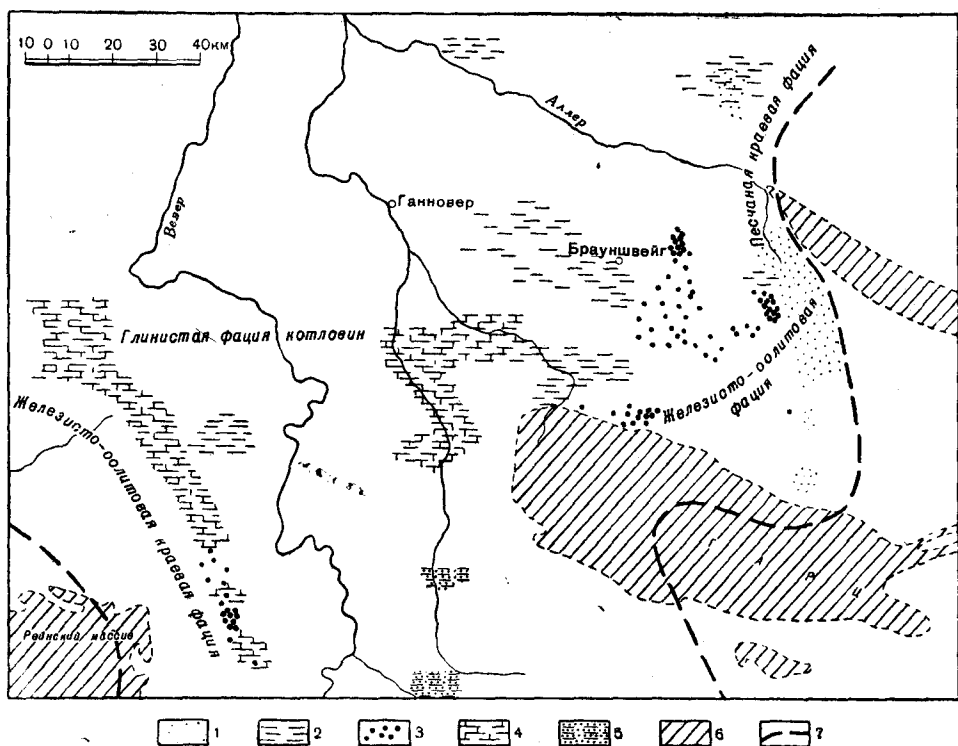
Месторождения оолитовых руд представляют собою толщи обычно в несколько десятков метров мощностью, в которых 2—3—4 и больше железорудных пластов от 0,5 до нескольких метров толщиной чередуются с безрудными пластами разного в разных случаях петрографического состава, соответственно фациальному профилю руд.

По простиранию пласты железных руд редко обладают большой устойчивостью: мощность их быстро меняется, содержание Fe падает,

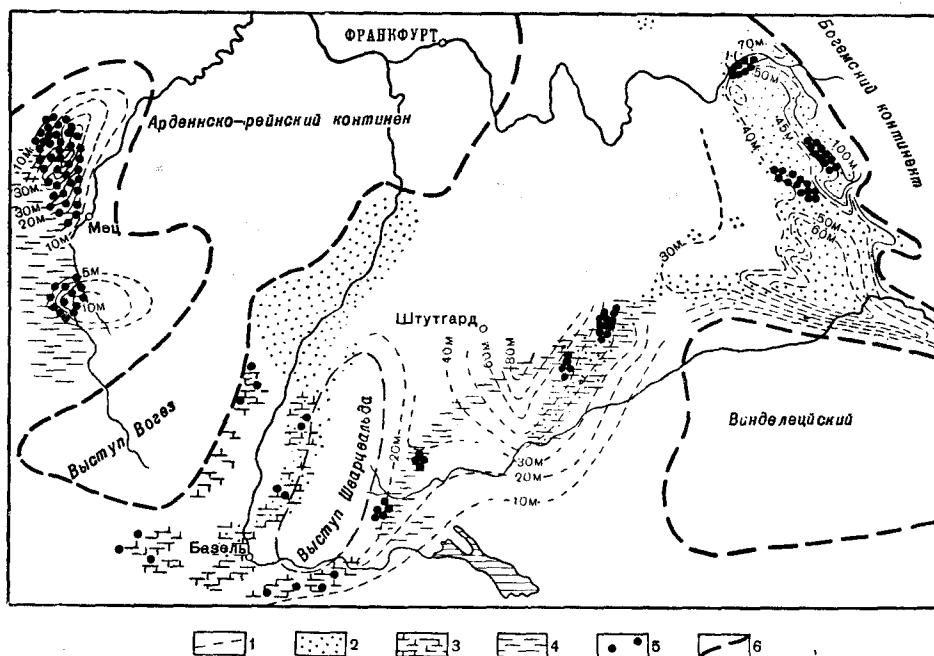
и они переходят постепенно в «пустую» породу. Но железорудному горизонту, или пачке в целом, нередко присуща большая выдержанность. Так, минеттовые руды, по Анселю, тянутся с севера на юг свыше, чем на 100 км; керченские руды с запада на восток больше, чем на 100 км, а клинтонские известны с некоторыми перерывами вдоль всей Аппалачской геосинклинали от штата Нью-Йорк до Алабамы на юге (1800 км). Эти примеры демонстрируют, конечно, крайний и редкий случай, но простирание в несколько десятков 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.

По мере перехода рудных слоев из песчаной зоны в алевритовую и затем глинистую (мергельную или известковую) имеет место закономерное изменение их минералогического состава. В песчаной зоне в оолитах и цементе широко развит гидрогетит (или гематит), с которым ассоциируется шамозит; сидерита, напротив, очень мало, либо он отсутствует. В алевритовой зоне количество гидрогетита резко понижается за счет превращения его в хлориты и сидериты; в самой же пелагической части рудного пласта особенно сильное развитие приобретает сидерит; он образует здесь обычно основу, в которой располагаются шамозитовые оолиты, и в некоторой степени замещает сами оолиты. Кроме того, он слагает более или менее значительные конкреции, не имеющие оолитового строения и довольно крупные пластообразные тела до 30 см в толщину, протягивающиеся иногда на сотни метров и даже километры; в качестве примеси к сидериту в этих пластах встречается и шамозит. В целом же получается характерная аутигенно-минералогическая зональность рудного тела, аналогичная наблюдаемой в аллювиальных и дельтовых рудах. Полнота развития зональности, однако, в разных месторождениях неодинакова. Так, в рудах лейяса и доггера юго-западной Германии, у которых максимум рудоотложения сдвинут в более грубозернистую часть фациального профиля, сильно развиты гидрогетит-шамозитовые разности с весьма подчиненным значением сидерита; это, таким образом, наименее редуцированные среди оолитовых руд. В лейясовых рудах Англии, сильнее смещенных в более глинистые осадки, гидрогетита в первичных рудах нет совсем (Марльстон), либо его очень мало (Фроднигем, Нортгемптон); везде резко развит шамозит; сидерит представлен широко в виде цемента, в конкрециях и в виде крупных самостоятельных пластов и является часто главным рудообразующим минералом. Это — более редуцированные руды. Еще сильнее представлен сидерит в лейясовых рудах Польши (Померания, район Ченстохова), где сидеритовые пласты мощностью до 30 см, подчиненные глинистым толщам, прослеживаются на многие сотни квадратных километров; местами они заключают шамозитовые оолиты. Это — наиболее редуцированные рудные накопления среди оолитовых руд. Таким образом, располагаясь среди разных петрографических типов осадков, оолитовые руды заметно меняют свой минералогический состав и, в частности, степень редуцированности железосодержащих компонентов.

В настоящее время имеется много карт, рисующих палеогеографические условия рудообразования. Оказалось, что излюбленными участками оолитовых руд являются заливы, бухты и островные моря со сложными очертаниями береговой линии. Приуроченность к заливам ясно видна у руд: минеттовых Франции, лейясовых Германии, керченских (фиг. 79—82), хоперских, сынтутьских, аятских и др. Островной характер, например, юрского моря Зап. Европы, изобиловавшего оолитовыми минеттовыми осадками, несомненен. В других случаях ясно вырисовывается не только эта особенность ископаемого бассейна, но и сложный



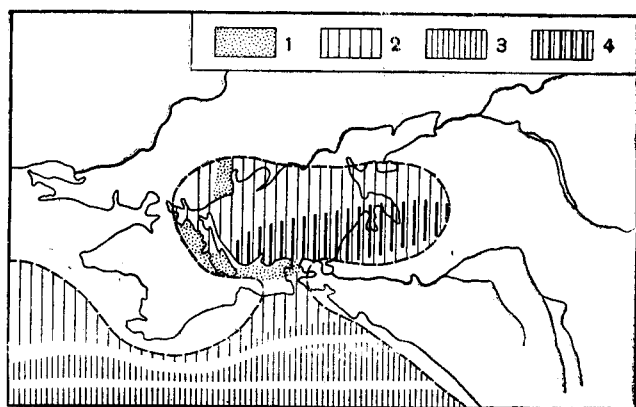
Фиг. 79. Палеогеография эпохи лейаса в Германии (по Бергу и Гофману).  
1 — пески; 2 — глины; 3 — железные руды; 4 — глины с прослоями мергелей и сидеритовыми конкрециями; 5 — песчанистые глины; 6 — выступы Герцинского фундамента; 7 — береговая линия.



Фиг. 80. Фации и мощности доггера в юго-западной Германии.  
1 — линии равных мощностей; 2 — песчаная фация; 3 — известковая фация; 4 — глинистая фация; 5 — железисто-оолитовая фация; 6 — береговая линия.

ход береговой линии около того места, где отлагались оолитовые руды (фиг. 83).

Эта сложность палеогеографии участков накопления оолитовых железных руд указывает, что и гидродинамический режим этих участков должен был отличаться сложностью. В частности, наряду с районами сильной гидродинамической активности должны были существовать области относительно затишные, где, как мы знаем, оседает относительно тонкозернистый материал.



Фиг. 81. Условия образования руд Керченского бассейна.

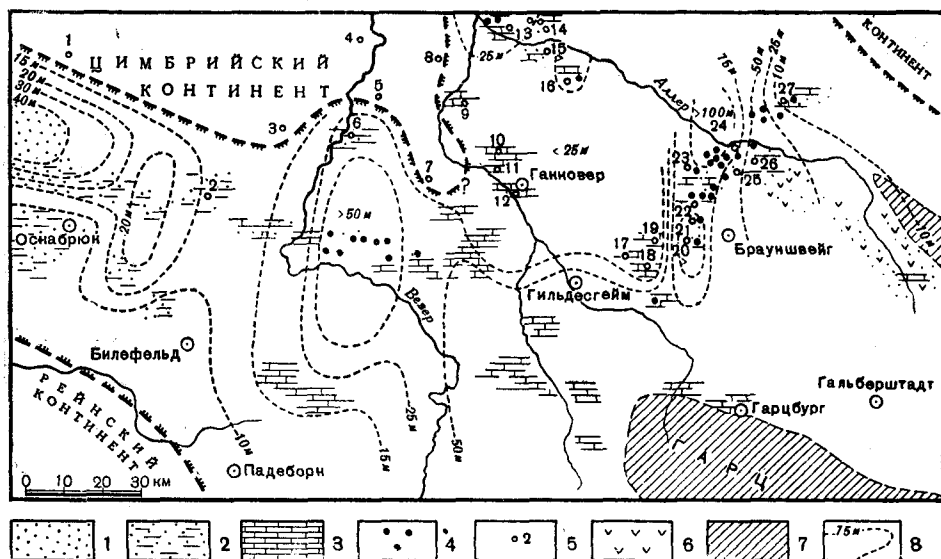
1 — железные руды; 2 — мелководные песчано-глинистые отложения;  
3 — более глубоководные осадки (предполагаемые);  
4 — то же достоверные.

За последнее время удалось установить и еще одну важную особенность залегания морских оолитовых руд. Оказалось, что нередко они накапливались в ясно выраженных западинах дна; поэтому мощности их больше мощностей синхроничных им песчаных накоплений. Такие соотношения прекрасно видны в минеттовых рудах Эльзас-Лотарингии и на многих юрских месторождениях Германии (см. фиг. 80).

У нас в СССР приуроченность оолитовых руд к депрессии морского дна указывалась Б. П. Кротовым для Аятского месторождения; она несомненна для керченских руд, отлагавшихся в синклиналиях между растущими брахиантиклиналями Керченского полуострова.

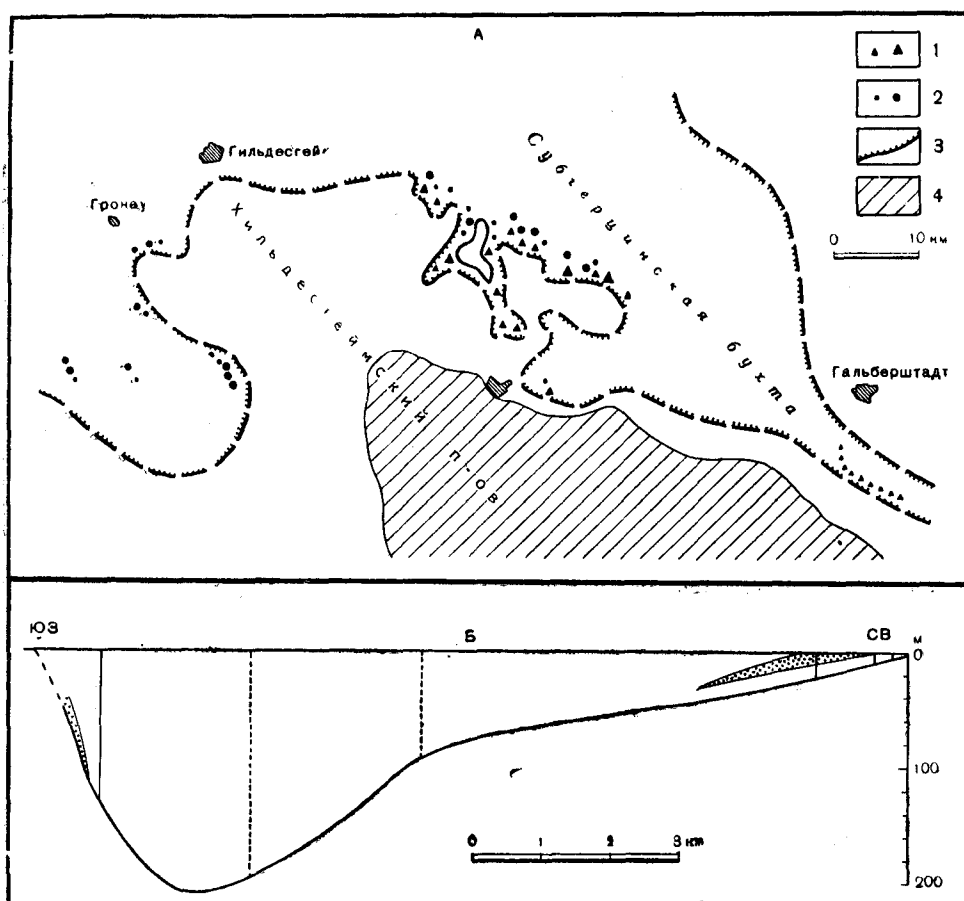
Таким образом, сложность палеогеографии в плане дополнялась сложностью вертикального расчленения морского дна, что, понятно, увеличивало количество ловушек для тонкозернистого материала.

Наряду с оолитами в рудах встречаются 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, Ньюланд и Хартнагель нашли многочисленные раковины брахиопод, мшанок, криноидей. То же наблюдается в силурийских рудах Бретани и Нормандии. В мезозойских оолитовых силикатных рудах Франции, по Кайе, обнаружены рыбы, моллюски, криноидеи, фораминиферы, перфорирующие водоросли. К ним присоединяются в качестве более редких членов брахиоподы, мшанки, остракоды, *Alcionaria*, *Zoontharia*, голотурии, офиуры, губки и растительные остатки. Среди байосских железистых оолитов Нормандии Данжар обнаружил целые рифо-



Фиг. 82. Фации среднего кораллового оолита в нижней Саксонии (по Шотту).

1 — пески; 2 — пески с прослойками глин; 3 — коралловые известняки; 4 — железные оолитовые руды; 5 — известковые оолиты; 6 — примесь эффузивного материала; 7 — выступы герцинского фундамента; 8 — изолинии мощности всего кораллового оолита.



Фиг. 83. Условия образования неокомовых руд в окрестностях Гарца (по Колбелю).

А — палеогеография неокома; Б — профиль через бассейн. 1 — конгломератовая руда; 2 — оолитовая руда; 3 — береговая линия; 4 — Гарц (выступ герцинид).

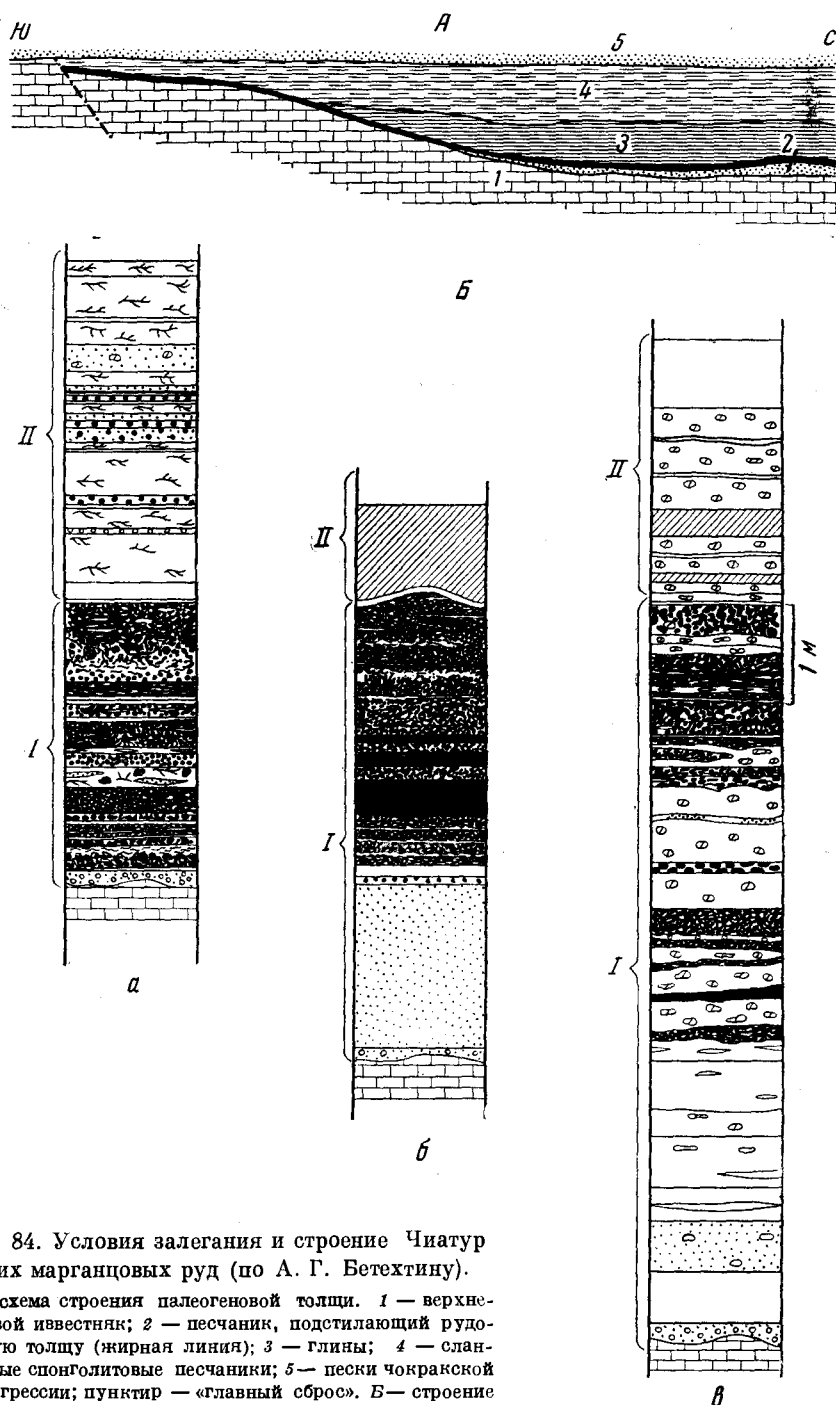
вые постройки, образованные низшими зелеными водорослями. Что касается керченских руд, то обилие в них детритуса раковин и целых створок *Dreissensia*, *Didacna* и др. общеизвестно. Лишь в очень редких случаях оолитовые руды бывают лишены органических остатков; так, в аятских рудах фауны нет вовсе, и встречаются лишь куски древесины. Помимо оолитовых железных руд, в морских толщах встречаются еще конкреционные сидеритовые руды; примерами их на советской территории являются руды  $C_1$  Кожим-Нортича на Сев. Урале, ааленские руды Дагестана, тульские и липецкие руды  $C_1$  (до их окисления и превращения в бурые железняки). Но все эти рудные накопления являются типично диагенетическими, резко отличными по генезису от седиментационных руд  $Al-Fe-Mn$ , которые нас интересуют в этой главе, и потому, упомянув об этих рудах, мы дальше ими здесь заниматься не будем.

Фациальные условия образования марганцевых руд напоминают условия отложения руд железных.

Судя по наилучше сохранившимся палеогеновым, мезозойским и кайнозойским месторождениям, в распределении Мп-руд по типам морских осадков намечаются те же два ряда — терригенный и карбонатный, что у руд железных. Так, Чиатурское, Никопольское, Североуральское месторождения, начинаясь в алевритовой зоне, спускаются в область отложения глинистых и опоковоглинистых осадков, Улутелякское же — в область карбонатных отложений. Несмотря на общность фациального профиля, все же можно отметить, что ассоциация бассейновых марганцевых руд с песками практически не встречается; руды эти тяготеют к более тонким глинистым осадкам, т. е. сдвинуты относительно железорудных накоплений в более пелагическую зону. Особенно ярко проявлялась эта сдвинутость в месторождениях синклинального типа, возникавших в морях с крутым наклоном шельфа и быстрой сменой осадка от берега к центру водоема; руды в этих условиях оказывались нередко полностью заключенными в толще тонкозернистых глинистых отложений. Этой сдвинутостью в пелагическом направлении объясняется нередкая ассоциация марганцевых руд с осадками, обогащенными опаловым кремнеземом: кремнистыми глинами, опоками; накопления аутигенного кремнезема, как известно, тяготеют в крупных морских водоемах как раз к периферии области накопления пелагических глинистых осадков (Страхов, 1954).

Характерной особенностью марганцевых руд, сравнительно с железными, являются во много раз меньшие площадные и по запасам размеры месторождений. Так, из послепротерозойских месторождений крупнейшее в мире — Чиатурское — имеет площадь 70 км<sup>2</sup>, Никопольское более 100 км<sup>2</sup>, Полуночное же всего около 1 км<sup>2</sup>, Улутелякское менее 1 км<sup>2</sup>. Обычный тип марганцевых месторождений это миниатюрные по размерам, хотя и многочисленные, иногда рядом расположенные тела с запасами в сотни тысяч, иногда миллионы, гораздо реже немногие десятки миллионов тонн; им противостоят огромные по площади — в сотни, тысячи и десятки тысяч квадратных километров — железорудные месторождения с запасами в миллионы и миллиарды тонн металла.

Незначительность обычных марганцеворудных месторождений, взятых как целое, дополняется своеобразным залеганием руды в рудном горизонте (фиг. 84, А, Б). Руда образует пропластки и слои, мощностью от нескольких до 30, иногда 50 см, и протяжением то в десятки, то в сотни метров, чередующиеся с вмещающими породами; последние обычно также в некоторой мере «загрязнены» марганцем. Общее число прослоев колеблется от 3—4 до 15 и выше. На небольших участках поэтому строение рудного горизонта еще выдерживается, но на крупных оказывается весьма изменчивым. Мелкая пластовость марганцеворудных горизонтов



Фиг. 84. Условия залегания и строение Чиатурских марганцевых руд (по А. Г. Бетехтину).

А — схема строения палеогеновой толщи. 1 — верхнемеловой известняк; 2 — песчаник, подстилающий рудоносную толщу (жирная линия); 3 — глины; 4 — сланцеватые спонголитовые песчаники; 5 — пески чокракской трансгрессии; пунктир — «главный сброс». Б — строение рудоносной толщи по зарисовкам отдельных разрезов:

а — разрез рудной толщи в районе нагорья Перевиси (участок Коротхали); рудная толща залегает непосредственно на известняке; как нижняя, так и верхняя серии представлены прослоями окисных руд, за исключением редких желвакоподобных образований карбонатных руд в верхней серии. б — разрез рудной толщи в районе нагорья Мгвимени (южный участок); богатая рудой нижняя серия отделяется от известняка прослоем песчаника, мощностью 2 м, на границе между I и II сериями прослой охристых железистых оолитов мощностью до 5 см, несогласно залегающий на толще окисных руд; II серия представлена исключительно карбонатными рудами (косая штриховка), переходящими вверх по разрезу в мощные глины с отпечатками рыбьих чешуй.

в — разрез рудной толщи в районе нагорья Итхвиси (юго-западная часть); рудоносная толща сильно разубожена прослоями песчаников, содержащих часто желвакоподобные стяжения карбонатных руд оолитового строения; промышленные рудные прослои от известняка отделяются толщей слабооруденелых песчаников, мощностью в несколько метров; верхняя серия представлена прослоями карбонатных руд и известковистыми песчаниками, содержащими желвакоподобные стяжения карбонатов марганца и кальция.

I — нижняя серия рудоносных прослоев, т. е. собственно рудная толща, содержащая промышленные руды; II — верхняя серия прослоев, более бедная рудными выделениями.



коренится, видимо, в малых массах периодически подававшихся в водоем рудных растворов, что в конечном счете связано с малым кларком марганца.

В минералогическом составе морских марганцовых руд, когда они полностью занимают свойственную им фациальную зону, отмечается характерная зональность, четко видная в хорошо сохранившихся палеогеновых месторождениях СССР. В прибрежных частях всех этих месторождений залегают первично окисные руды — псиломелановые и манганитовые; они отвечают плохо сортированным породам песчано-алевритоглинистого состава; обычно по периферии этой зоны, там, где руды залегают выше уровня грунтовых вод, псиломеланы и манганит вторично окислены до пиролюзита. С удалением от берега бассейна и утонением гранулометрического состава осадка среди манганитовых минералов появляются карбонатные — родохрозит, манганокальцит, кальциевый родохрозит; выделяется более или менее широкая переходная зона. Когда вмещающими породами становятся глины, кремнистые глины, опоки, руды делаются чисто карбонатными. Скорость смены окисной зоны переходной, а затем карбонатной в разных бассейнах неодинакова. В Чиатурском районе она, по А. Г. Бетехтину, прослеживается на расстоянии 10—12 км, в Никопольском — на расстоянии в немногие километры, в Полуночном меньше, чем на 0,5 км.

Несмотря на принципиальное сходство минералогической зональности марганцеворудных и железорудных месторождений, при ближайшем сравнении обнаруживаются и характерные различия. Так, в неметаморфизованных накоплениях марганца отсутствуют сульфиды Mn и силикатные его минералы, тогда как у руд железа они развиты весьма сильно и для него характерны. Это различие обусловлено неодинаковостью термодинамических условий для возникновения силикатов марганца сравнительно с силикатами железа; первые формируются лишь в раннем метафорфизме за счет карбонатов марганца и опала. Другое отличие заключается в гораздо более сильном развитии у марганцево-рудных месторождений карбонатной зоны; эта зона иногда почти нацело «съедает» окисную, оттесняя последнюю в очень узкую полосу. Причина заключается в гораздо большей сдвинутости марганцовых руд в область накопления глинистых осадков сравнительно с железными рудами; этому помогает еще то обстоятельство, что у марганца карбонаты возникают легче, при несколько более высоком Eh, чем у железа.

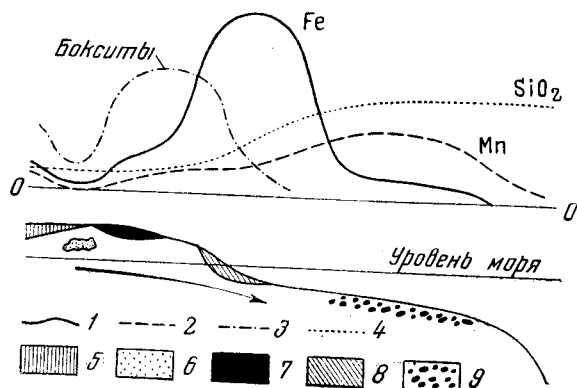
Текстуры марганцовых руд в общем те же, что и у руд железных, но оолитовая текстура развита мало, замещаясь конкреционной или сплошной.

## 5. Общие фациальные префили Al — Fe — Mn руд в послепротерозойские времена; особенности химического состава руд, их соотношения во времени и в пространстве

Сопоставляя фациальное размещение бокситовых, железных и марганцовых руд в целом, получаем для послепротерозойских эр весьма поучительную картину (фиг. 85).

Фациальный профиль бокситов характеризуется резко выраженным тяготением к континентам и лишь малым захождением руд в море, причем в последнем они формируются в непосредственной близости к берегу. С таким характером их фациального профиля связано то обстоятельство, что, будучи членом какой-либо гумидной формации, морской или континентальной, они всегда и без исключений приурочиваются к ее периферическим частям, к самым краям осадкообразования, к зоне выклинивания осадков и перехода к выветривающейся и денудированной площади

(Ю. К. Горецкий). При изменениях седиментационной площади формации, вызываемых движениями земной коры, перемещалась и бокситообразующая зона, но краевое положение ее и ближайшее соседство с водосборной площадью оставались при этом неизменными. Так обстоит дело с эйфельскими и раннефранскими бокситами Урала (С. М. Андронов) и Боксона (П. В. Орлова), с мезо-кайнозойскими бокситами Западно-Сибирской



Фиг. 85. Фациальный профиль железных руд, марганцевых руд и бокситов.

1 — распределение Fe-руд между различными железорудными фациями; 2 — распределение Mn-руд между различными марганцеворудными фациями; 3 — распределение бокситов между различными фациями; 4 — распределение  $\text{SiO}_2$  между различными осадочными фациями; 5 — руды коры выветривания; 6 — руды зоны глубокой циркуляции вадозных вод; 7 — озерные и болотные руды; 8 — сидеритовые руды параличских угленосных бассейнов; 9 — сидериты нижней (глинистой) зоны шельфа.

низменности, притом на всех ее бортах: западном — Уральском, южном — Казахстано-Алтайско-Саянском и восточном вдоль Сибирской платформы. То же и в  $\text{C}_1$  Русской платформы; как показала П. В. Орлова, бокситы лежат по бортам Московской синеклизы, на склоне Балтийского щита (Тихвинское, Североонежское), на краю Тиманского поднятия, по южному и восточному краю Воронежского выступа. Этими и другими, здесь опущенными, примерами *краевое положение бокситовых накоплений внутри каждой бокситоносной седиментационной области следует считать твердо установленным*. По направлению внутрь этой области континентальные бокситы обычно быстро выклиниваются, замещаясь сухарными и огнеупорными глинами, в основном каолиновыми, но с большей или меньшей примесью гидроокислов  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а также чистыми каолинами. Очень характерна также частая связь бокситов с корой выветривания. В тех случаях, когда их ложем являются не известняки, а другие породы, в основании бокситового тела под поверхностью размыва всегда сохраняются остатки коры выветривания каолинового типа, а в отдельных, пока единичных случаях, — с накопленными в ней гидроокислами  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Никопольское, Белгородское, Североонежское, Татарское, Арканзасское месторождения). Геосинклинальные бокситы, переходя в краевую часть моря, здесь также быстро выклиниваются.

Существенно иначе выглядит фациальный профиль оолитовых железных руд. Он резко сдвинут в сторону моря сравнительно с бокситовым. Отсюда оолитовые руды железа, хотя и занимают периферическое поло-

жение в осадочных морских формациях, но заходят гораздо дальше внутрь них сравнительно с бокситами. Теряется и связь руд с корой выветривания, каолиновыми и огнеупорными глинами. И если бокситы целиком или почти целиком принадлежат красноцветной окислительной фации, то железные оолитовые руды лишь частично принадлежат ей, в подавляющем же большинстве случаев они относятся к восстановительной сероцветной (или зеленоцветной).

Что касается марганцовых руд, то они еще дальше смещаются в открытое море, сравнительно с железными, принадлежат целиком восстановительной сероцветной фации и дальше Fe-руд заходят во внутренние части осадочных морских формаций.

Так триада бокситы → оолитовые Fe-руды → Mn-руды демонстрирует единый ряд месторождений, фациальные профили которых последовательно смещаются от континентальных массивов в сторону моря, хотя в последнем и не выходят из его прибрежной рудообразующей зоны.

Обладая своеобразными фациальными профилями, члены триады отличаются рядом характерных геохимических признаков и своеобразными соотношениями во времени и пространстве.

Сопоставим, прежде всего, кларки концентраций главных составляющих их химических компонентов (табл. 19, 20, 21).

Таблица 19

Кларки концентраций элементов в бокситах  
(по А. Д. Архангельскому и Е. В. Коиченовой, 1935)

| Месторождения                         | Кларки концентраций            |      |      |      |     |
|---------------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-----|
|                                       | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe   | Mn   | P    | Ti  |
| Катавское . . . . .                   | 2,2                            | 3,9  | 0,07 | 0,03 | 2,2 |
| <i>Шайтанское</i>                     |                                |      |      |      |     |
| Яшмовидная руда . . . . .             | 3,0                            | 1,9  | —    | —    | 1,8 |
| диаспор-гематитовая руда . . . . .    | 2,5                            | 5,3  | 0,35 | —    | 2,3 |
| оолитовая руда . . . . .              | 1,8                            | 4,2  | 0,35 | —    | 1,9 |
| Таранчийское . . . . .                | 2,3                            | 2,7  | 0,21 | —    | 2,3 |
| <i>Красная шапочка</i>                |                                |      |      |      |     |
| красные бокситы . . . . .             | 4,0                            | 2,3  | 2,8  | 4,4  | 4,0 |
| зеленовато-серые бокситы . . . . .    | 3,6                            | 4,1  | 2,0  | 2,1  | 3,4 |
| то же . . . . .                       | 3,6                            | 2,9  | 0,5  | 3,1  | 3,8 |
| бокситы переходного типа . . . . .    | 3,0                            | 3,3  | 0,8  | 0,5  | 3,2 |
| Синячиха . . . . .                    | 3,1                            | 1,8  | —    | 0,17 | 3,4 |
| Соколовское . . . . .                 | 1,9                            | 5,8  | —    | 6,7  | 7,3 |
| Пироговское . . . . .                 | 3,5                            | 1,2  | —    | 0,35 | 6,4 |
| Бокситы Акмолинского района . . . . . | 2,6                            | 5,3  | —    | 0,9  | 4,0 |
| Бокситы Енисейского края . . . . .    | 2,8                            | 4,4  | 0,6  | 6,3  | 3,1 |
| Бокситы Режевского района . . . . .   | 1,1                            | 10,7 | 3,3  | 1,4  | 1,0 |
| Пината (Истрия) . . . . .             | 3,1                            | 2,6  | —    | —    | 4,5 |
| Медичи » . . . . .                    | 2,8                            | 1,5  | —    | —    | 4,2 |
| Маковец » . . . . .                   | 2,6                            | 1,5  | —    | 0,5  | 2,5 |
| Кремгна » . . . . .                   | 2,2                            | 1,8  | —    | 0,45 | 2,3 |
| Черхе » . . . . .                     | 1,3                            | 1,9  | —    | —    | 4,0 |

Из цифр явствует, что в каждом рудном месторождении резкое повышение концентраций основного рудного элемента всегда сопровождается значительным увеличением содержания еще одного, двух или трех

Таблица 20

Кларки концентраций Fe, Mn, P, Ti,  $Al_2O_3$  в современных и древних железных рудах

(по А. Д. Архангельскому и Е. В. Копченовой, 1935)

| Месторождения                            | Кларки концентраций |      |      |      |      |
|------------------------------------------|---------------------|------|------|------|------|
|                                          | $Al_2O_3$           | Fe   | Mn   | P    | Ti   |
| <i>Современные</i>                       |                     |      |      |      |      |
| озерные . . . . .                        | 0,4                 | 8,2  | 45,5 | 10,7 | 0,4  |
| болотные . . . . .                       | 0,1                 | 8,0  | 8,4  | 21,7 | 0,51 |
| <i>Древние</i>                           |                     |      |      |      |      |
| керченские . . . . .                     | 0,5                 | 8,5  | 18,8 | 16,0 | 0,4  |
| мугайские (Урал) . . . . .               | —                   | 6,1  | 3,7  | 6,4  | —    |
| хоперские . . . . .                      | 0,46                | 8,8  | 12,1 | 17,3 | 0,3  |
| майкопские сидериты . . . . .            | 0,2                 | 7,2  | 41,7 | 7,3  | 0,33 |
| юрские . . . . .                         | 0,22                | 8,9  | 7,9  | 1,6  | 0,2  |
| липецкие и тульские . . . . .            | 0,12                | 11,3 | 1,2  | 4,3  | 0,08 |
| приокские сидериты . . . . .             | 0,13                | 7,1  | 20,1 | 3,3  | 0,35 |
| алапаевские . . . . .                    | 0,23                | 10,0 | 1,2  | 1,1  | —    |
| халиловские . . . . .                    | 0,38                | 8,9  | 5,2  | 3,7  | 1,0  |
| <i>Невыясненного возраста и генезиса</i> |                     |      |      |      |      |
| комарово-зигаинские . . . . .            | 0,04                | 9,6  | 3,9  | 1,1  | 0,4  |
| бакальские . . . . .                     | 0,13                | 10,6 | 24,9 | 0,1  | 0,2  |
| <i>Докембрийские</i>                     |                     |      |      |      |      |
| Курская магнитная аномалия . . .         | 0,47                | 10,1 | 1,3  | 1,7  | 0,2  |

Таблица 21

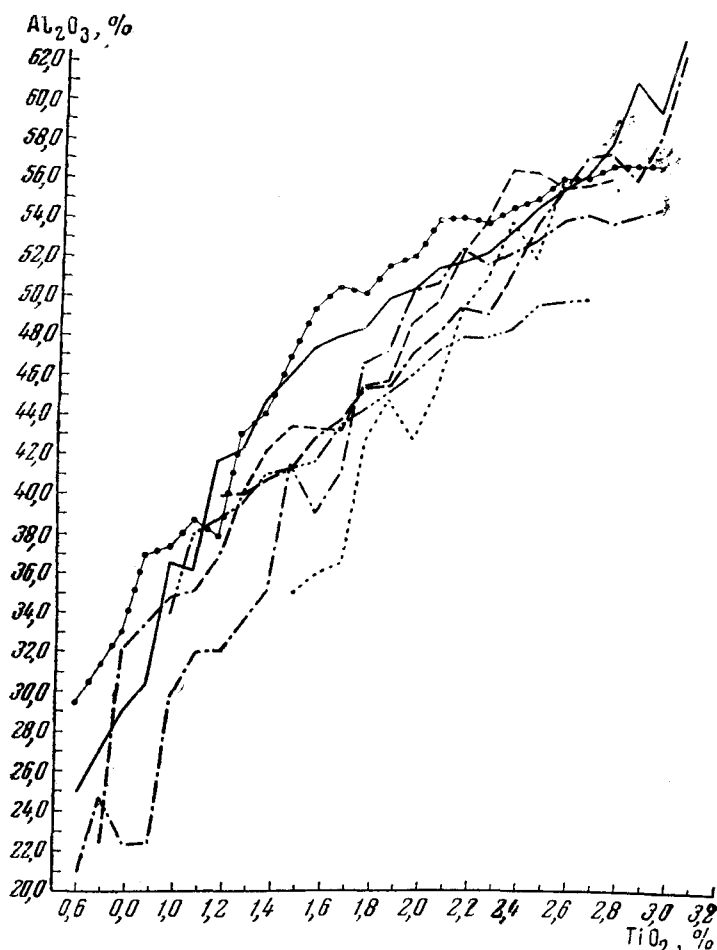
Кларки концентраций элементов в марганцевых рудах

(по А. Г. Бетехтину, 1946)

| Месторождения                                     | Кларки концентраций |     |       |     |
|---------------------------------------------------|---------------------|-----|-------|-----|
|                                                   | $Al_2O_3$           | Fe  | Mn    | P   |
| Никопольское, «Пробка» . . . . .                  | 0,08                | 0,1 | 535,1 | 3,1 |
| Полуночное, окисные руды . . .                    | 0,34                | 0,9 | 322,0 | 2,0 |
| Никопольское, серые окисные руды                  | 0,34                | 0,5 | 288,0 | 3,0 |
| Полуночное, карбонатные руды .                    | 0,18                | 0,7 | 217,0 | 3,1 |
| Марсятское, окисленные карбонатные руды . . . . . | 0,18                | 1,7 | 260,0 | 5,7 |
| Успенское, карбонатные силикатные руды . . . . .  | 0,11                | 1,1 | 321,0 | 3,0 |
| Аккерманское, кварцево-пиролитовые руды . . . . . | 0,45                | 1,2 | 180,0 | 0,7 |
| Улутелякское . . . . .                            | 0,26                | 0,4 | 94,0  | 0,7 |

дополнительных элементов, кларки концентраций которых часто превосходят кларк концентраций основного рудного элемента. Но в рудах разных групп эти сопровождающие компоненты концентрируются с резко различной силой. Так, в бокситовых месторождениях, помимо  $Al_2O_3$  с кларком концентраций обычно от 2 до 3—3,5, всегда повышены кларки концентраций железа (от 1,5 до 5) и титана (от 2 до 4), а в отдельных случаях также марганца и фосфора. В железорудных месторождениях всегда и с гораздо более высокими кларками концентрации присутствуют

Р и Мп. В марганцевых месторождениях эта особенность выражена наиболее слабо, но все же повышенный кларк концентрации показывает железо (не всегда) и фосфор. Необходимо иметь в виду также и то, что во многих случаях весьма сильно повышены кларки концентрации малых



Фиг. 86. Соотношения  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (в вес. %) в бокситах месторождений Венгрии (по Бардошу).

элементов. В этой картине химического состава руд следует подчеркнуть одну характерную особенность бокситов, недавно выявленную Г. и С. Бардоши (1954). Содержания  $\text{TiO}_2$ , как правило, почти не знающие исключений, изменяются параллельно с изменениями  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : вместе увеличиваются, вместе убывают (фиг. 86). При этом сами отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  меняются обычно в достаточно узких пределах. Эта же закономерность хорошо прослеживается при вычислении средней величины кларков концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в бокситах разных месторождений, как это можно видеть, например, в табл. 19. Из 20 месторождений у 13 (т. е.  $\frac{2}{3}$ ) кларк концентрации глинозема в точности (до 0,1) равен кларку концентрации  $\text{TiO}_2$  и только в семи случаях концентрации титана увеличены сравнительно с концентрациями глинозема (в 1,5—4 раза). В этих случаях обычно имеются ясные следы механического обогащения боксита обломочным титаномagnetитом. В связи с этим, нельзя не подчеркнуть,

что совершенно такая же закономерность присуща не только бокситам, но и глинам и даже песчано-алевритовым породам. Как было уже отмечено выше (гл. II), изменения средних величин  $Al_2O_3$  в глинах Русской платформы на всех стратиграфических горизонтах идут параллельно изменениям средних величин  $TiO_2$  (см. фиг. 49). То же имеет место и в песчано-алевритовых породах. Наконец, и соотношения кларков концентраций  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в железных рудах (табл. 20) в общем ясно следуют тому же правилу. Несомненно, эта интересная геохимическая закономерность имеет прямое отношение к генезису руд и должна учитываться при всякого рода генетических концентрациях.

Каждое из месторождений, входящих в триаду, взятое в отдельности, геохимически обычно довольно монолитно, однообразно по составу, мало меняется по простиранию в смысле соотношения главных образующих его компонентов, и в пределах единого контура рудного тела в подавляющем большинстве случаев не переходит в месторождение какого-либо другого металла. Соотношения  $Al_2O_3 : Fe_2O_3$  в бокситовых месторождениях вообще (например, мезозойских на Урале) могут, как в свое время указал А. Д. Архангельский (1937), плавно меняться от чисто бокситовой руды до чисто железной с небольшой примесью бокситового вещества. Но разные стадии такого перехода фиксируются разными месторождениями, генетически и географически обособленными и не составляющими реального продолжения друг друга. Внутри же каждого отдельного месторождения соотношения  $Al_2O_3 : Fe_2O_3$  обычно гораздо уже (единицы процентов), и переход бокситов в железные руды происходит относительно редко, а когда имеет место, то железорудный прослой представляет собой подчиненное местное явление на фоне однообразной бокситовой руды. Интересна локализация железорудных накоплений внутри бокситового тела. В ряде случаев (на Южн. Тимане и в других местах) они возникают на ближнем выклинивании бокситов; при этом Fe-руды явно обогащены свободным глиноземом. В других месторождениях (Североонежское, Южный Урал —  $D_3^1$ ) железные руды локализованы на дальнем выклинивании. Но в большинстве случаев накопления железа внутри бокситового тела не имеют четко выраженной закономерной позиции.

Точно так же среди многочисленных железорудных месторождений известны лишь единичные случаи, когда среди железорудного тела обособляются незначительные участки, настолько обогащенные марганцем, что приближаются к убогим марганцевым рудам. Таковы, например, соотношения в западной части Эльтигенской мульды Керченского железорудного бассейна, в одном из месторождений докембрийских руд оз. Верхнего, в малохинганских джеспиллитовых рудах, в месторождении Атасуйском. Но это — весьма редкие случаи, к тому же, как правило, ничтожные по количеству марганцевых накоплений среди железных руд; подавляющее же большинство железорудных месторождений, несмотря на колебания в химическом составе руд, остается строго железорудным в пределах рудного тела. У марганцеворудных осадочных месторождений признаков перехода в другие руды не констатировано вовсе. Таким образом, *бокситовые, железные и марганцевые руды представляют собою накопления четко индивидуализированные, отграниченные друг от друга и внутри себя достаточно однородные*. В тех же случаях, когда в пределах одного рудного тела появляются локальные резкие обогащения другим рудным элементом, в пространственном расположении этих обогащенных участков обычно нет ясно выраженной закономерности с точки зрения химической дифференциации вещества.

Весьма своеобразны, наконец, хронологические и пространственные соотношения членов триады.

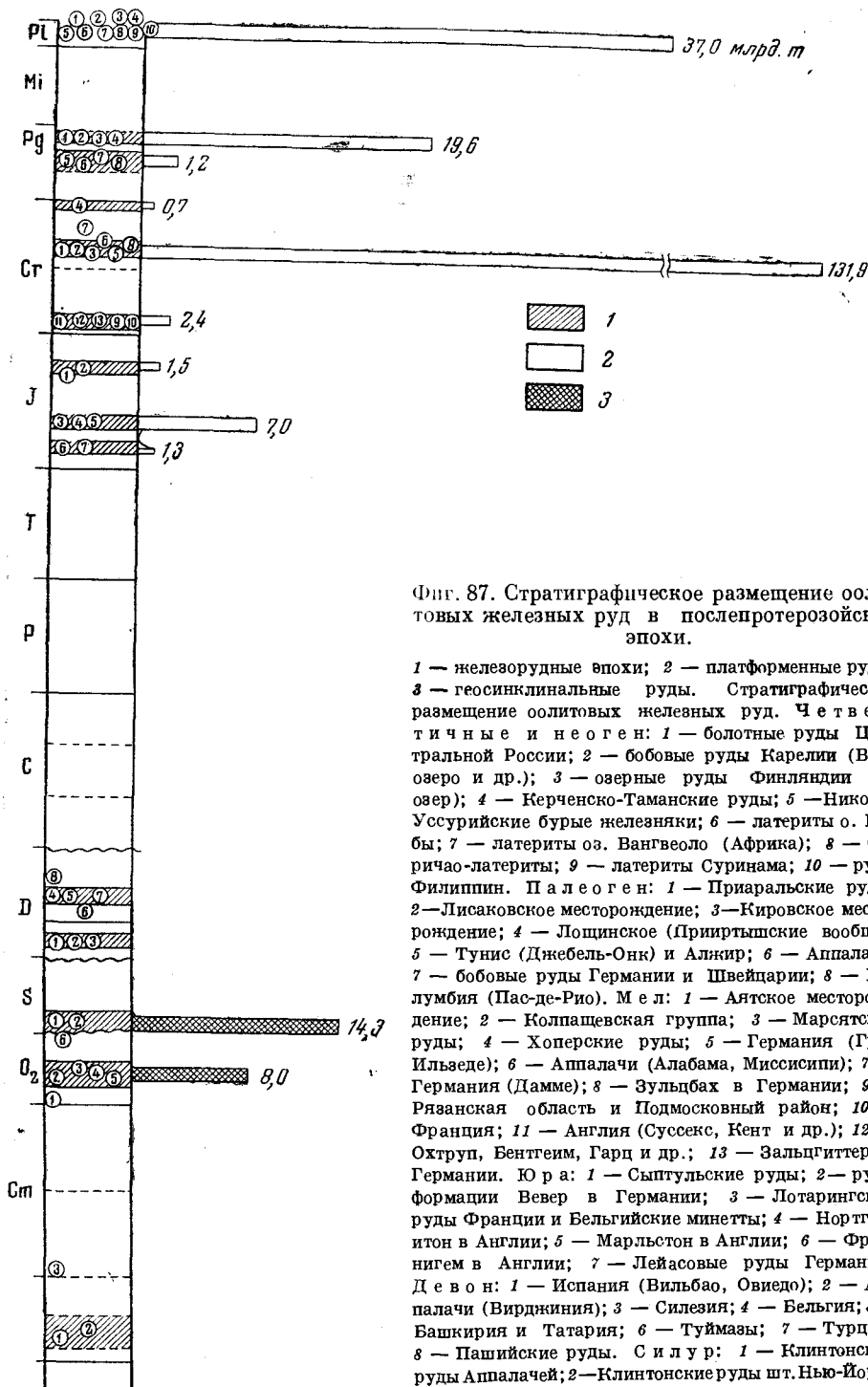
В монографии, посвященной железорудным фациям и их аналогам в истории Земли (Страхов, 1947), было показано, что формирование железных руд было процессом прерывистым и что в послепротерозойской истории было 12—13 железорудных эпох, в промежутках между которыми железорудный процесс практически приостанавливался. Хронология этих эпох только для оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд вместе с относящимися к ним месторождениями показана на фиг. 87. Аналогичная работа по стратиграфии бокситов и Mn вскрыла, что бокситовые и марганцеворудные эпохи либо совпадают с железорудными, либо чрезвычайно близки к ним. Это означает, что по физико-географическим условиям эпохи, благоприятствовавшие формированию одного из членов триады Al—Fe—Mn, одновременно были благоприятны и для формирования других ее членов. В то же время, *при наличии в каком-либо стратиграфическом горизонте руд одного металла близ этого месторождения по простиранию того же горизонта (т. е. внутри одного и того же бассейна) обычно не бывает сколько-нибудь заметных месторождений другого элемента.* Так, например, ни вблизи, ни вдали от олигоценового Чкаловского рудного бассейна нет месторождений железа и бокситов, строго синхроничных марганцевым рудам и отложенных в том же водоеме из единого питающего потока. То же наблюдается в Никопольском бассейне; накопления алюминия и железа здесь более древние сравнительно с накоплением марганца. Ни вблизи, ни вдали от лотарингских месторождений юрского периода в том же водоеме нет ни крупных, ни мелких месторождений марганцевых руд и бокситов. То же относится к месторождениям североуральских девонских бокситов, Керченскому, Клинтонскому, Хоперскому, Тульскому, Липецкому железорудным месторождениям, североуральским марганцевым и ряду других. Лишь очень редко, например в верхнем девоне Южного Урала, бокситовые месторождения пространственно сравнительно близки к железорудным и в них, возможно, переходят. Но генетических серий из месторождений всех трех элементов Al, Fe, Mn, возникших внутри одного и того же бассейна и строго синхроничных, замещающих друг друга по простиранию, до сих пор, насколько известно, не открыто.

Эти факты ясно показывают, что месторождения железных, марганцевых и бокситовых руд, как правило, пространственно и хронологически отделены друг от друга, и их возникновение происходило за счет питания из разных и разновременных, самостоятельных источников.

## 6. О незавершенном и зачаточном рудообразовании в триаде | Al — Fe — Mn

Все вышеизложенное относится к собственно рудным, т. е. высокопроцентным накоплениям Al—Fe—Mn в послепротерозойских отложениях гумидных зон. Но наряду с ними существуют, и теперь все чаще обнаруживаются, случаи менее высоких концентраций этих элементов, которые, так сказать, не дозрели до стадии руды и в то же время далеко ушли от кларкового уровня. Это — то самое, что ранее (том I) было названо *зачаточным (эмбриональным) рудообразованием*, когда концентрации не слишком превышают кларковые, и *незавершенным рудоотложением*, когда содержания рудного компонента близки к рудным, но все же явственно им уступают. На эти формы концентрирования элементов в настоящее время не обращается внимания, а между тем они важны в качестве звена, заполняющего пропасть между кларковыми содержаниями и собственно рудными, как их сейчас определяют.

Среди бокситов зачаточные и незавершенные формы рудного процесса изучены очень слабо. Эмбриональную форму рудного процесса



Фиг. 87. Стратиграфическое размещение оолитовых железных руд в послепротерозойские эпохи.

1 — железорудные эпохи; 2 — платформенные руды; 3 — геосинклинальные руды. Стратиграфическое размещение оолитовых железных руд. Четвертичные и неоген: 1 — болотные руды Центральной России; 2 — бобовые руды Карелии (Выг-озеро и др.); 3 — озерные руды Финляндии (14 озер); 4 — Керченско-Таманские руды; 5 — Николо-Уссурийские бурые железняки; 6 — латериты о. Кубы; 7 — латериты оз. Вангвеоло (Африка); 8 — Суричао-латериты; 9 — латериты Суринама; 10 — руды Филиппин. Палеоген: 1 — Приаральские руды; 2 — Лисаковское месторождение; 3 — Кировское месторождение; 4 — Лощинское (Прииртышские вообще); 5 — Тунис (Джебел-Онк) и Аликир; 6 — Аппалачи; 7 — бобовые руды Германии и Швейцарии; 8 — Колумбия (Пас-де-Рио). Мел: 1 — Аятское месторождение; 2 — Колпашевская группа; 3 — Марсятские руды; 4 — Хоперские руды; 5 — Германия (Грос Ильзеде); 6 — Аппалачи (Алабама, Миссисипи); 7 — Германия (Дамме); 8 — Зульцбах в Германии; 9 — Рязанская область и Подмосковный район; 10 — Франция; 11 — Англия (Суссекс, Кент и др.); 12 — Охтруп, Бентгеим, Гарц и др.; 13 — Зальцгиттер в Германии. Юра: 1 — Сыптульские руды; 2 — руды формации Вевер в Германии; 3 — Лотарингские руды Франции и Бельгийские минетты; 4 — Нортгемитон в Англии; 5 — Марльстон в Англии; 6 — Фроднигем в Англии; 7 — Лейасовые руды Германии. Девон: 1 — Испания (Вильбао, Овиедо); 2 — Аппалачи (Вирджиния); 3 — Силезия; 4 — Бельгия; 5 — Башкирия и Татария; 6 — Туймазы; 7 — Турция; 8 — Пашийские руды. Силур: 1 — Клинтонские руды Аппалачей; 2 — Клинтонские руды шт. Нью-Йорк. Ордовик: 1 — Испания; 2 — Ньюфаундленд и Нов. Шотландия; 3 — Марокко (Айт-Амарт); 4 — Нормандия и Бретань; 5 — Тюрингия и Богемия; 6 — Нучич (Чехословакия). Кембрий: 1 — Аппалачи; 2 — Карнарвоншайр в Англии; 3 — Каратау (железо-марганцовые руды).



демонстрируют здесь так называемые флинт-клеи — огнеупорные глины с небольшой примесью свободного глинозема и сухарные глины, также заключающие некоторую примесь  $Al_2O_3$  к каолинитовой основе. Обычно такие породы сопровождают бокситовые месторождения, но встречаются и самостоятельно, например в основании пенсильванской угленосной толщи ( $C_{2+3}$ ) в США, в боровичской угленосной толще ( $C_1$ ), в основании тунгусской свиты Сибирской платформы и в других местах. К сожалению, массы  $Al_2O_3$ , сосредоточенные в таких месторождениях, обычно остаются неизвестными. Более зрелую, но все же незавершенную форму бокситоворудного процесса показывают находки пород, в которых и химический анализ и микроскоп показывают несомненное наличие значительных содержаний свободного глинозема, но все же в количествах, меньших кондиционных. Таковы отдельные горизонты в отложениях верхнего протерозоя по р. Майе в Сибири, в отложениях  $D_3^1$  по восточной окраине Воронежского массива, в отложениях  $C_1$  ряда мест Тимана и пр.

В разведочной практике все такие случаи зачаточного или незавершенного бокситоворудного процесса используются обычно как благоприятное указание на возможное наличие и настоящих бокситовых руд; но из самой сути соотношений между кларковыми содержаниями и рудами вытекает, что надежность этого признака невелика и значение его весьма общее.

Гораздо резче выражены и лучше известны переходные формы рудного процесса у железа. Наряду с оолитовыми рудами часто встречаются горизонты песчано-алевритово-глинистых пород, обогащенных железистыми оолитами и показывающими содержания валового железа в 8—12—15%; иногда это — тонкодисперсные шамозитовые глины с высокой концентрацией железа, как, например, глина, описанная Халифа-Заде (1959) среди ааленских пород Дагестана. Подобного рода оолитовые и шамозитовые накопления особенно широко развиты в юре, мелу и палеогене Зап. Европы. Другой формой зачаточного или недоразвитого железорудного процесса являются глауконитовые породы. Появляясь еще в протерозое, они получают особо большое развитие в мезозое и кайнозое. Содержание железа в них часто бывает невысокое, 5—8—10%, но всегда выше, чем в аналогичных гранулометрических типах осадка, а нередко и значительное, до 12—17%. Наряду с обычной зеленой зернистой разностью, установлены бесцветные и тонкодисперсные глаукониты, представляющие собою по существу глинистые породы (Л. И. Горбунова). Обращает на себя внимание огромность площадей, нередко покрываемых глауконитовыми осадками. Так, в валанжине Русской платформы глауконитовые пески развиты на большей части меридионально вытянутого бассейна. В сеномане глауконитовые пески и «сурка» выстилают всю площадь Днепровско-Донецкой впадины. В сантоне, кампане, мастрихте они покрывают на Русской платформе площади в десятки тысяч квадратных километров. Не менее широко распространены глаукониты и в кайнозое Западно-Сибирской низменности, а также в мезозойских морях США. В связи с огромностью распространения этих зачаточных и недоразвитых форм рудного железонакопления стоит то обстоятельство, что они выходят за пределы той специфической палеогеографической обстановки, в которой происходило формирование оолитовых железных руд (см. выше), и накапливаются на открытом шельфе, начиная от его песчаных фаций до глинистых включительно. Прекрасным примером тому могут служить современные глауконитовые осадки, локализованные как раз на открытых частях океанического шельфа у берегов южной оконечности Южн. Америки, Южн. Африки, Австралии и других мест. Точно так же и глубины, до которых спускались глауконитовые осадки (так

называемые «зеленые илы»), по-видимому, далеко превосходили глубины отложения оолитовых руд; современные глауконитовые отложения, например, залегают на глубинах от 100 до 1500 м. До сих пор не было сделано попыток учесть массы железа, сконцентрированные в глауконитовых полях, но, учитывая колоссальность их размеров и часто значительные мощности отложений, едва ли можно сомневаться в том, что массы эти колоссальны и многократно превосходят массы железа рудного.

В общем глауконитовые отложения, а также и рассеянные железистые оолиты дают превосходный пример того, как кларковые содержания элементов переходят в рудные и как при этом все меньшей становится площадь и все более специфической делается палеогеографическая обстановка осадконакопления.

Зачаточные и недоразвитые формы марганцеворудного процесса известны пока слабо, ибо макроскопически не бросаются в глаза, а когда обнаруживаются при разведках на Мп, то не исследуются именно по причине бедности Мп. В качестве современного примера укажем высокие, достигающие до 1,2%, содержания Мп в коричневых илах центральных частей Карского моря (Кленова и Пахомова, 1945); из древних — накопления Мп в ряде прибрежных участков нижнефранских морей, показанные на картах А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959). Подобного рода малоконцентрированные накопления марганца в природе, вероятно, широко распространены, указанием на что могут служить многочисленные обнаружения невысоких содержаний марганца в кремнистых породах геосинклинальных областей, частью же в глинах и известняках. Их изучение в сопоставлении с высокопроцентными содержаниями Мп представляет существенный интерес для литологической теории, ибо только таким путем могут быть достоверно раскрыты действительные генетические соотношения между рудным и рассеянным марганцем.

## 7. Об особенностях рудообразования в триаде Al — Fe — Mn в докембрийские времена

Чтобы закончить характеристику рудообразования в триаде Al — Fe — Mn, необходимо коснуться вкратце особенностей его в докембрийские времена, ибо это хорошо оттенит специфику его на последнем этапе развития литогенеза (от девона — донине).

Одной из особенностей докембрийского рудонакопления в изучаемой триаде является необычайная его интенсивность, далеко оставляющая за собой интенсивность рудного процесса послепротерозойских эпох.

С большой ясностью проступает эта черта в истории железных руд, на что уже давно было обращено внимание исследователей. Подсчеты геологических запасов джеспилитов у оз. Верхнего в Сев. Америке дали цифру 250 млрд. т (1910). Аналогичные подсчеты для джеспилитов Криворожья и Курской магнитной аномалии, произведенные И. М. Губкиным (1937), привели к цифре 260 млрд. т. Для Южной же Африки для одной лишь системы Нама-Трансвааль П. Вагнер (1928) дает астрономическую цифру в 2500 млрд. т. Таким образом, подсчеты, относящиеся лишь к отдельным пунктам выходов докембрия, выявляют массу более чем в три тысячи миллиардов тонн. Общие же запасы железных руд в докембрии, несомненно, во много раз превосходят эту цифру.

До сих пор не сделано хотя бы приблизительно подсчетов запасов докембрийских марганцовых концентраций в первичных карбонатных и кремнистомарганцовых свитах, известных из самых разнообразных горизонтов докембрийского разреза весьма разных площадей развития в США, Индии, Африке. Но о грандиозности их дает представление следующее сопоставление. Как известно, эксплуатируемые ныне «докембрий-

ские» месторождения марганца являются лишь «марганцевыми шляпами» на первичных силикатных его 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 около 10—12% мировых запасов марганцевых руд вообще! Грандиозность первичных накоплений марганца в архее и в альгонке тем самым выявляется достаточно надежно и дает основание утверждать, что марганцеворудный процесс в те далекие геологические эпохи, — так же как железорудный, — отличался несравненно большей напряженностью, чем в послепротерозойские времена.

Обращаясь к бокситам, получаем на первый взгляд совершенно противоположную картину. До сих пор в докембрийских отложениях установлено лишь единственное, к тому же не крупное, месторождение — Боксонское в Вост. Саяне. Получается, что бокситоворудный процесс в докембрийские времена был не интенсивнее, чем в послепротерозойские, но, наоборот, слабее. Однако принадлежность Al к триаде, два члена которой накапливались в докембрийские времена гораздо интенсивнее, чем в послепротерозойские, заставляет считать отклонение бокситоворудного процесса от железорудного и марганцеворудного мнимым. Отклонение это вызвано, несомненно, неполнотой наших современных знаний о бокситах. В действительности, вероятно, бокситообразование в докембрии было много интенсивней, чем в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое, и при расширении работ в этой области в дальнейшем может быть сделано много неожиданных новых находок. Правда, нужно считаться с тем, что многие бокситовые месторождения процессами метаморфизма могут оказаться превращенными в горизонты корундов и наждаков.

Итак, мы имеем веские основания считать, что рудный процесс не только у железа и марганца, но и у всей триады в целом в докембрийские времена отличался гораздо большей напряженностью, сравнительно с тем, что было в последующие геологические эпохи.

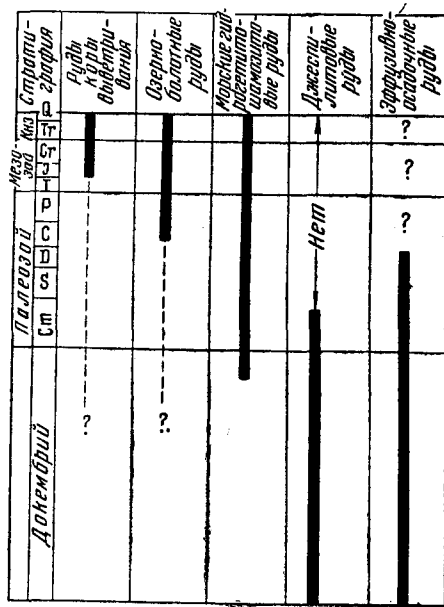
Существуют указания на то, что докембрийский рудный процесс был не только напряженным, но и локализовался в других фациальных областях, чем послепротерозойский. Наиболее отчетливые признаки этого рода наблюдаются у железных руд.

Как известно, описанные выше оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды свойственны послепротерозойскому времени; они встречаются еще в верхах протерозоя, а затем в глубь истории исчезают, замещаясь так называемыми полосчатыми железяками или джеспилитами; в США их именуют также таконитами; в Южн. Америке — итабиритами и т. д. (фиг. 88).

Вещественный состав этих железистых пород и их петрографический облик сильно варьируют и дают много разностей, хотя в то же время несомненно, что все они образуют единое целое, единую джеспилитовую формацию.

Объемной моделью состава пород джеспилитовой (или таконитовой) формации может служить, по Д. Уайту (1954), тетраэдр, по вершинам которого располагаются  $\text{SiO}_2$  (chert), силикаты железа, карбонаты железа и окислы железа (гематит и магнетит) (фиг. 89, А). Состав конкретных пород показывают точки и поля внутри тетраэдра. В проекции на плоскость объемная диаграмма имеет вид, показанный на фиг. 89, Б. Из нее видно, что кремнистые, мало железистые роговики, силикатные, силикатно-магнетитовые, сидеритовые и ряд других минералогических разностей роговиковых пород образуют единый ряд, с постепенными переходами. Характерную особенность джеспилитов составляет разнообразная тонкая слоистость, образованная перемежаемостью чаще всего

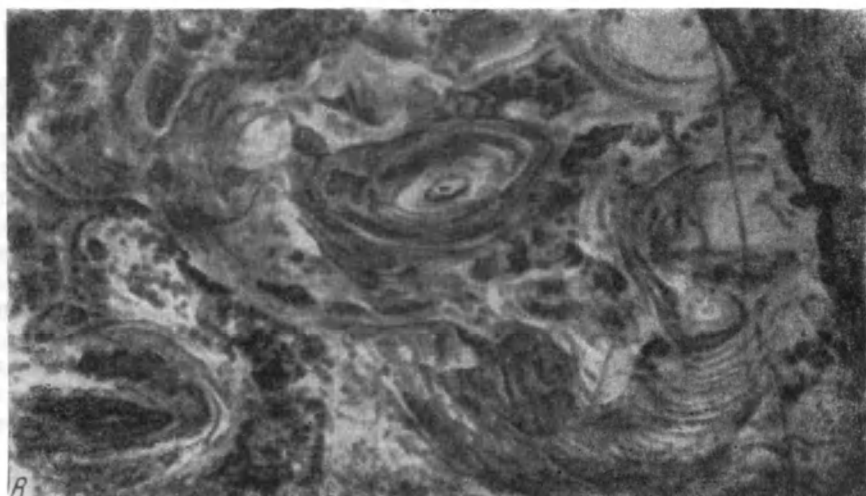
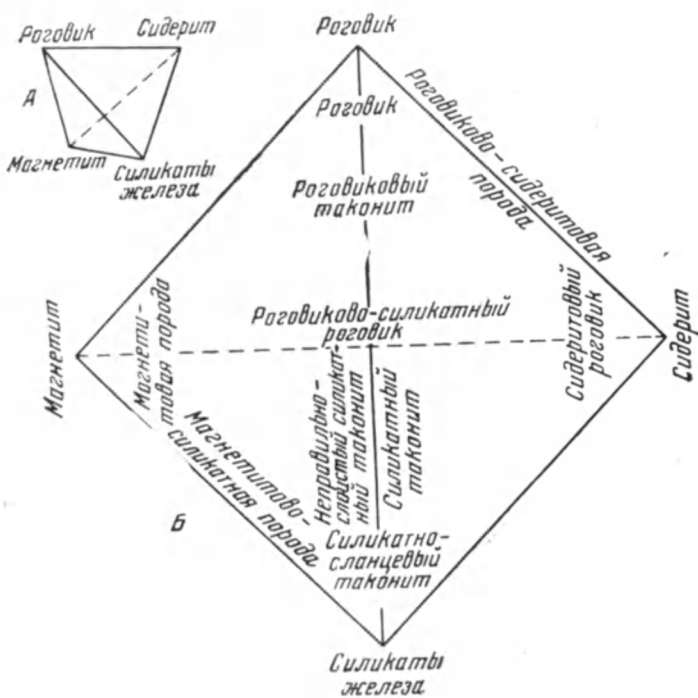
кремнистых и каких-либо рудных слоев, например — кремнистых и гематитовых, кремнистых и магнетитовых, кремнистых и тюрингитовых, кремнистых и сидеритовых; иногда же чередуются роговиковый и два-три рудных прослойка: магнетитовые и хлоритовые, магнетитовые и сидеритовые. При этом слои имеют в толщину от долей до 1—2 мм и сами представляют собою сложное образование: в кремнистых прослойках всегда присутствует в большей или меньшей степени рудный минерал (а иногда



Фиг. 88. Стратиграфическое размещение фациальных типов железных руд.

и два), входящий в состав соседнего рудного пластика; в этих же последних всегда включено некоторое количество кремнистого материала; иначе говоря, каждый микрослой многокомпонентен и различия в соседних слоях имеют скорее количественный, чем качественный характер. Слоистость обычно хорошо выражена, правильная, горизонтальная и хорошо прослеживается, но порою встречаются участки с неясным и не вполне правильным напластованием; вместе с тем в разрезах имеются небольшие по мощности (10—20 см) отрезки, совсем неслоистые, массивные. Так как характер микрослоистости на вертикальном разрезе меняется благодаря вариациям толщины слоев и их состава, то в результате разрез джеспилитовой серии, кроме микрослоистости, показывает еще макрополосатость.

Характернейшей чертой джеспилитовых руд является отсутствие в их составе уловимых следов обломочного материала. Обломочные зерна представляют величайшую редкость и встречаются обычно только в силикатных разностях джеспилитов. Тончайшая глинистая муть микроскопически также не констатируется, но, видимо, все же присутствует в весьма небольших количествах, судя по наличию немногих процентов  $Al_2O_3$  в химических анализах; наиболее обогащены глинистой примесью, по-видимому, силикатные и сидеритовые разности джеспилитов. Джеспилитовые руды докембрия, следовательно, в отличие от послепермозойских являются, по существу, чистейшим химическим кремнежелезис-



Фиг. 89. Состав джеспилитов в докембрии оз. Верхнего (по Д. Уайту, 1954).  
 А — объемная модель (тетраэдр); Б — проекция модели на плоскость; В — водорослевые структуры в бивабикской формации.

*тым осадком, с едва уловимой примесью тончайшего дисперсного глинистого материала.*

Весьма типично для джеспилитов также практическое отсутствие в них оолитовой структуры; оолиты встречаются как величайшая редкость; в Криворожском бассейне, например, за все время его изучения, оолиты обнаружены всего в 30 шлифах из многих их тысяч. Редки они и в джеспилитах оз. Верхнего, в Южн. Африке и в других местах. Чаще встречаются так называемые гранулы — более или менее округлые тела силикатного или кремнистого материала, импрегнированные магнетитом; гранулы лишены концентрических слоев и по габитусу своему близко напоминают микробовины.

В составе бивабикской формации оз. Верхнего Е. Грунер (1946) и Д. Уайт (1954) описали своеобразные внутриформационные конгломераты и водорослевые структуры. Конгломераты встречаются на разных горизонтах формации, но, как правило, имеют малую мощность, измеряемую немногими сантиметрами (в одном случае, впрочем, до 8 м); они состоят из обломков (pebbles) пород самой формации. «Большинство обломков незначительны по размерам, плоские и округленные... Многие конгломераты в кремнистых породах сложены кусками кремнистого таконита, кремня, сланцеватого гематитового таконита, или плотного магнетита в основной массе кремнистого таконита, силикатного таконита или, чаще всего, гранулярного или оолитового яшмового таконита. Некоторые обломки окружены оболочкой (by a shell) почти чистого магнетита, постепенно переходящего в основную (цементирующую) массу. Конгломераты в сланцевых породах имеют сланцевые валуны в цементирующей массе кальцита или кремня, в то время как другие состоят из обломков белого кремния в сланцевом цементе. Эти кремневые валуны одеты обычно коркой пирита» (Уайт, 1954, стр. 14). «Водорослевые структуры, обычно красного или белого цвета, но местами и зеленого, образуют либо цементирующую массу в конгломератах, либо непосредственно прилегающие к ним массивные стойкие (к выветриванию) слои, имеющие мощность до 1—2 м. Местами эти образования встречаются в виде обособленных глыб до 60—100 см в диаметре и до 30 см толщиной. Водорослевые структуры обычно сложены однообразным тонкозернистым серым кремнем, содержащим красные яшмовые полоски. Полоски образуют концентрически-шишковатый рисунок с выпуклыми вверх дугами, или цилиндрическую структуру опрокинутых кубков или колонн. Местами между колоннами концентрируются гранулы магнетита, но силикаты и карбонаты железа редки. С этими крупными структурами ассоциируются маленькие оолиты сходного состава» (там же, стр. 15).

Конгломератовые образования были обнаружены и в более древних (гуронских) джеспилитах оз. Верхнего, но водорослевых структур не описано (Твенхофел и Гюбер). Вне Сев. Америки ни конгломератов, ни водорослевых структур в составе джеспилитов пока не обнаружено, но возможно, что это следует приписать главным образом недостаточному вниманию к такого рода образованиям. Во всяком случае на одной из фототрафий сидеритовых роговиков из Криворожья, приведенных Е. В. Федорченко (1956), видна структура, весьма сходная со структурой межформационного конгломерата.

Кроме собственно кремнистых пород разного типа, в составе всякой джеспилитовой формации встречаются прослои более или менее типичных глинистых пород, обычно в виде филлитов, филлитово-тюрингитовых сланцев. Чередясь с джеспилитами, они придают джеспилитовой формации ритмическое строение.

Мощности джеспилитовых формаций сильно варьируют от немногих десятков метров до 200—500 м. По горизонтальному протяжению они

выслеживаются на многие сотни километров, — например у оз. Верхнего формация Бивабик больше, чем на 500 км, в Курской магнитной аномалии больше, чем на 300 км.

Фациальная природа джеспилитовой формации вскрывается ее соотношениями с другими осадочными толщами, среди которых она залегает. К сожалению, такого рода материал имеется пока по ограниченному числу случаев и относится к тому же к верхним разделам протерозоя, так как в большинстве мест соотношения толщ либо сильно усложнены тектонически, либо сами соседние формации фациально недостаточно определены.

В разрезе Курской магнитной аномалии, изученной сейчас достаточно детально, видно, что *джеспилитовая формация является завершающим членом мощной трансгрессивно залегающей серии*. Базальным членом ее являются аркозы, которые вверх сменяются метаморфизованными глинистыми отложениями, а еще выше — джеспилитами. Мелководный, частью может быть и континентальный, генезис аркозовых песчаников несомненен. Точно так же очевидно, что глинистые сланцы являются более удаленным от берега глубоководным осадком, возникавшим, как все такого рода отложения, ниже зоны взмучивания, хотя еще и на участках с усиленным приносом с суши обломочного тонкодисперсного материала. Залегание джеспилитов выше толщ метаморфизованных глинистых отложений, а также резкое падение в их составе кластического материала, представленного к тому же только тонкодисперсной глинистой фракцией, может обозначать, очевидно, только одно: *кремнежелезистые отложения, давшие начало джеспилитам, представляют собою осадок еще более далеких от берега и более глубоких центральных частей водоема, куда даже тонкодисперсный аллотигенный материал доходил в очень малой степени и где отлагались только хемогенно образованные твердые фазы*. Наличие у джеспилитов тонкой, хорошо выдержанной слоистости согласуется с таким их фациальным толкованием, ибо доказывает нахождение осадка гораздо ниже зоны взмучивания, в спокойной воде, без сколько-нибудь заметных движений ее у дна. Перекрывание джеспилитов глинистой толщей с пачками карбонатных пород следует рассматривать как отражение регрессии, приведшей вновь в область чисто хемогенной седиментации тонкодисперсный терригенный материал. Совершенно то же наблюдается в разрезе Кривого Рога: в основании разреза и здесь поверхность размыва, выше которой залегают аркозовые песчаники, сменяемые вверх толщей хлоритово-серицитовых, иногда филлитовых сланцев. Над последними с признаками постепенного перехода располагается толща джеспилитов, а еще выше — опять глинисто-карбонатная пачка. Таким образом, положение джеспилитов и здесь определяется как «положение части трансгрессивно залегающей сложной серии (аркозы → филлиты → железистые слои); в самой железорудной формации перемежаемость железистых и сланцевых толщ, возможно, соответствует стадиям нарастания мелких волн трансгрессии...» (Гершойг, 1957, стр. 29). Совершенно очевидно, что и в Криворожском бассейне джеспилитовые осадки были достаточно удалены от берега и отлагались в пелагической области, за зоной тонкодисперсных глинистых отложений. Чрезвычайно существенно в связи с этим наблюдение П. П. Назарова (1958), что «реликты оолитов установлены нами лишь в составе рудных слоев нижней подсвиты. В вышележащих же горизонтах железорудной формации реликтов оолитов замечено не было, хотя по этим горизонтам просмотрено и изучено несколько сотен шлифов». Это означает, что «формирование железистых горизонтов верхней подсвиты (джеспилитовой свиты. — Н. С.) характеризуется еще более глубоководным режимом, т. е. продолжением трансгрессии. И если породы нижней подсвиты

отлагались в настолько глубокой зоне шельфа, куда не заносился обломочный кварц, но настолько еще мелкой, чтобы образовывались оолиты, то пласты верхней свиты формировались в самой глубокой зоне материковой отмели или даже... в неглубокой зоне континентального склона» (Назаров, 1958, стр. 14).

Сходная, хотя и несколько индивидуализированная ситуация наблюдается в верхнепротерозойских отложениях анимикской серии около оз. Верхнего в США и Канаде. Серия эта залегает на глубокоэрозивной поверхности более древних докембрийских пород и начинается покгемской формацией слюдистых кварцитов мощностью по большей части в несколько десятков метров (не свыше 50). В нижних горизонтах формации, а также наверху ее, местами встречаются глинистые сланцы; в целом это гораздо более тонкозернистый осадок сравнительно с аркозами Криворожья и Курской магнитной аномалии. Над покгемскими слюдистыми кварцитами располагается бивабикская джеспилитовая толща. Она начинается сильно железистыми песчаниками, за которыми следует конгломератовый горизонт с водорослевой структурой и затем горизонт таконита, обогащенного глинистым материалом; общая мощность этой базальной части бивабикской формации не превосходит 26 м. Выше следует главная часть этой железорудной толщи, перекрываемой глинисто-сланцевой виргиниевой формацией. В этом разрезе бросается в глаза отсутствие резко выраженной глинистой толщи между покгемским кварцитом и джеспилитовой формацией при наличии очень мощной глинистой формации выше железорудной. На первый взгляд получается нечто новое в последовательной схеме осадкообразования: железорудная джеспилитовая толща фациально располагается как будто не за зоной глинистых осадков (как в Криворожье), а перед нею. Такое толкование, однако, едва ли правильно; дело в том, что в верхах покгемской формации отмечается глинистость, и прослой аргиллитов, да и низы самой бивабикской формации обогащены глинистой примесью. Все это с очевидностью доказывает, что в действительности и бивабикские кремнежелезистые отложения хребта Мезаби локализовались за зоной тонкодисперсных глинистых отложений; только в ходе трансгрессии момент отложения глины быстро сменился отложением более пелагически расположенной джеспилитовой фации, и заметной глинистой толщи, заслуживающей обособления в отдельную формацию, не получилось. Так именно, видимо, и трактуют дело американские исследователи, в частности Д. Уайт (1954), в фациальной схеме которого джеспилитовые осадки показаны в более удаленных областях бассейна сравнительно с песчано-глинистыми; эта трактовка полностью отвечает тому, что было сказано о джеспилитах Курской магнитной аномалии и Криворожья.

Имеется и еще одна своеобразная особенность бивабикской формации сравнительно с джеспилитами Курской магнитной аномалии и Кривого Рога: наличие в ней ряда внутрiformационных конгломератов и сопровождающих их водорослевых структур. Наличие этих признаков эпизодически наступавшего мелководья свидетельствует, что пелагическая область верхнепротерозойского бассейна США была заведомо мелководней аналогичной ей области в Европейской части СССР и потому при отдельных подвижках дна выходила на глубины активного гидродинамического режима и фотосинтеза.

Резюмируя наблюдения над тремя наилучше сохранившимися и наиболее изученными месторождениями джеспилитовых руд, приходим к заключению, что руды эти являются характерными образованиями удаленных от берега пелагических частей древних бассейнов и локализовались за пределами отложения не только песчано-алевритового, но и тонкодисперсного глинистого материала, в области, куда этот мате-



риал доходил лишь в ничтожной степени. Глубины в зоне отложения кремнежелезистых осадков всегда были большими, чем глубина зоны взмучивания бассейна, что и определяло тонкослоистую текстуру осадка. Но сами по себе глубины эти, видимо, значительно варьировали. В одних случаях (как, например, у оз. Верхнего в эпоху образования бивабинской формации) они были относительно невелики, что при подвижках дна приводило ко временным обмелениям и появлению конгломератов и водорослевых структур. В других же регионах (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия) глубины были довольно значительными, порядка 150—300—400 м, что исключало конгломератообразование и возникновение водорослевых текстур.

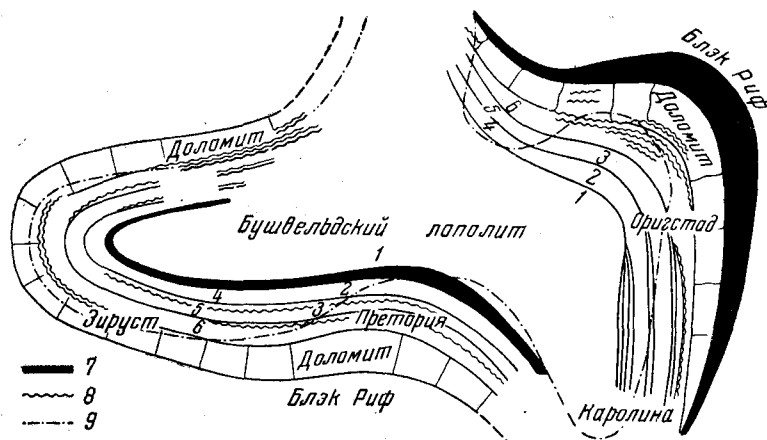
Сопоставляя фациальные типы послепротерозойских оолитовых и докембрийских джеспилитовых руд, нетрудно видеть, что они существенно различны. *Оолитовые руды суть типичные мелководные образования, локализованные между берегом и областью тонкодисперсных глинистых отложений и захватившие только в самую внешнюю кайму этих последних. Джеспилитовые руды локализованы по ту сторону зоны глинистых осадков, в пределах центральных и относительно глубоководных частей бассейнов, далеко отодвинутых от берега.*

Из сущности фациальной природы оолитовых и джеспилитовых руд вытекает, что где-то в конце протерозоя имела место резко выраженная миграция железорудного процесса из удаленных от берега частей бассейнов в прибрежные зоны, что сопровождалось, естественно, полной трансформацией петрографического облика самих руд.

Но если это так, то в природе должны сохраниться документальные следы такой миграции в виде случаев, фиксирующих переходное состояние, когда в одной и той же формации встречаются и оолитовые и джеспилитовые руды. Такие случаи действительно наблюдаются; один из них уже давно (больше 20 лет назад) был указан мною по фактическому материалу П. Вагнера, описавшего железные руды формации Нама-Трансвааль в Южн. Африке (Wagusa, 1928). Эти руды располагаются по периферии котловины, занятой знаменитым интрузивным Бушвельдским комплексом, вторгшимся в самые верхние горизонты системы (фиг. 90). Петрографически руды представлены двумя резко различными типами. Первый из них — это оолитовые руды сложного гематит-шамозит-сидеритового состава, развитые по южной и восточной окраинам котловины и залегающие в верхней терригенной части системы в виде трех ясно выраженных горизонтов: Main-горизонт или Magnetic quartzit, горизонт Daspoort и горизонт Magaliesberg. Петрографические признаки этих руд во всех деталях воспроизводят черты оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых послеоальгонских руд. Второй тип — это джеспилиты, развитые по северной окраине котловины и также совершенно типичные для джеспилитовых руд докембрия вообще. Стратиграфические соотношения между обоими типами показаны в табл. 22. Из нее видно, что оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды горизонта Timeball-Hill, необычайно устойчивые вдоль всей южной и восточной окраин Бушвельдского комплекса (Magnetic quartzit, например, тянется здесь на расстоянии свыше 500 км), по направлению к северной окраине исчезают, а на их стратиграфическом уровне появляются мощные железистые глинистые сланцы, представляющие обогащенную глиной разновидность джеспилитов. Совершенно такие же соотношения наблюдаются у руд горизонта Daspoort. Весь этот горизонт в целом рассматривается южноафриканскими геологами как стратиграфический эквивалент верхней джеспилитовой рудной толщи соседней (с запада) области Griqualand-West.

Все эти стратиграфические и географические соотношения позволяют считать, что оолитовые и полосчатые руды докембрия Южн. Африки

представляют собою две различные и самостоятельные фации, имевшие каждая свое особое место внутри отложившего их морского бассейна. Это в своеобразной форме и было выражено Вагнером, заметившим, что на территории Бушвельдской котловины на всех уровнях серии Pretoria закономерно повторяется одно и то же соотношение: там, где развиты оолитовые руды (на юге и востоке), отсутствуют полосчатые железняки, а там, где появляются последние (север и северо-восток), исчезают оолитовые железняки.



Фиг. 90. Схема геологии Бушвельдской котловины, показывающая изменения в мощности и литологическом составе различных подразделений системы Нама-Трансвааль и границы различных железорудных горизонтов (по П. Вагнеру).

1 — кварциты Магалисберга; 2 — кварциты Даспурта; 3 — кварциты Таймеболла; 4 — сланцы Магалисберга; 5 — сланцы Даспурта; 6 — сланцы Таймеболла; 7 — кварцитовая группа; 8 — железорудная фация; 9 — приближительная внешняя граница метаморфизма.

Уже сказанное достаточно характеризует своеобразие докембрийских джеспилитовых руд сравнительно с послепротерозойскими оолитовыми. В самое последнее время, однако, появились данные, свидетельствующие, что джеспилитовые руды отличались не только своим фациальным типом и петрографическим обликом, но и совершенно иным характером аутигенно-минералогической зональности внутри рудной фации.

В мелководных оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых рудах, как мы знаем, зональность выражается в том, что в наиболее прибрежной части рудного пласта состав руд окисно-закаисный: в них много гидрогетита; с удалением от берега и утонением осадка гидрогетит постепенно вытесняется шамозитом с некоторой примесью сидерита, а потом во все большей степени сидеритом; последний характерен для краевой части пласта, входящей уже в зону глинистых отложений. В джеспилитовой формации (фиг. 91) руды внешней и наиболее прибрежной зоны, залегающие среди глинистых отложений и наиболее обогащенные глинистым и органическим материалом, обладают наиболее восстановленным характером: это сидеритовые роговики со значительным содержанием  $\text{FeS}_2$ ; с удалением от глинистой зоны во все более пелагическую область моря восстановленность руд убывает; сидеритовые роговики сменяются хлорито-сидеритовыми, сидерито-магнетитовыми, потом магнетитовыми и на крайнем удалении — гематитовыми. При этом концентрация Fe в руде увеличивается за счет убыли  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и других компонентов.

**Стратиграфическое соотношение оолитовых и джеспилитовых железных руд  
Южн. Африки  
(По П. Вагнеру)**

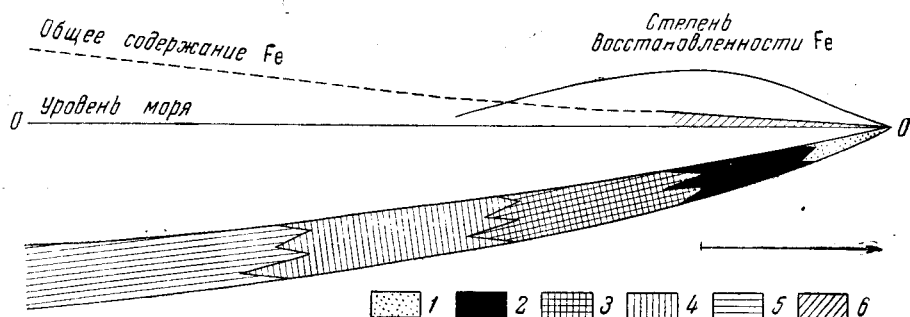
| Железорудные<br>горизонты        | Трансваальская Фация, типы разрезов |                         |                             |                                                       |                                                       |                                                                                                                                 | Фация<br>Grigoland-<br>West (джес-<br>пилитовая)                                                                                |
|----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                  | Южный                               |                         |                             | Западный                                              | Северо-<br>западный<br>(Dwasbe-<br>гу)                | Северный                                                                                                                        |                                                                                                                                 |
|                                  | Цент-<br>раль-<br>ная<br>часть      | Вос-<br>точная<br>часть | Юж-<br>ная<br>часть         |                                                       |                                                       |                                                                                                                                 |                                                                                                                                 |
| Оолитовые руды                   |                                     |                         |                             |                                                       |                                                       |                                                                                                                                 |                                                                                                                                 |
| 1) Waaikraal                     | +                                   | —                       | —                           | —                                                     | —                                                     | —                                                                                                                               | —                                                                                                                               |
| 2) Daspoort . .                  | +                                   | —                       | —                           | Пред-<br>ставлен<br>желези-<br>стыми<br>сланца-<br>ми | Пред-<br>ставлен<br>желези-<br>стыми<br>сланца-<br>ми | Развит<br>местами                                                                                                               | Представ-<br>лен джес-<br>пилитами<br>верхней<br>части                                                                          |
| 3) Timeball-Hill<br>Clayband . . | +                                   | Слабо<br>раз-<br>вит    | —                           | —                                                     | —                                                     | —                                                                                                                               | —                                                                                                                               |
| Pisolite iron-<br>stone . . .    | +                                   | —                       | —                           | —                                                     | —                                                     | —                                                                                                                               | —                                                                                                                               |
| Magnetic quar-<br>zit . . . .    | +                                   | +                       | Раз-<br>вит<br>мес-<br>тами | —                                                     | Замещен<br>желези-<br>стыми<br>кварци-<br>тами        | —                                                                                                                               | —                                                                                                                               |
| Banded iron-<br>stones . . .     | —                                   | —                       | —                           | Пред-<br>ставлен<br>желези-<br>стыми<br>сланца-<br>ми | —                                                     | Представ-<br>лен нор-<br>мально, с<br>крупными<br>вторичными<br>концентра-<br>циями вы-<br>сококачест-<br>венного ге-<br>матита | Представ-<br>лен нор-<br>мально, с<br>крупными<br>вторичными<br>концентра-<br>циями вы-<br>сококачест-<br>венного ге-<br>матита |

Что дело обстояло именно так, показывают наблюдения Н. А. Плак-сенко (1959) над джеспилитовыми рудами Курской магнитной аномалии.

На фиг. 92, А, Б показана схематическая карточка северо-восточного синклиория между гг. Тимом и Ст. Осколом и поперечный (точнее ко-сой) разрез через этот синклиорий.

Как видим, на юго-востоке мощность толщи минимальна (около 140—120 м); при этом главную массу ее составляют магнетитовые роговики вовсе без гематита или с ничтожной его примесью; прослои гематитовых роговиков очень редки. В то же время в разрезе сравнительно часты фил-литовые и другие метаморфизованные сланцы, а сами магнетитовые ро-говики обогащены  $Al_2O_3$ , что указывает на некоторую загрязненность их тонкодисперсным глинистым материалом. В составе филлитовых сланцев повышено содержание  $С_{орг}$ , в связи с чем в них встречаются пи-ритовые и сидеритовые зерна; по определениям Б. Д. Клагин, пирит составляет здесь 3—4%, сидерит 5—8%. В магнетитовых роговиках со-держание этих минералов резко падает. Но на границе магнетитовых роговиков и глинисто-сланцевых прослоев выделяются обычно гори-зонты роговиков, ясно обогащенные сидеритом, а иногда и пиритом.

Взятый в целом, восточный разрез отличается восстановленностью своих рудных компонентов, ассоциирующей с заметной примесью в них глинистого материала.



Фиг. 91 Схема аутигенно-минералогической зональности внутри джеспилитовой формации.

Безрудная фация: 1 — песчаники и алевролиты; 2 — глинистые сланцы. Рудная фация: 3 — силикатные и сидеритовые роговики с пиритом; 4 — магнетитовые роговики; 5 — гематитовые роговики; 6 — кларк железа.

По направлению на северо-запад мощность джеспилитовой свиты значительно возрастает, достигая у г. Тима 477 м. Это утолщение происходит отчасти за счет увеличения мощностей магнетитовых роговиков и подчиненных им сланцевых прослоев, главным же образом за счет появления и разрастания сложно построенных пачек гематитовых роговиков. Петрографо-геохимический облик последних совершенно иной сравнительно с обликом магнетито-сланцевых пачек. «Пласты и горизонты гематитосодержащих (гематито-магнетитовых) кварцитов, — пишет Н. А. Плаксенко, — заключают всегда очень небольшое количество сланцевых прослоев и мощность последних здесь незначительна. Наоборот, наибольшее число прослоев и пластов сланцев сосредоточено всегда в горизонтах, сложенных магнетитовыми (без гематита) кварцитами, с мощностью пластов сланцев иногда в десятки метров. В указанных двух классах кварцитов различно не только число более или менее мощных прослоев сланцев, но и содержание вообще силикатных минералов, слагающих тончайшие самостоятельные прослойки или присутствующих в виде отдельных кристаллов и агрегатов в рудных и кварцевых прослоях. Этим определяется различие содержания и  $Al_2O_3$  и силикатного железа в магнетитовых и гематито-магнетитовых кварцитах и большее содержание этих компонентов в магнетитовых кварцитах. С уменьшением относительного количества магнетита и увеличением гематита в составе кварцитов содержание  $Al_2O_3$  и силикатного железа уменьшается. Минимальные значения этих компонентов свойственны кварцитам, наиболее богатым гематитом» (Плаксенко, 1959, стр. 61). Беря гематитовую фацию в целом, нетрудно видеть, что она отличается от магнетитовой не только гораздо меньшей восстановленностью железа, но одновременно и меньшей обогащенностью тонкодисперсным глинистым — силикатным вообще — материалом.

Спрашивается, как же сопрягались в пространстве магнетитовая и гематитовая фации? Какая из них располагалась ближе к берегу, какая дальше?

Так как магнетитовая фация явно обогащена обломочным материалом сравнительно с гематитовой и содержит гораздо больше сланцевых прослоев, ответ может быть лишь единственный: магнетитовая располага-

лась ближе к берегу, заходя в область глинистых отложений и с ними переслаиваясь, гематитовая — дальше от берега.

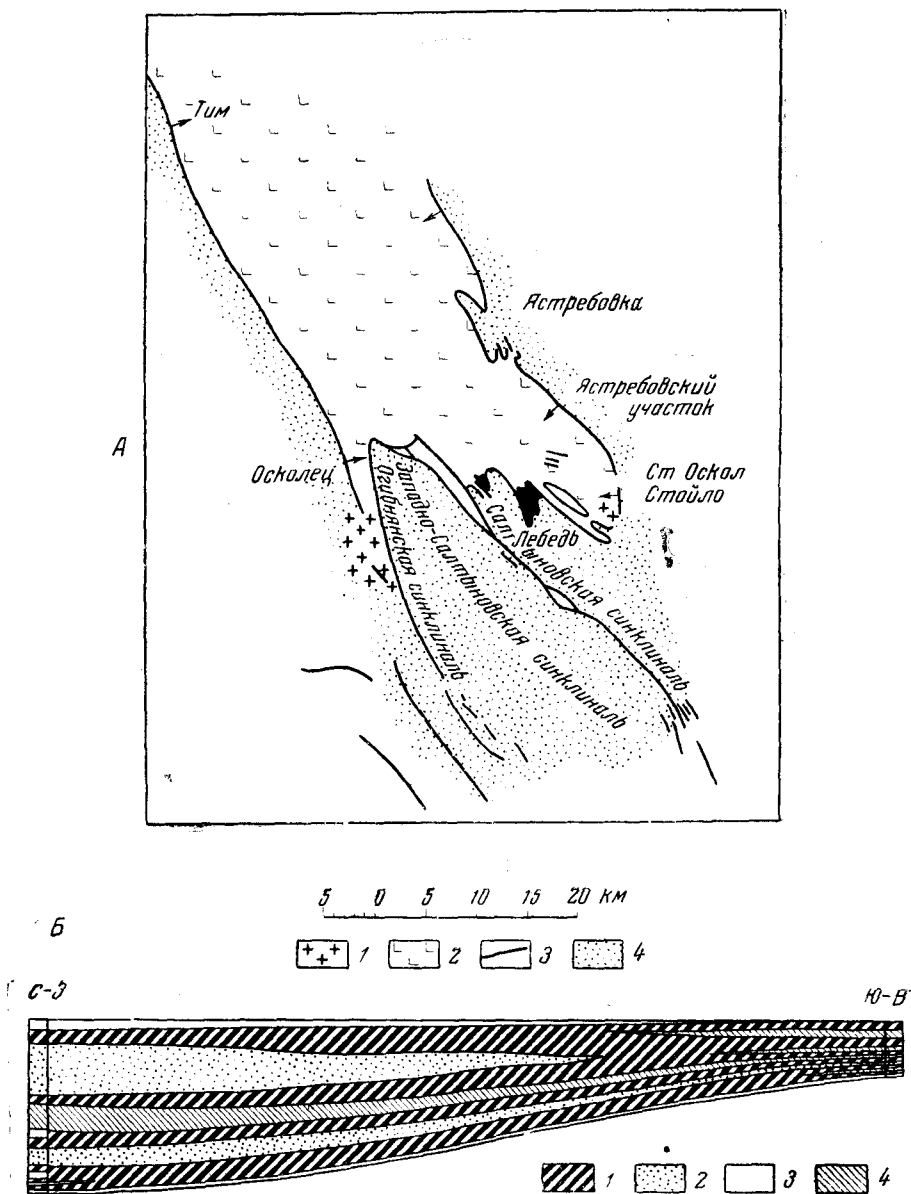
В подтверждение такой трактовки можно привести общее распределение железа внутри формации (фиг. 92, В, Г). «Для чисто магнетитовых кварцитов (без гематита), — пишет П. А. Плаксенко, характерны широкие пределы колебаний содержания растворимого (рудного) железа — от слабобудных и бедных (менее 15—10%) до богатых (свыше 35%). Среднее содержание растворимого железа в них по 1193 анализам равно 31%...» По мере увеличения в составе кварцитов гематита содержание рудного железа растет, почти не спускается ниже 31% и в большинстве проб превышает 33%. При этом пределы колебаний Fe сужаются и «среднее содержание рудного железа колеблется — в зависимости от соотношения магнетита и гематита — от 34,25 до 38%» (1959, стр. 68—69). Смысл такого распределения очевиден. Рудное железо, как мы знаем, было сдвинуто внутрь джеспилитового бассейна относительно глинистой фации. Неустойчивость концентраций Fe в магнетитовых роговиках, частые их снижения здесь совершенно естественны, ибо это была, так сказать, краевая зона рудного поля. «Неустойчивость фации, — правильно замечает Н. А. Плаксенко, — частая их смена характерны для относительно мелководной части шельфа, где даже незначительные изменения глубины сопровождаются заметной и даже резкой сменой фациальных типов осадков. Очевидно, эта смена фаций, сопровождавшаяся изменением состава первичных кремнисто-железистых осадков и постоянным примешиванием к ним терригенного взмученного материала, сказалась соответствующим образом и на распределении рудного железа в магнетитовых кварцитах». Большее постоянство содержаний Fe в гематитовых роговиках указывает на большее постоянство физико-географических условий железоотложения, что естественно для более удаленных от берега частей бассейна. Характерно, что при этом увеличивается и общее содержание Fe в породах.

Итак, детальный анализ соотношений между разными аутигенно-минералогическими фациями джеспилитов, выполненный Н. А. Плаксенко, с несомненностью указывает на смену магнетитовой фации гематитовой, по мере того как мы удаляемся от прибрежных частей моря в более пелагические его зоны.

В целом аутигенно-минералогическая зональность в джеспилитовых бассейнах имела следующий вид. В краевой — безрудной — зоне редукционные процессы в осадках усиливались от песков к алевроитам и от алевроитов к глинам, достигая в последних максимума. При переходе от глинистых отложений к более пелагическим рудным редукционные процессы постепенно ослабевали, что выражалось сменой силикатно-карбонатных руд магнетитовыми, а еще далее — гематитовыми.

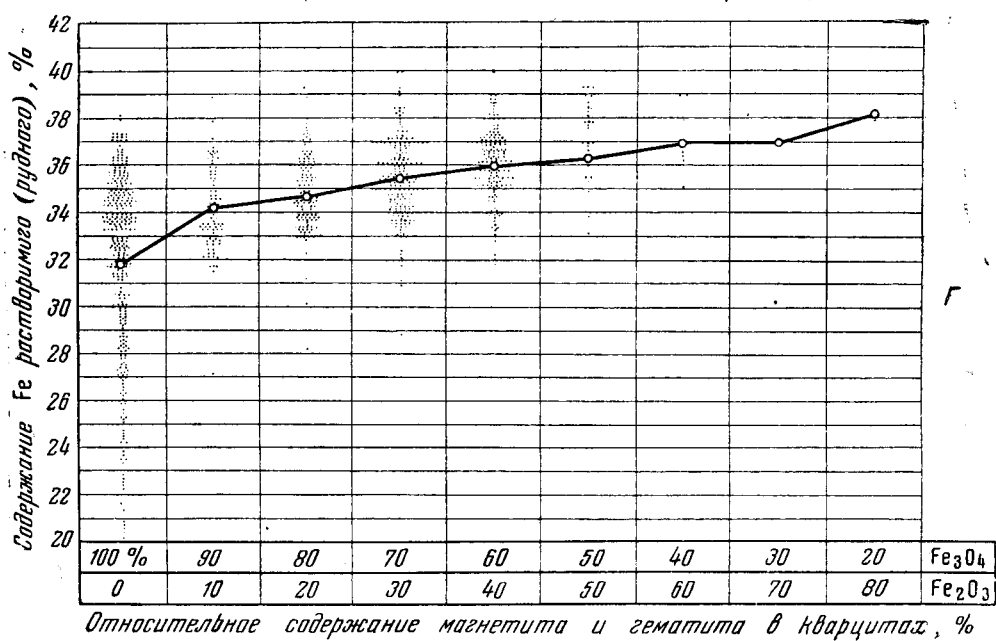
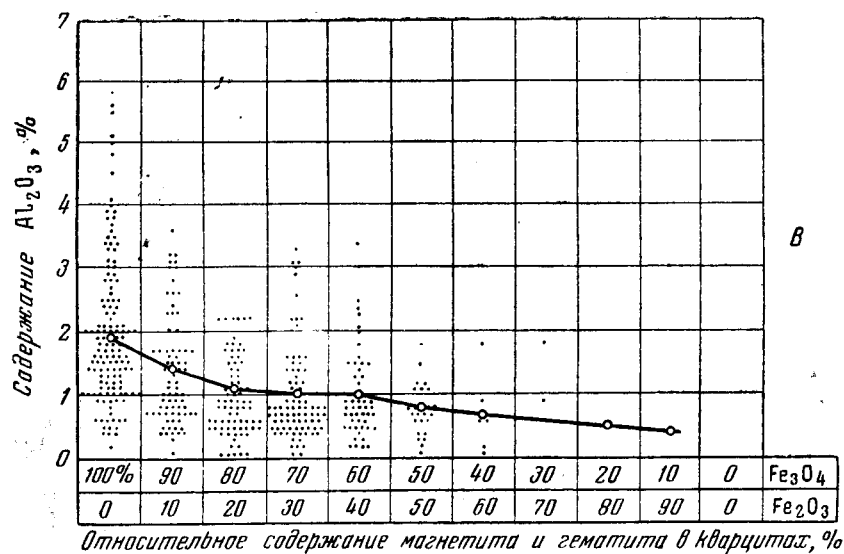
Эта аутигенно-минералогическая зональность в докембрийских морских бассейнах принципиально отвечает той, какая существует в современных океанических отложениях (подробности см. гл. VIII), но проявлялась в те древние эпохи в условиях гораздо более мелководных водоемов, чем современные океанические. Чем обусловлены были эти своеобразные соотношения, мы рассмотрим несколько ниже, пока же ограничимся их фактической констатацией.

Д. Джемсом (1954) и Д. Уайтом (1954) было недавно предложено иное толкование аутигенно-минералогической зональности джеспилитовой формации, согласно которому за областью глинистых отложений располагались безрудные кремнежелезистые осадки (роговики), потом — гематитовые, еще дальше в пелагическую область — магнетитовые и внутри бассейна — силикатные роговики. Эта схема, однако, не обоснована детальным анализом соотношений разных минералогических типов



Фиг. 92. А, Б. Состав джеспилитов Курской магнитной аномалии (по Плаксенко, 1959).

А — схема структуры северо-восточной полосы КМА: 1 — интрузивные породы; 2 — верхний отдел разреза; 3 — средний отдел (мощность не в масштабе); 4 — нижний отдел. Б — нормальный разрез вкост синклинория по линии Тим—Ястребовка (смена фаций среднего отдела): 1 — кварциты магнетитовые, включая и амфиболо-магнетитовые; 2 — кварциты гематито-магнетитовые; 3 — кварциты безрудные или слабо рудные, в том числе и амфиболовые; 4 — сланцы в толще кварцитов.



Фиг. 92. В, Г. Состав джеспилитов Курской магнитной аномалии (по Плаксенко, 1959).

В — содержание  $Al_2O_3$  в железистых кварцитах в зависимости от соотношений в них гематита и магнетита. Г — содержание рудного железа в железистых кварцитах в зависимости от соотношений гематита и магнетита.

руд в разрезе, подобным тому, какой проведен Н. А. Плаксенко, и представляет собою по существу чисто умозрительное построение, которое к тому же невозможно понять генетически, зная законы распределения в бассейне редуцента — органического вещества.

Итак, железные руды докембрия локализовались в удаленной от берега пелагической зоне бассейнов, за пределами глинистых отложений; они были чисто хемогенными и не оолитовыми, а тонкослоистыми с аутигенно-минералогической зональностью, указывавшей на прогрессирующее ослабление редуционных процессов в осадках по мере передвижения от внешнего края кремнежелезистых осадков в их внутреннюю область.

К сожалению, в имеющемся сейчас фактическом материале по бокситовым рудам мы не в состоянии пока найти объективных признаков аналогичной смены обстановок образования этих руд в разные геологические эпохи. Но бокситы в докембрийских разрезах вообще найдены пока в единственном месте — Боксоне, притом в верхнем протерозое.

Марганцовые руды в докембрии многочисленны, но значительно метаморфизованы и не изучались с интересующей нас точки зрения. Можно отметить, однако, что в ряде случаев Mn-руды подчинены джеспилитовой формации и даже ее гематитовой фации и, стало быть, заведомо были пелагическими. Это доказывает, что марганцеворудный процесс в докембрии был также сдвинут в пелагическую зону, как и железорудный. Но если средний и правый крайний члены триады заведомо меняли фациальные обстановки рудообразования, то аналогичные изменения неизбежно должны были иметь место и у левого крайнего члена — у бокситов. При этом, поскольку всегда, во все времена геологической истории, алюминий в поверхностных условиях был менее геохимически подвижен, а марганец более подвижен, чем железо, очевидно, фациальные смещения в пелагическую область в раннем докембрии у алюминия были меньшими, а марганца — большими, чем у железа. Иначе говоря, у триады, как целого, в докембрийские времена рудные накопления формировались в более удаленных от берега районах моря, а затем в целом же рудный процесс придвинулся к берегу и даже частично перешел на континент.

Одновременно с этим у всех членов триады резко снизилась интенсивность рудоотложения.

## II. МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ Al—Fe—Mn И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Обратимся теперь к анализу механизма рудообразования в рудной триаде; при этом рассмотрим вначале механизм рудного процесса у отдельных ее членов, а потом общую схему для триады в целом.

### 1. Генезис бокситов

В литературе высказано много разных гипотез о способах образования осадочных бокситов: гипотеза латеритная, terra rossa, химического образования, механического переотложения глинозема из коры выветривания, наконец биогенная. Из них серьезного внимания заслуживают лишь две — хемогенная А. Д. Архангельского (1937) и механического переотложения С. Ф. Малявкина (1937); обе гипотезы представлены в литературе несколькими вариантами.

Гипотеза А. Д. Архангельского принимает, что  $Al_2O_3$  мигрирует в виде растворов, истинных и частично коллоидных; возникновение бокситов рассматривается как чисто химический процесс осаждения глинозема, а бокситовые руды — как типичные хемогенные отложения гумидной зоны. По концепции С. Ф. Малявкина, миграция  $Al_2O_3$  в цо-



верхностных водах осуществляется в подавляющей своей части в виде тонкодисперсных механических взвесей, полученных перемывом коры выветривания; коллоидные и истинные растворы играют совершенно подчиненную роль; осадочные бокситы поэтому трактуются как механически переотложенные накопления латеритной коры выветривания, более или менее переработанные в диагенезе, в смысле образования различных структур.

До недавнего времени автор, как и подавляющее большинство советских литологов, был сторонником гипотезы А. Д. Архангельского, что неоднократно высказывал в печати. В последние годы, однако, выяснился ряд новых фактов, которые заставляют несколько изменить генетическую трактовку бокситов.

В гипотезе А. Д. Архангельского бокситы рассматриваются, по существу, только как накопления глинозема, история переноса и осаждения которого и разбирается. *Между тем в бокситах всегда в такой же, а иногда и в большей мере накапливаются  $TiO_2$  и  $Fe^{3+}$ , причем между  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  обычно существуют весьма строгие количественные соотношения.* Эти факты, на которые по настоящему было обращено внимание лишь в последние годы, заставляют расширять любую гипотезу бокситообразования, превращая ее в схему накопления трех компонентов:  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ .

Подходя с этой точки зрения к оценке концепции А. Д. Архангельского, нужно признать, что она не в состоянии удовлетворительно объяснить генезиса бокситов, как комплексных руд триады  $Al - Ti - Fe^{3+}$ .

Напомним, что бокситы в подавляющей своей массе принадлежат пестроцветным отложениям и содержат лишь окисные и гидроокисные формы железа; закисные минералы его появляются лишь во внутренней части бокситоносной зоны, где она переходит в угленосные или глинисто-карбонатные морские отложения более внутренних частей седиментационной области. Это обстоятельство свидетельствует, что при анализе мобилизации, переноса и осаждения  $Al - Ti - Fe^{3+}$  мы должны оперировать средой с окислительными условиями, с высоким окислительно-восстановительным потенциалом и лишь в крайних случаях с нейтральной обстановкой, с  $Eh$  около нуля.

Это обстоятельство сразу же создает непреодолимые трудности с мобилизацией и переносом  $Ti$  и  $Fe^{3+}$  в виде растворов.

Дело в том, что окисные соединения обоих этих элементов при обычных в природных водах  $pH$  в 6—7—8 практически нерастворимы. Переход  $TiO_2$  в раствор возможен в заметных количествах только при  $pH$  около 2, у  $Fe(OH)_3$  при  $pH$  около 3. Столь низкие  $pH$  в тропической коре выветривания, однако, пока не констатированы и представляют, видимо, чрезвычайную редкость;  $pH$  в области латеритов и вообще красноцветной коры выветривания колеблется обычно (по Ю. М. Шокальской) в пределах 4—5—6, тяготея к верхней половине этого интервала. Но если бы даже где-либо на ограниченных участках коры выветривания и создались весьма кислые условия ( $pH = 2-3$ ) и титан + трехвалентное железо стали бы накапливаться в растворе, удаление их из коры выветривания было бы практически невозможно. *Ибо как только эти растворы еще в пределах коры попадали бы в среду с более высокими  $pH$  (в 4—5—6), началась бы обратная садка соединений  $Ti-Fe^{3+}-Al$ , и вода, покидающая жору выветривания, неизбежно резко обеднялась бы этими тремя компонентами.*

Что дело обстоит именно так, доказываются весьма интересными опытами и наблюдениями Ю. К. Горецкого (1958).

Совместно с Н. В. Сапрыкиной им были получены растворы сернокислого алюминия и силиката натрия с  $pH$  около 3; весовые соотношения

глинозема и кремнезема в разных растворах соответствовали кремневым модулям ( $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ ) : 0,10  $\rightarrow$  0,40  $\rightarrow$  0,90  $\rightarrow$  1,76 и 4,10. После изготовления растворы были нейтрализованы до значений  $\text{pH}=5$ . При этом выпали осадки, состоящие из  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ ; по мере увеличения кремневого модуля содержание первого окисла резко возрастало, как видно из сопоставления следующих рядов цифр:

|                                                                             |                                              |      |      |      |      |       |
|-----------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------|------|------|------|------|-------|
| Весовые отношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$ (кремневый модуль) | в исходных растворах                         | 0,10 | 0,40 | 0,90 | 1,76 | 4,10  |
|                                                                             | в осадках при нейтрализации до $\text{pH}=5$ | 0,20 | 0,82 | 2,31 | 7,40 | 37,00 |

Усиленная садка гидроокисла  $\text{Al}_2\text{O}_3$  сравнительно с  $\text{SiO}_2$  здесь несомненна. Иначе говоря, при нейтрализации сильно кислых растворов до  $\text{pH}=5$  выпадает главным образом глинозем, часто почти без  $\text{SiO}_2$ . При нейтрализации растворов с более высокими  $\text{pH}=6-8$  характер осаждения меняется:  $\text{Al}_2\text{O}_3$  соосаждает  $\text{SiO}_2$  в соотношениях, близких к тем, какие свойственны каолиниту; другими словами, *в интервале  $\text{pH}>5$  идет образование каолинита, садка которого и разгружает раствор от  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .*

Все это означает, что даже в тех случаях, когда на сильно кислых участках коры выветривания в поровых растворах и накапливаются значительные количества растворенного глинозема, они не могут быть вынесены в заметных массах, ибо повышение  $\text{pH}$  еще внутри коры, вблизи выхода раствора на дневную поверхность, сейчас же влечет за собою осаждение  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в виде гидраргиллита или в виде каолинита.

Этот вывод подтверждается анализами поровых вод в гидраргиллитизированных галечниках одного из участков красноцветного элювия Грузии и вод ручьев и рек того же участка, взятых в непосредственной близости от выходов элювия (Горецкий, 1958). В поровых водах, отжатых из элювия,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  содержится в количествах 0,43—3,88 мг/л,  $\text{TiO}_2$  в количествах 0,17—0,24 мг/л. Еще в воде, высачивающейся из элювия,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  было 2,65 мг/л, а  $\text{TiO}_2$  — 0,27 мг/л. Но уже в воде ручья, текущего ниже, титан исчез, а содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  упало до величины 0,05 мг/л; в воде ближайшей реки (Орапо) не оказалось ни титана, ни глинозема.

С этими наблюдениями хорошо вяжется тот факт, что содержания  $\text{TiO}_2$  в водах тропических рек совершенно ничтожны — сотые и тысячные доли миллиграмма на литр, а содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — обычно немногие десятые доли миллиграмма на литр; анализы, собранные в свое время Ф. Кларком (1924), позже — Г. И. Бушинским (1958), относятся как к крупным магистральным водотокам, вроде Амазонки, так и к малым их притокам, получающим свою воду прямо из коры выветривания (+ поверхностный сток).

Ю. К. Горецкий обратил внимание еще на следующий любопытный и важный факт. Подсчитанные им, по материалам В. И. Вернадского, соотношения  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  в природных водах дали такие величины:

|                                   |            |
|-----------------------------------|------------|
| Вода рек (средние данные)         | 0,092—0,82 |
| Светло-бурая вода приполярных рек | 0,11—0,44  |
| Вода пресных озер                 | 0,041—0,7  |

Соотношения глинозема к кремнезему приближаются к каолиновому, но нигде не превышают его и изменяются лишь в сторону резкого увеличения кремнезема. Все это свидетельствует, что миграция  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в речных водах тропиков совершается, вероятно, вовсе не в виде глинозема, а в связанном состоянии — в виде мицелл каолинита или других глинистых минералов. Это существенное обстоятельство было пропущено А. Д. Архангельским, когда он оперировал теми же данными В. И. Вер-

надского для доказательства, что  $Al_2O_3$  переносится реками именно как глинозем и потому может давать в водоемах бокситовые накопления путем химического осаждения.

Укажем и еще слабое место в гипотезе А. Д. Архангельского, если даже принять, что его трактовка переноса  $Al_2O_3$  реками в виде глинозема, а не в составе мицелл глинистых минералов, — правильна. Дело в том, что при построении своей концепции А. Д. Архангельский, по-видимому, не придавал значения количественной стороне миграций глинозема; для него была важна только качественная ее сторона: наличие в воде растворенной  $Al_2O_3$ . Согласиться с таким подходом сейчас нельзя. Ведь всегда наряду с растворенными  $Al - Ti - Fe^{3+}$  река несет некоторое количество взвешенного силикатного материала, причем массы его в десятки и сотни раз превосходят массы растворенных глинозема и титана. При таких соотношениях растворов и терригенных взвесей получить рудные отложения глинозема невозможно, ибо в природе не существует процессов, которые селективно изолировали бы  $Al_2O_3$  от терригенного материала и создавали бы его локальные накопления. Напротив, как только из раствора глинозема получается его гелевый сгусток, он начинает разноситься движениями воды вместе с гидравлически идентичными ему частицами обломочного материала и вместе с ними захороняется. Природные процессы разноса и осаждения, следовательно, способствуют не отделению и изоляции химических осадков  $Al_2O_3$  от тонкодисперсной терригенной мути, а смешению этих генетически различных компонентов. В этой ситуации решающее значение для возникновения рудного тела из раствора  $Al_2O_3$  и его спутников имеет именно масса находящаяся в растворе бокситообразующих компонентов; она должна быть по крайней мере соизмерима с массой терригенной мути, а еще лучше — равна ей или больше нее. Лишь при этом условии гелевые сгустки, осевшие с гидродинамически эквивалентной ей частью мути, действительно создадут высокие концентрации  $Al_2O_3$  вплоть до рудных тел. Поэтому ничтожность концентраций растворенного глинозема в тропических водах, прямо вытекающая из поведения  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  в коре выветривания, является существенным аргументом против гипотезы А. Д. Архангельского о химическом происхождении бокситов за счет растворенных в поверхностных водах масс  $Al_2O_3$ .

Отмеченные слабые стороны гипотезы А. Д. Архангельского, выяснившиеся в последние годы благодаря работам А. П. Виноградова, Ю. К. Горещкого и Г. И. Бушинского, заставляют меня сейчас отказаться от трактовки бокситов как химических осадков и рассматривать их, вслед за С. Ф. Малявкиным и рядом других геологов, в качестве главным образом механически переотложенных и значительно переработанных в диагенезе продуктов латеритного выветривания. При этом, если размываемые элювиальные накопления глинозема успели уже более или менее отвердеть, возникло много обломков их, крупных и мелких, и в осадочных бокситах формировались отчетливо выраженные обломочная и песчаниковая структуры. Когда же элювиальные накопления глинозема бывали еще достаточно рыхлы и не сцементированы, они размучивались до тончайших субколлоидальных и частью даже коллоидальных частиц и после отложения образовывали пелитоморфные — глиноподобные бокситы. Обычно сочетались обе формы переноса, и в осадочном месторождении бокситов комбинируются все постепенные переходы от структур обломочных к песчаниковидным и пелитоморфным. Несомненно, что наряду с переносом глиноземного материала в виде механических взвесей (и волочением?) некоторая часть  $Al_2O_3$  шла и в виде растворов, но она бывала второстепенна и существенного влияния на формирование месторождения не имела.

Перенос  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в виде готовых минеральных образований, созданных в коре выветривания, позволяет понять существование тесных количественных соотношений между ними, на что впервые обратили внимание Бардоши (1955). В самом деле, учитывая существенно разные свойства  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и допуская их вынос из коры выветривания в виде растворов, следовало бы ожидать их четкого пространственного разделения при осаждении. Двуокись титана, растворимая лишь при  $\text{pH} = \sim 2$ , должна была выпадать в осадок вблизи места высачивания растворов из элювия; глинозем же, осаждающийся при  $\text{pH} = \sim 5$ , должен был уходить дальше, чем титан; соотношения  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  в случае химического генезиса бокситов поэтому не могли быть постоянными, но должны были бы резко и закономерно изменяться от участка месторождения, близкого к источнику питания, к участкам, удаленным от него. Что дело должно было обстоять именно так, доказываются наблюдениями К. К. Зеленова над судьбой кислых гидротермальных вод, поставляемых в Охотское море вулканами Курильских островов.  $\text{TiO}_2$  при этом выпадает совместно с  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в непосредственной близости к точке высачивания вод на дневную поверхность; отношение  $\text{TiO}_2$  к  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в осадке здесь очень велико, доходя до 30—40%.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в главной своей массе выносятся в море и оседает здесь, образуя муть, лишенную титана. Совершенно то же принципиально должно было иметь место и в тех районах древних континентов, где сильно кислые воды, богатые  $\text{Ti}$  и  $\text{Al}$ , высачивались из коры выветривания и поступали в озерные и морские бассейны. Между тем на деле картина распределения  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в бокситовых месторождениях прямо противоположная: соотношения их отличаются удивительным постоянством во всех участках месторождения. Это обстоятельство в корне противоречит химической теории.

Нельзя не обратить внимания вместе с тем на то, что постоянство отношений  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  свойственно, по данным А. П. Виноградова и А. Б. Ронова, кроме бокситов, еще глинам, алевролитам и даже песчаникам (см. гл. II). Сомневаться в обломочной природе алевролитов и песчаников невозможно; глины в своей главной подавляющей массе, как было показано в гл. II, представляют собою также механически переотложенную глинистую кору выветривания, лишь едва затронутую диагенезом. Можно поэтому с полным правом принять, что именно постоянство отношений  $\text{Al}_2\text{O}_3$  к титану является в осадочных породах признаком их терригенного происхождения. В свете этих соотношений вопрос о генезисе бокситов в качестве главным образом механически переотложенного глиноземного горизонта древних кор выветривания решается совершенно однозначно. Участие растворов в генезисе бокситов могло быть только второстепенным и подчиненным.

С развиваемой точки зрения без труда истолковываются все особенности пространственного размещения бокситовых руд.

Приуроченность бокситов всегда к основанию трансгрессивно залегающих свит объясняется тем, что в коре выветривания первичные накопления глинозема сосредоточивались в самых верхних горизонтах; при оживлении рельефа, связанном с дифференциальными движениями погружающейся площади и с усилением денудации отстающих участков, первым естественно сносился глиноземный покров, как раз и дававший осадочные бокситы. Возможно, как это указывает Ю. К. Горецкий (1958), при развитии трансгрессии медленно погружавшиеся территории заболачивались; возникавшие при этом фульвокислоты проникали в более глубокие горизонты элювия и содействовали накоплению в них глинозема путем разложения каолинита. Несомненно, что при трансгрессии вскрывались и грунтовые воды коры выветривания, содержащие многие рудные элементы и в том числе  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в растворе; их поступление в об-

ласть бокситонакопления, конечно, содействовало накоплению бокситов; однако, учитывая растворимость  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ , роль растворов следует оценивать как вполне второстепенную по сравнению с механическим переотложением глиноземного и железистого материала.

Тесная связанность осадочных бокситов с краем общей седиментационной области объясняется малой транспортабельностью чистой глиноземной взвеси. Лишь в непосредственной близости к размываемым латеритным покровам состав взвесей по содержанию бокситовых минералов действительно может отвечать бокситам. Чем дальше по ходу транспортирующего водотока, тем больше инородной, в частности, каолининовой примеси получал он от боковых притоков, часть которых размывала более глубокие горизонты латеритного профиля с каолиновым составом. Все это понижало концентрацию свободного  $Al_2O_3$  во взвеси, и бокситы на относительно небольшом расстоянии от размываемой коры выветривания переходят в бокситовые, сухарные, огнеупорные глины, а затем и каолиновые накопления.

При таком механизме формирования бокситов следует ожидать, что наиболее распространенными фаціальными их типами должны были бы быть элювиальные, делювиальные и аллювиальные бокситы, реже озерно-болотные и морские. В действительности же мы имеем совершенно противоположные соотношения: элювиальные, делювиальные и аллювиальные представлены уникально, бассейновые же широко. Такая «инверсия» объясняется тем, что в последующей истории элювиальные и делювиально-аллювиальные бокситы, будучи расположены наиболее высоко в рельефе, легче других подвергались уничтожению и просто не сохранялись; озерно-болотные и особенно морские, расположенные в рельефе более низко, сохранились гораздо полнее. Таким образом, *существующий фаціальный профиль осадочных бокситов, вероятно, резко искажен по сравнению с первичным.* Что дело обстоит именно так, доказывает широкое распространение латеритных бокситов, среди которых, несомненно, имеются не только элювиальные, но и делювиальные, в новейших отложениях тропической зоны. Они просто еще не пострадали значительно от процессов смыва.

Территориям платформ, как известно, свойственны лишь бокситы континентальных фаций, морские встречаются только в геосинклинальных зонах. Причиной является все та же малая транспортабельность глиноземных взвесей. Дело в том, что на платформах при плавности общего уклона от водосборных площадей к центру седиментационной области ширина зоны континентального осадконакопления была больше, чем миграционная способность свободных гидроокислов  $Al_2O_3$ . Естественно, что высокие концентрации  $Al_2O_3$ , поступающие от размыва коры выветривания, не успевали дойти до моря, но оседали еще в континентальной зоне, частью давая здесь месторождения, частью рассеиваясь, смешиваясь с каолинитом и образуя огнеупорные и сухарные глины. В геосинклинальных зонах уклоны от водосборных площадей к седиментационным областям были круче, соответственно чему зона переноса от водосбора до моря гораздо уже; в этих условиях бокситовый материал во многих случаях успевал дойти до моря и дать месторождения морского типа.

Среди бокситовых месторождений широким распространением пользуются руды, отложенные на закарстованном известняковом фундаменте, причем геосинклинальные бокситы принадлежат почти без исключений именно этой группе. Основной причиной такой локализации являются, на наш взгляд, геоморфологические условия на известковых площадях.

Благодаря легкой выветриваемости в условиях влажного тропического климата, площади эти раньше других становились депрессивными участками поверхности Земли, куда — при начале денудации — устрем-

лялся осадочный материал, в том числе и бокситовый. Вот почему на участках со сложным петрографическим составом пород именно известковые площади оттягивали на себя переносимый глиноземный материал и становились бокситонакопителями. На платформах, по изложенным выше причинам, это бывало в континентальных условиях. В геосинклинальных зонах с их крутыми уклонами поверхности и более расчлененным рельефом депрессивные известковые поля были первыми участками, куда при трансгрессии устремлялось море; поэтому, когда в геосинклиналях вообще формировались бокситовые накопления, они были приурочены именно к известковому ложу.

Оолитовая, бобовая и пятнистая текстуры бокситовых руд возникали в диагенезе за счет перераспределения материала, что является, как известно, одним из характерных диагенетических процессов. Толкование их А. Д. Архангельским и другими авторами в качестве седиментационных текстур — ошибочно, что сейчас как будто не вызывает сомнения. Колломорфные структуры в бокситах встречаются редко и, по наблюдениям Ю. К. Горецкого, приурочиваются к самой краевой части бокситового рудного тела, к обстановке заболачивания. Вполне возможно, что этими структурами фиксируется участие растворов в образовании бокситов. Не исключено, однако, что колломорфные структуры в некоторых случаях также обязаны процессам диагенеза, заключавшимся в перераспределении  $Al_2O_3$  и избыточном накоплении его в отдельных пунктах. Так же, как при образовании кремневых конкреций, органогенные накопления  $SiO_2$  переходили в раствор, а затем выпадали обратно в осадок, образуя гелевые скопления, и  $Al_2O_3$  в диагенезе растворялся, перемещался и вновь выпадал, формируя колломорфные текстуры.

Недавно В. Н. Гончаровым (1952) было выдвинуто, а Г. И. Бушинским и Н. А. Лисицыной поддержано иное толкование роли диагенеза в формировании бокситов. Допускается, что в ходе диагенетических преобразований веществ алюмосиликатный, в частности, каолиновый материал на дне проточных пресноводных или солоноватых водоемов разлагался; более подвижный и легко растворимый кремнезем из иловой воды диффундировал в наддонную и затем удалялся из водоема с проточной водой, мало же подвижный  $Al_2O_3$  оставался в илу и накапливался здесь до стадии бокситовой руды. Если среда в илу была восстановительной, то железо, редуцированное до закиси, также уходило из иловой воды в наддонную и удалялось из бассейна; *бокситовая руда отбеливалась*, становилась слабжелезистой и белого цвета. При таком понимании роли диагенетических процессов бокситы являются уже не седиментационными, а по крайней мере седиментационно-диагенетическими, а порою и чисто диагенетическими. К сожалению, однако, в современном своем виде эта концепция не опирается ни на один достоверно установленный факт столь глубокого химического разложения алюмосиликатов в диагенезе бассейновых илов и столь энергичной отдачи материала илом придонной воде. В этом смысле гипотеза В. Н. Гончарова представляет чисто умозрительное построение. То же, что достоверно известно о диагенезе (см. гл. VIII), заставляет весьма скептически отнестись к этому построению. Пока что диагенез в истории бокситов достоверно выступает лишь как совокупность процессов, формирующих минералого-петрографический облик рудного пласта, но никак не создающий в какой-то мере саму концентрацию глинозема. Иначе говоря, бокситы, как рудное тело, относятся к категории собственно седиментационных руд, но никак не к группе седиментационно-диагенетических и тем более не к группе чисто-диагенетических.

Нельзя не обратить внимания еще на следующее любопытное обстоятельство. Хотя кларк  $Al$  в земной коре (около 7%) почти в 2 раза выше

кларка железа (4,5%) и в 70 раз выше кларка марганца (0,1%), запасы бокситов в тысячи раз меньше запасов железных руд и во много раз меньше запасов даже руд марганцовых. Эта характерная ситуация не случайна. Она вызывается совокупным действием ряда причин. Дозревание даже тропической коры выветривания до стадии образования горизонта свободных полуторных окислов происходит далеко не всегда, а лишь на ограниченных пространствах тропического влажного климата. При смыве и переотложении этого горизонта главная масса возникших бокситов смешивается с инородным глинистым материалом, разбавляется им и исчезает как собственно бокситовое накопление. Кроме того, очень многие из тех бокситовых месторождений, которые все же возникают, подвергаются последующему уничтожению, поскольку принадлежат самой периферической зоне любых седиментационных областей; это дополнительно резко снижает массы дошедших до нас бокситовых рудных тел. Таким образом, *не только большие трудности создания бокситового месторождения, но и не меньшие трудности сохранения в дальнейшем уже сформированных накоплений объясняют удивительное противоречие между высоким кларком Al в литосфере и ничтожностью в ней масс бокситовых руд.*

Изложенная концепция возникновения бокситов относится, строго говоря, лишь к последнему этапу эволюции литогенеза, с девона — доныне, когда содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере стало небольшим и продолжало все убывать. В предыдущие эпохи истории Земли — в нижнем палеозое, протерозое и в архее — дело обстояло, несомненно, иначе. Повышенные и высокие содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере резко активизировали тогда процессы химического выветривания, притом не только в тропической, но и в умеренных влажных зонах поверхности Земли. Создание горизонта полуторных окислов в коре выветривания было тогда более легким и осуществлялось, по-видимому, на гораздо более обширных площадях как влажных тропиков, так и умеренных зон. Иначе говоря, реальная интенсивность бокситообразования в ранние эпохи истории Земли была, вероятно, много большей, чем в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. И если бокситы в отложениях этих эпох известны пока очень мало, то это объясняется главным образом неизученностью соответствующих отложений с точки зрения бокситоносности.

Крайне вероятно, что и самый механизм возникновения бокситов в ранние эпохи геологической истории был иным, чем описанный выше.

Благодаря обилию  $\text{CO}_2$  в атмосфере и воде, pH рек и ручьев был тогда значительно ниже pH современных водотоков. Это обстоятельство могло действовать только в одном направлении, а именно: *способствовать выносу  $\text{Al}_2\text{O}_3$  из коры выветривания в виде растворов и увеличивать роль химического осаднения в образовании бокситовых накоплений.* Не исключено поэтому, что в очень отдаленном архейском времени, при резком отличии физико-химических условий на поверхности Земли от современных, бокситы, действительно, были главным образом химическим осадком из водных растворов и в этом смысле представляли собою генетический антипод бокситообразованию на последнем этапе эволюции литогенеза. С падением в ходе геологической истории  $p\text{CO}_2$  в атмосфере убывала сила химического выветривания пород на водосборах и сокращалась площадь бокситообразования, все более ограничиваясь влажными тропиками и субтропиками. Одновременно все сильнее подавлялся хемогенный процесс, вытеснясь механическим переотложением бокситового вещества коры выветривания в речных долинах, озерах и морях, когда последние отстояли от областей бокситового элювия на расстоянии, меньшем «геохимической подвижности» бокситовых взвесей.

## 2. Механизм образования оолитовых и джеспилитовых железных руд

Процессы механического перемиывания и отложения рудного материала, играющие основную роль при образовании бокситовых руд, участвуют в известной мере при формировании и руд железных, если брать их в целом. В частности, магнетитовые руды среди пляжевых песков являются, несомненно, чисто механическим осадком. Точно так же и так называемые обломочные руды — типа руд Зальцгиттер — правильно трактуются в качестве в основном кластических отложений. Те железорудные накопления, которые встречаются среди бокситовых руд частью у их ближнего выклинивания, частью у дальнего, а в большинстве случаев без четко закономерного расположения внутри бокситов, возникли, очевидно, как и сами бокситы, главным образом за счет механического переноса рудного материала. Но большая геохимическая подвижность железа, чем алюминия, заставляет по крайней мере в отдельных случаях допускать все же и в данном процессе несколько большее участие в рудообразовании железистых растворов. Возможно, что именно это и вызывало накопление железа на дальнем выклинивании некоторых бокситовых месторождений. Напротив, локализация Fe у ближнего выклинивания бокситов указывает, по-видимому, на то, что железо в этих случаях переносилось только в виде взвесей; значительно больший удельный вес этих взвесей и был причиной их накопления (вплоть до возникновения рудных концентраций железа) на ближнем выклинивании бокситов. Бобовая и оолитовая текстуры этих руд, несомненно, возникли в диагенезе.

Существенно иначе протекали процессы формирования оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд. *Эти руды значительно сдвинуты в море сравнительно с бокситами даже морского происхождения.* Такого рода сдвинутость указывает, несомненно, на миграцию рудного компонента в значительно более транспортабельной, чем у алюминия, подвижной форме, каковой естественно считать растворы. Действительно, возможности перемещения в растворенном состоянии у железа имеются, ибо кроме весьма мало растворимой гидроокисной формы у него существует еще форма закисная, гораздо более растворимая. Но закисное бикарбонатное железо может накапливаться в растворе лишь в восстановительной среде, лишенной свободного кислорода. В природе такие условия реализуются в обширных заболоченных пространствах, дренаж которых, как мы видели на примере р. Оби и ее притоков (том. I, гл. I), дает речные воды с высоким содержанием  $Fe^{2+}$  (до 14 мг/л и выше?) при малом количестве разбавляющего взвешенного терригенного материала. Такие условия, может быть с еще менее выраженным сносом терригенной силикатной мути, принципиально уже создавали предпосылки для хемогенного образования в геологическом прошлом железорудных месторождений оолитового гидрогетит-шамозит-сидеритового типа.

Формирование этих руд поэтому необходимо связывать с дренажем высокожелезистых вод, возникавших в областях более или менее значительного заболачивания, которое в одних случаях сопровождалось возникновением и фоссилизацией торфяников, в других не давало сколько-нибудь заметных торфяных пластов и бесследно исчезало в ходе последующей истории данного участка.

Судьба растворенного железа, в больших количествах поступавшего в реки с болотными водами, была неодинакова, но зависела от размеров речного водотока.

У крупных рек растворенное железо успевало уже в пределах реки полностью окислиться и перейти в «ржавец», который затем оседал вдоль магистрального потока, частью размазываясь в его аллювии, частью концентрируясь в отдельных его частях и образуя руды. При значи-



тельном протяжении рек руды сосредоточивались только в пределах долины, в ее верхней, средней или нижней частях, не доходя до конечного водоема стока; возникал аллювиальный тип оолитовых руд. У рек меньшей длины железо доходило до устьевых их частей, где формировались таким образом дельтовые или лиманные оолитовые руды. И только у небольших рек и ручьев растворенное железо успевало дойти до конечного водоема стока — моря или озера, и осесть в нем, образовав бассейновые оолитовые руды. При этом и в последнем случае железо, по-видимому, лишь частично поступало в бассейн в растворенном виде, частью же коагулировало еще в реке и сносилось и водоем в виде «ржавца» — гелевых сгустков. В некоторых условиях имело место и непосредственное высачивание в водоеме грунтовых железистых вод частью на побережье, у уреза воды, частью на дне в прибрежной зоне. Так, расстояние от заболоченной области питания до конечного водоема стока уже предопределяло развитие того или иного фациального типа оолитовых руд. Чем короче было оно, тем больше возможностей создавалось для возникновения руд бассейнового морского или озерного типа.

Конкретный механизм концентрирования железа в рудные тела в разных фациальных типах оолитовых руд был далеко не прост и не одинаков. Особенно сложным и многоэтапным был он при формировании аллювиальных руд.

«Ржавец», впервые сконцентрированный в какой-либо западине речного русла, никогда не превращался в стабильное рудное тело, но уцелевал лишь в течение ограниченного отрезка времени. За период фиксированного нахождения он успевал, однако, минералогически и структурно более или менее переработаться и превратиться в оолитовую гидрогетит-хлоритовую руду с сидеритом, иногда, может быть, и несколько отвердеть. Рано или поздно, однако, миграция русловых меандр вдоль по речной долине вскрывала эту первичную рудную линзу и размывала ее, смещая вниз и откладывая в новой западине дна. При этом рыхлый железистый материал взмучивался и переносился во взвешенном состоянии; нецементированные оолиты вымывались и перемещались главным образом волочением, причем частью дробились, окатывались; сцементированные участки руды взламывались, также дробились и превращались в рудную гальку или щебенку; закисные формы железа — хлориты и сидерит — при транспорте окислялись и переходили нацело в гидрогетиты. Рудная линза второй генерации, возникавшая всегда ниже по течению реки сравнительно с первичной, имела уже гораздо более сложный состав и генезис, но также не была устойчивой; она вновь могла переотлагаться, образовывать линзы третьей генерации и т. д.

При этом благодаря непрерывному накоплению аллювия рудные ленты в более нижних участках долины оказывались залегающими на более высоких горизонтах аллювиальной толщи, что, как известно, мы и наблюдаем в северном Приаралье.

Чем ниже по реке, тем меньше размывающая и переносящая сила реки, тем более мелкогалечными становятся рудные конгломераты и меньше их роль в составе руд; все более преобладает перенос тонкозернистого материала. Вместе с тем, по мере измельчения обломочных и рудных частиц, усиливаются процессы диагенетической переработки осадка и возрастает роль хлоритов и сидерита в сложении руд. Наблюдается некоторая минералогическая зональность рудных тел вдоль речного русла, выражаясь в смене чисто окисных руд в верхних частях долины все более закисными в ее низовьях.

В конкретных условиях отдельных рек эта общая схема образования аллювиальных оолитовых руд, конечно, приобретала индивидуальные черты и особенности. Так, если подача железистого материала с

водосборов была ограниченной, а русло реки изобиловало западинами, возникала серия обособленных по ходу долины рудных лент, какую мы видим в Кутан-булакской реке Сев. Приаралья. Если же подача железистых растворов была весьма интенсивна, а русло реки отличалось спокойным рельефом, возникала единая огромных размеров рудная лента, ныне наблюдаемая в Лисаковском месторождении.

С укорочением речного русла отложение руд все ближе придвигается к речному устью, и, наконец, возникает такая ситуация, когда основная масса рудного материала сгружается и отлагается непосредственно в устье, в дельтовой зоне. Возникают своеобразные дельтовые оолитовые руды, уникальный пример которых мы видели на месторождении Кокбулак. Механизм их образования тот же, что и у руд аллювиального типа, только специфическая обстановка дельтовой зоны с крутым свалом глубин придает морфологии рудных линз особые черты, отличающие эти линзы от аллювиальных рудных лент. Если же устьевая часть реки имеет не дельтовый, а лиманный характер, то и морфология рудных линз остается близко сходной с морфологией собственно аллювиальных руд, что и подтверждается примером лиманного месторождения Кара-Сандык.

Когда болотистая водосборная область оказывалась весьма близкой к конечному водоему стока, морю или озеру, и речные артерии были очень небольшими, железо, выбрасываемое из болот, доходило, почти не оседая, до самого бассейна. Часть его приносилась в водоем в виде истинного раствора  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$  и окислялась до  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  уже в водоеме, но некоторая часть неизбежно окислялась уже в русле ручьев и речек и переносилась затем в виде «ржавца». В прибрежной островной зоне моря «ржавец» того и другого происхождения испытывал участь любого взвешенного материала: он разносился движениями воды и оседал в тех прибрежных западинах моря или в затишных (околоостровных, межкостровных) участках дна, которые вообще являлись ловушками мелких частиц. Так, благодаря сложному рельефу дна прибрежная часть моря становилась ловушкой железа, выброшенного поверхностными водотоками, и давала начало железорудному месторождению больших или меньших размеров, смотря по массам поступившего в бассейн железа. Особенно легко это осуществлялось тогда, когда в островном море над западинами возникала система циркулярных течений, как в современном Карском море, удерживавшая большую часть взвесей Fe в прибрежной зоне. Что железо при образовании морских оолитовых руд действительно переносилось весьма малыми по размерам реками, наглядно демонстрируется тесным прилеганием этих руд к герцинским массивам Зап. Европы, являвшимся для руд поставщиками рудных растворов (см. ниже). То же самое демонстрируют Аятское, Мугайское и Сосьвинское месторождения, а также Керченский железорудный район и сынтульские руды.

Несколько отлично протекал процесс в тех гораздо более редких случаях, когда имело место высачивание на берегу, непосредственно у уреза воды или на проницаемом песчаном дне, достаточно крупного горизонта железистых грунтовых вод. Попадая в кислородную и щелочную среду, закисное железо осаждалось, образуя более или менее крупные гелевые сгустки гидроокислов. Эти сгустки движениями придонной воды несколько смещались относительно площади высачивания грунтовых вод, но, поскольку скорость придонных течений была незначительна, большого переноса гелевых сгустков не происходило, и накопление их в осадке осуществлялось в общем в весьма мелководной прибрежной области. Наличие островного моря с западинами — ловушками мелкого материала — и здесь играло, вероятно, выдающуюся (решающую?) роль. При известных количественных соотношениях интенсивности общего осадконакопления и подтока грунтовых вод, а также при определенных

содержаниях в последних рудных компонентах, происходило формирование рудного тела. При ухудшении этих соотношений руд не возникало, но формировались пятна осадков с повышенным содержанием железа.

Переработка осажденных гидроокисных форм железа и других веществ в минералогически и структурно сложное рудное тело происходила, как и в других случаях, в процессе диагенеза. Возникали хлориты, сидерит и характерная оолитовая структура. Утонение гранулометрического состава обломочного материала вкрест простираения пластов приводило к оформлению аутигенно-минералогической зональности морских оолитовых руд: к переходу их во все более хлоритовые и затем все более богатые сидеритом разности.

Как в случае аллювиальных и дельтовых руд, образование бассейнового их типа сопровождалось некоторым переомыванием и переотложением рудного материала и появлением обломочных (очень редко конгломератовых) структур. Но в условиях бассейна это переомывание было резко ослаблено, а переомытый материал перемещался слабо и захоронился в пределах того же пласта: из очень важного и даже решающего процесса переомывание становится второстепенной деталью в истории формирования морских руд.

Интересные черты процесса рудообразования раскрывают наблюдения над геохимическими особенностями оолитовых руд. Как мы знаем, *концентрирование в руде основного элемента — железа всегда сопровождается значительным увеличением содержания еще Mn и P*, а иногда и других элементов, кларки концентраций которых часто превосходят кларк концентраций железа. При этом внутри месторождений пока не удалось обнаружить закономерных накоплений отдельных элементов в разных частях рудного тела.

Эти факты доказывают, что при осаждении рудных растворов вещества, в них содержащиеся, *выпадали все сразу, одновременно, а образовавшиеся гели (сгустки) разного состава лишь относительно слабо дифференцировались потом в пространстве, на площади рудного месторождения*. Так как растворы соединений Fe, Mn были коллоидными, либо неизбежно проходили при осаждении через коллоидную стадию, нетрудно понять, что иначе и быть не могло. В растворах, высачивавшихся из болот, железо и марганец были в закисной форме, фосфатный ион удерживался в растворе обилием  $\text{CO}_2$ ; эти главные компоненты сопровождалась растворами малых элементов, защищенных органическим веществом. При поступлении таких растворов в речную, а в других случаях прямо в морскую воду, в новую, резко отличную физико-химическую среду, изобилующую свободным кислородом, начиналось окисление  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  в  $\text{Mn}^{3+}$  и т. д. Главный рудный компонент  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  при этом быстро коагулировал, причем одновременно с ним происходило осаждение других, противоположно заряженных компонентов, в частности  $\text{MnO}_2$ ,  $\text{SiO}_2$  и др. Возникшие гели при этом адсорбировали на своей поверхности малые элементы Cu, Co, Sr и др. и практически нацело извлекали их из растворов. Так, взаимное осаждение коллоидов макроэлементов и адсорбция ими микроэлементов приводили к тому, что одновременно с железом происходила садка всей или подавляющей массы других сопутствующих компонентов и возникали руды, богатые разнообразными примесями, с кларками концентрации последних, часто гораздо большими, чем у железа.

Таков механизм формирования оолитовых железных руд в речной долине, в дельте, в озерных и морских бассейнах. Из сути его следует, что оолитовые руды являются *типичным хемогенным образованием*; при этом высокие концентрации рудного элемента и его спутников возникали в стадию седиментогенеза, диагенез же создавал лишь минералогическую и структурную форму руд в виде оолитовых стяжений (Страхов, 1953).

Важная роль диагенеза в оформлении минералогии и структуры оолитовых железных руд роднит их в этом отношении с бокситами. Но первичный седиментационный процесс в образовании тех и других был существенно различен. Осадочные бокситы в период от девона — доныне формировались главным образом в результате механического переотложения элювиального глиноземного материала, оолитовые же железные руды — как хемогенный осадок из растворов  $\text{Fe}^{2+}$ , поставляемых областями заболачивания.

Изложенная схема железорудного процесса рисует его на последнем этапе эволюции гумидного литогенеза, от девона — доныне. В нижнем палеозое, особенно же в протерозое и в архее, дело обстоит существенно иначе: будучи и тогда по природе своей хемогенным, железорудный процесс отличался совсем иными масштабами и иным химическим механизмом.

Интенсивность докембрийского железнакопления обуславливалась, очевидно, обилием  $\text{CO}_2$  в атмосфере, что вызывало соответствующую интенсификацию процессов выветривания и выноса железа из элювиальных горизонтов; в этом же направлении действовал и усиленный подводный вулканизм докембрийских эр, поставлявший с гидротермами много железа.

Своеобразный петрографический тип докембрийских руд (джеспилиты) и большая удаленность их от берега были также связаны главным образом с действием углекислоты. Дело в том, что при резко повышенном содержании  $\text{CO}_2$  в атмосфере (и, значит, в гидросфере) рН речных и морских вод должен был быть значительно более низким сравнительно с современным. Речные воды докембрия — в отличие от современных — были кислые, хотя мы и не можем указать уверенно, какие рН могли тогда характеризовать речной сток; возможно, что это были величины порядка 4—5—6, особенно в глубоком докембрии. Кислыми были и воды океанов, морей и озер. С этой особенностью гидрохимического режима гидросферы сочеталась еще и другая: значительно меньшая соленость конечных водоемов стока — морей; лишь к концу докембрия минерализация океанов приблизилась к ее современному уровню.

Обе гидрохимические особенности докембрийского физико-химического режима создавали несравненно более благоприятную обстановку для миграций железа в реках и для гораздо более далекого заноса его в пелагические части морей, чем это было возможно в послепротерозойские эпохи и особенно сейчас. Железо, массами шедшее в растворе и в виде коллоидных взвесей в реках, поступало в центральные части докембрийских морей и, оседая здесь вместе с  $\text{SiO}_2$ , создавало тонкослоистые кремнежелезистые илы, уплотненные и метаморфизованные производные которых мы знаем сейчас под названием джеспилитов. Так создавалось пелагическое железнакопление докембрия. Самый механизм осаждения, как нам кажется, был правильно уловлен Муром и Мейнардом (1929) и состоял в том, что из общего раствора золей  $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$  и  $\text{SiO}_2^{4-}$ , внесенных в водоем в годичном цикле, железо выпадало первым, а кремнезем вторым. Следует ли связывать внос железа с летним сезоном, а кремнезема — с зимним, как это впервые предложено Т. Сакамото (1954) и затем принято Н. К. Губером, Е. А. Александровым, Ю. Г. Гершойгом и другими исследователями, остается неясным. Мне эта схема представляется весьма искусственной и противоречащей тому, что известно о гидрологии речных вод. Как бы, однако, ни обстояло дело с физико-химическим механизмом осаждения  $\text{Fe}$  и  $\text{SiO}_2$ , важно подчеркнуть, что относительная глубоководность района отложения кремнежелезистых гелей и нахождение его заведомо ниже зоны взмучивания определили сохранение седиментационной правильной тонкослоистой текстуры осадка;

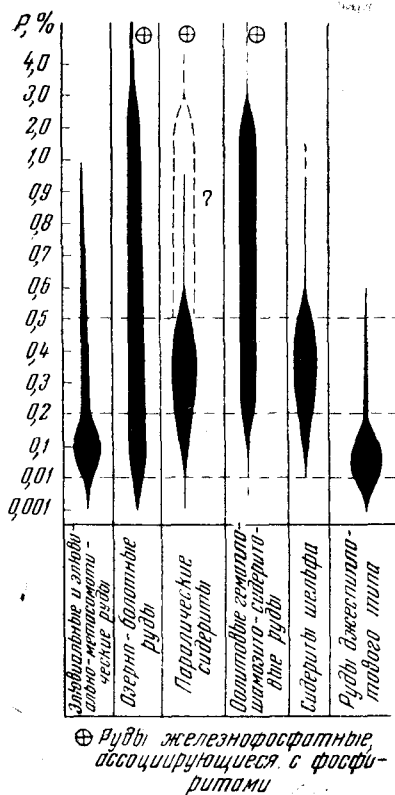
отсутствие же сколько-нибудь уловимой примеси инородных песчаных и алевроитовых частиц, около которых в диагенезе могло бы идти образование концентрических слоев минералов, определило подавление оолитовых текстур; в лучшем случае развивались микробобовины.

Чрезвычайный интерес вызывает возникновение своеобразной аутигенно-минералогической зональности джеспилитовых руд, обратной по характеру своему зональности послепротерозойских оолитовых руд. Понять ее можно лишь при одном условии, а именно, что уже в протерозое — и позднем, и раннем — транспорт железа речными водотоками осуществлялся в виде его гидроокиси, переносившейся частью как коллоидный раствор, защищенный золев  $\text{SiO}_2^{4-}$ , частью как тончайшая взвесь, «ржавец». На дно бассейнов, следовательно, уже в протерозое поступало гидроокисное железо, которое затем редуцировалось в закисные формы уже в самом осадке, в диагенезе, под влиянием органического вещества. При этом, поскольку содержание последнего в крупных водоемах тех времен, как и в настоящее время, как правило, увеличивалось от песков к глинам и затем убывало от глинистых отложений к хемогенным пелагическим, естественно получалось, что восстановленность железа росла от песков к глинистым осадкам, а потом убывала от последних к кремне-железистым. По периферии последних возникали поэтому сидеритовые, сидерит-хлоритовые и хлоритовые роговики, с большей или меньшей примесью  $\text{FeS}_2$ , с удалением же в более внутренние области бассейна эти осадки сменялись магнетитовыми и, наконец, гематитовыми роговиками. Возникла аутигенно-минералогическая зональность принципиально того же характера, что в современных океанах, но с тем отличием, что в докембрии она локализовалась, несомненно, в гораздо меньших по размерам бассейнах и на гораздо меньших глубинах сравнительно с современными океанами. Поэтому *несмотря на принципиальное сходство схем аутигенно-минералогической зональности в джеспилитовых морях и в современных океанах, их никак нельзя считать явлениями тождественными, но лишь сходными*. Различает их то, что в докембрии зональность развивалась в мелководных и ограниченных по размерам водоемах, в современный же момент она существует лишь в огромных и глубоководных бассейнах.

Случайно ли это отличие? И если нет, чем оно вызвано? Мне думается, что причина различий заключается в неодинаково сильном развитии биоса в докембрии и сейчас. Общая биомасса в докембрийских морях была, несомненно, меньше биомассы современной; к тому же она концентрировалась почти целиком в планктонной пленке; бентос только начинал развиваться и тяготел к прибрежной зоне в гораздо большей степени, чем сейчас. Отсюда явствует, что донные отложения в докембрии получали достаточно органического вещества лишь в относительно узкой и мелководной прибрежной полосе; с углублением дна и удалением от берега поступление органики в осадки убывало в гораздо большей степени, чем это наблюдается сейчас в огромных океанических бассейнах. Это значит, что зона редукции железистых соединений в осадках докембрийских морей неизбежно должна была быть гораздо уже, чем аналогичная зона в морях современных; в срединных частях даже небольших и относительно мелководных докембрийских водоемов за ней начиналась область передуцированных отложений. В последующее время увеличение биомассы планктона, а также сползание бентоса на все большие глубины вызвало расширение прибрежной зоны редукции и привело к тому, что в ограниченных по размерам и глубинам морях она заняла не только побережье, но и центральные части котловины. Пелагическая зона гидроокисных илов в этих бассейнах исчезла и сохранилась донные лишь в огромных по размерам и глубоководных океанах. То, что сейчас

наблюдаем в них, есть как бы реликт той аутигенно-минералогической зональности, которая в докембрии была характерна не только для океанических, но и для всех сколько-нибудь больших платформенных и геосинклинальных морских водосмов.

В конце протерозоя под влиянием наземной растительности началась быстрая убыль  $\text{CO}_2$  в атмосфере и поднялся рН природных вод; миграция



Фиг. 93. Содержание фосфора в различных фациальных типах руд (схема).

рейд, то смещение рудообразования к берегу вызвало как бы отрыв железа от  $\text{SiO}_2$ . Вместе с тем, поскольку в прибрежных зонах нередко осуществлялась химическая садка фосфатов, оолитовые железные руды стали явно обогащаться фосфором, что хорошо видно на фиг. 93; появились даже специфические железо-фосфатные руды. Так, из своеобразного удаленного от берега железорудного процесса докембрийских эпох постепенно выработалась та прибрежная форма его, которую мы знаем в полном развитии уже с начала палеозоя.

Из изложенного видно, что движущим фактором в эволюции железорудного процесса в истории Земли было изменение содержаний  $\text{CO}_2$  в атмосфере и связанный с этим рост рН. Как известно, многими геологами допускается также прогрессирующий рост содержаний кислорода в атмосфере, что не могло не сказаться и на истории железнакопления. Нужно сказать, однако, что установленные сейчас факты первичного накопления гидроокисного железа в пелагической зоне протерозойских морей с несомненностью доказывают, что уже в те отдаленные времена (около 2 млрд. лет тому назад) кислородный потенциал на поверхности

железа в реках и морях сильно затруднилась. Железо стало коагулировать и садиться уже в прибрежной зоне морей. Руды глубоководные сменились мелководными; рудоотложение приблизилось к берегу, а впоследствии вошло даже в реки. Эта перемена места рудообразования сопровождалась трансформацией всего петрографического облика руд. Наличие волнений в мелководной зоне не давало рудному осадку приобрести тонкую слоистость, и вместо типичных для докембрия джеспилитов стали формироваться неслоистые или только очень грубослоистые руды. Появление в гелевом осадке многочисленных зерен обломочных минералов, обычно заряженных отрицательно по отношению к окружающей среде, привело к возникновению характерно выраженной оолитовой структуры руд. Обилие разбавляющего обломочного материала в прибрежных зонах сравнительно с пелагическими понизило процентное содержание Fe в рудах; они стали более бедными сравнительно с докембрийскими джеспилитами. Так как на геохимии  $\text{SiO}_2$  изменения углекислотного почти не сказались и кремнезем по-прежнему продолжал уноситься в пелагические зоны морей,

Земли был достаточно высок для того, чтобы сделать возможной миграцию и осаждение железа в гидроокисной форме. Этот вывод согласуется с расчетами Ранкама, согласно которым бескислородный этап в развитии атмосферы был относительно кратковременным и быстро сменился этапом кислородным.

Некоторое время тому назад широким распространением пользовался взгляд, высказанный впервые Ван-Хайзом и др., согласно которому, напротив, кислорода в докембрийской атмосфере не было совсем или было очень мало. В этих условиях миграция и осаждение железа происходили не в окисной, а в закисной форме, в виде лептохлоритов и карбонатов; эти минералы и были первичной формой железа в джеспилитах; магнетитовые и гематитовые роговики развились из сидерита в результате метаморфизма. Эти взгляды недавно были повторены М. С. Точиным, Ю. Г. Гершойгом, Вулнауф и др. При такой концепции необходимо ожидать, что в магнетитовых и гематитовых роговиках окажутся многочисленные следы метасоматоза по сидериту. *Специальные исследования этого вопроса, произведенные Плаксенко, Мартыненко, Юрком, Назаровым на материалах Криворожья и Курской магнитной аномалии, Д. Уайтом и др. на материалах бивабикской и других формаций оз. Верхнего, показали, однако, что псевдоморфоз магнетита и гематита по сидериту практически нет.* Сидерит оказывается устойчивым на всех доступных исследованию глубинах джеспилитовых месторождений, а магнетит и гематит являются поэтому несомненными первичными (неметаморфическими) формами железа.

Тем самым однозначно доказывается, что доступная наблюдению эволюция железорудного процесса от протерозоя к палеозою вызвана была практически историей в атмосфере именно углекислоты, а не кислорода. Запоздалые апелляции к кислороду, все еще кое-когда появляющиеся в литературе (например — Б. П. Жижченко, 1958), стоят в противоречии с фактическими знаниями о джеспилитах и демонстрируют лишь привычки мысли, некогда усвоившей определенную концепцию и по инерции ее повторяющей, не взирая на новые данные.

### 3. Механизм образования марганцовых руд

При обсуждении генезиса марганцовых руд необходимо иметь в виду, что геохимическая подвижность Mn в условиях земной поверхности гораздо выше, чем подвижность железа. Это объясняется тем, что: а) растворимость всех типов марганцовых соединений — гидратов окисей и закиси, карбонатов, силикатов и сульфидов — выше, чем соответствующих соединений железа; б) закисные формы марганца гораздо устойчивее к действию pH и свободного кислорода, чем закисные соединения железа. «Факт гораздо меньшей растворимости  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  по сравнению с  $\text{MnO}_2$ , — пишет К. Краускопф (1957), — ведет к тому, что добавка оснований к раствору, содержащему оба металла, вызывает почти количественное осаждение железа прежде чем начинается осаждение марганца. Если раствор, содержащий по  $10^{-4}$  молей каждого металла, постепенно подщелачивается, то садка железа начинается при  $\text{pH} = 6,1$ ; марганец не осаждается до тех пор, пока pH не достигнет 9,5, а концентрация железа не упадет до  $10^{-15}$  моля. Равным образом, если pH раствора удерживается на 6,0, а редокс-потенциал постепенно подымается (например, путем разбавления  $\text{O}_2$ ), железо начинает осаждаться при  $E_h = 0,2$  в, а марганец лишь при  $+0,6$  в, когда концентрация железа в растворе снизится до  $10^{-15}$  молей. Обе реакции текут медленно, но разница темпов недостаточно велика, чтобы создать возможность более раннего осаждения марганца; при прочих равных условиях опыты показывают, что разница в скоростях осаждения благоприятствует более ранней садке железа» (1957, стр. 71).

Большая геохимическая подвижность марганца приводила к тому, что растворы его благополучно проходили через речную сеть, не осаждались и не образуя аллювиальных накоплений, и достигали морских водоемов. Очень редко при этом садка наступала в дельтовой зоне (Лабинское месторождение), как правило же растворы садили марганец и сопутствующие ему компоненты уже в самом морском бассейне и даже в нем несколько дальше от берега сравнительно с железом. Первичной формой осадка была, вероятно, перекись марганца (Грязнов, 1956). В диагенезе она редуцировалась, превращаясь в одних случаях в псиломеланы, в других — в карбонаты марганца и стягиваясь иногда в оолиты, чаще же в конкреции.

Все эти черты механизма формирования марганцовых руд свидетельствуют, что они, как и руды железные, являются типичными хемогенными образованиями.

Имеется, однако, особенность, которая их отличает от руд железных. Она заключается в несколько разной роли диагенеза, как фактора, создающего концентрацию элемента. При образовании оолитовых железных руд в диагенезе формировались лишь их аутигенная минералогия и структура; *концентрация же элемента (Fe) в рудном пласте практически не изменялась. Это руды собственно седиментационные.* При образовании руд марганцовых в диагенезе формировались не только их минералогия и структура, но в конкрециях, часто крупных, резко повышалась концентрация Mn сравнительно с вмещающей их рудной массой. Поскольку при этом конкреционный материал может быть разными путями отобран от вмещающего его пласта, очевидно, что в процессе конкрециеобразования дополнительно улучшалось качество руды. *Диагенез выступает в данном случае как процесс, в известной мере рудообразующий.* Для количественной оценки этой роли его В. И. Грязнов (1956) сопоставил для Никопольского месторождения валовой химический состав рудного пласта в целом с составом рудного концентрата, т. е. конкреций, отсеянных от вмещающей массы — цемента (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Диагенетическая концентрация компонентов в желваковой карбонатной руде  
(по В. И. Грязнову)  
(за единицу принято содержание данного компонента в необогащенной карбонатной руде)

| Компоненты                               | Содержание    |                      |        | Компоненты                               | Содержание    |                      |        |
|------------------------------------------|---------------|----------------------|--------|------------------------------------------|---------------|----------------------|--------|
|                                          | в концентрате | в отдельных желваках |        |                                          | в концентрате | в отдельных желваках |        |
|                                          |               | обр. 1               | обр. 2 |                                          |               | обр. 1               | обр. 2 |
| Mn . . . . .                             | 1,08—1,25     | 1,37                 | 1,11   | SO <sub>3</sub> . . . . .                | 0,93—1,20     | 0,15                 | 0,17   |
| CaO . . . . .                            | 1,10—1,44     | 0,57                 | 1,37   | P . . . . .                              | 0,89—1,83     | 1,23                 | 2,30   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0,53—1,94     | 0,43                 | 0,31   | SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0,48—0,68     | 0,36                 | 0,38   |
| FeO . . . . .                            | 0,33—1,87     | 1,27                 | 0,79   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0,64—0,97     | 0,79                 | 0,92   |

Из табл. 23 видно, что концентрация марганца в карбонатных конкрециях на 11—37% выше, чем в рудном пласте; диагенетическое перераспределение элемента в данном случае заметно улучшило качество рудного концентрата. «Если в ходе седиментогенеза, — пишет В. И. Грязнов, — создается концентрация марганца по сравнению с кларковым содержанием примерно в 200 раз, то диагенез увеличивает эту концентрацию еще в 1,25—1,37 раза, т. е. доводит кларк концентрации до 250—270»



(стр. 228). В других случаях, на иных месторождениях, рудообразующая роль диагенеза при формировании марганцевых руд могла быть, понятно, и меньшей и большей, чем в никопольских рудах.

Учитывая заметную роль диагенетического перераспределения элемента при образовании марганцевых руд, целесообразно, как это и сделал В. И. Грязнов, выделить их в особую подгруппу седиментационных руд и называть *седиментационно-диагенетическими*. Проявиться же положительное действие диагенеза могло в данном случае лишь благодаря повышенной геохимической подвижности марганца в диагенезе.

Сопоставляя составы марганцевых и железных руд (табл. 19—21), нельзя не обратить внимания на удивительную чистоту марганцевых руд от примеси железа: в то время как кларки концентраций марганца в железных рудах равны или даже выше кларков концентраций железа, в марганцевых рудах, напротив, Mn концентрируется обычно в сотни раз выше кларка, железо же находится в количествах кларковых, либо ниже последних. В процессе образования марганцевых руд происходило, следовательно, резко выраженное отделение Mn от железа. Механизм его был, по-видимому, следующий. Нужно иметь в виду, что Mn удаляется из коры выветривания в виде  $MnCO_3$ , а это соединение, как сильно щелочное, начинает выноситься из выветривающихся пород еще в щелочную стадию элювиального процесса, вместе с  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ , при  $pH \approx 8,5$ , когда железо оказывается *иммобильным* и накапливается в коре выветривания. *С этой стадией щелочного выветривания материнских марганцевых пород при условии невысоких Eh* и связано отделение марганца от железа, титана и других элементов. Благодаря своему сильно щелочному характеру, рудные марганценозные растворы обычно обеднены сопутствующими компонентами, кроме бария, кобальта, и это определяет резко иной геохимический облик марганцевых руд сравнительно с железными.

Массовый вынос железа и образование его руд реализуются на гораздо более зрелой стадии выветривания, когда pH понижен до примерно 7 и ниже, при более низких Eh и при развитии заболачивания. Поскольку щелочная стадия, благоприятная выносу Mn, в дальнейшем далеко не всегда сменяется условиями, благоприятствующими массовому выносу Fe, марганцевые и железные руды также только в единичных случаях встречаются совместно, как правило же, они образуют самостоятельные накопления как во времени, так и в пространстве.

Несравненно большая интенсивность марганцеворудного процесса в докембрийские времена сравнительно с послепротерозойскими связана, как и у других членов триады, со значительно более высоким содержанием  $CO_2$  в докембрийской атмосфере. При низком pH природных вод в раннем архее марганец легко мигрировал в закисной форме и уносился далеко в пелагическую область моря, где и осаждался в виде  $MnCO_3$ , часто совместно с  $CaCO_3$ . При росте pH в конце докембрия эти миграции  $MnCO_3$  должны были сократиться и руды Mn приблизиться к берегу, но благодаря большой геохимической подвижности Mn не столь близко к береговой линии, как у железа. Кроме того, в послепротерозойские времена садка марганца из воды стала происходить уже в виде перекиси и лишь в диагенезе последние вновь преобразовывались в карбонат марганца. При перераспределении  $MnCO_3$  в диагенезе и образовании конкреций стало осуществляться дополнительное обогащение руды.

#### 4. Общая схема рудообразования в триаде Al—Fe—Mn

Рассмотрев рудный процесс порознь для бокситов, Fe- и Mn-руд, мы можем теперь получить представление об общей схеме рудообразования в триаде в целом.

Характерную черту этого процесса составляет его несомненная необратимая эволюция в истории Земли, смена форм от ранних времен к более поздним. Поэтому всякая научная теория рудообразования в триаде  $Al - Fe - Mn$  должна как-то отражать эту эволюцию рудного процесса, хотя бы в самых общих чертах.

Начальная доступная объективному изучению стадия рудоотложения, отвечавшая обилию  $CO_2$  в докембрийской атмосфере, характеризовалась очень большой напряженностью рудного процесса; в это время возникли массы  $Al - Fe - Mn$ -руд, далеко превзошедшие то, что известно из послепротерозойских эпох. Вместе с тем фациально рудоотложение было сдвинуто в более пелагические области моря: меньше — у бокситов, больше — у  $Fe$ -руд и особенно у  $Mn$ -руд, соответственно геохимической подвижности рудообразующих элементов. По механизму образования все рудные накопления были, вероятно, хемогенными и первично-седиментационными; диагенез даже в формировании их минералогии и структуры большой роли не играл.

Прогрессирующая убыль  $CO_2$  в атмосфере вызвала у всех членов триады резкое ослабление рудообразования и одновременно передвижение их в направлении к берегу, что обусловлено падением геохимической подвижности у всех членов триады. Особенно резко сказалось это смещение в направлении к континенту у наименее подвижного  $Al_2O_3$ : его рудные накопления с конца протерозоя локализуются почти целиком в пределах водосборных пространств, лишь слегка заходя в самую периферическую часть морских бассейнов. Значительно сдвигаются в направлении к берегу и железные руды, одновременно из джеспилитовых становясь оолитовыми гидрогетит-шамозит-сидеритовыми. Вероятно, в известной мере смещаются и руды марганцовые, что приводит к появлению среди них, наряду с закисными, карбонатными, также окисных руд в наиболее мелководных областях; эта окисная зона является, однако, лишь узкой прибрежной оторочкой более обширных глубоководных карбонатных марганцовых накоплений.

Параллельно с передвижением рудных фаций в направлении от более глубоководных частей моря к берегу и на континент, убыль  $CO_2$  в атмосфере вызвала существенную перестройку *самого механизма* образования рудных концентраций. В послепротерозойское время у разных членов триады он становится неодинаковым.

Чрезвычайно малая подвижность алюминия и титана, с ним неотрывно связанного, ведет к тому, что основным механизмом возникновения бокситов в послепротерозойские времена становится перемыкание латеритной коры выветривания и переотложение ее в реках, озерах и в самой прибрежной части морей. Большая подвижность железа, но лишь в закисной форме, влечет за собой значительные миграции его в виде растворов, но лишь тогда, когда дренируются заболоченные пространства; при этом при значительной длине рек руды возникают уже в их долинах, при меньшей — в дельтовой зоне, при малой — в озерах или в морях, но в мелководной зоне. Садка железа из растворов осуществляется благодаря окислению  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$ ; но в диагенезе происходит вновь редукция окиси в закись и формируются аутигенные лептохлориты и карбонаты железа и отчасти сульфиды; в диагенезе же возникает оолитовая текстура руд. Определяя минералогию и текстурные черты железных руд, процессы диагенеза, однако, не содействуют в уловимой степени дальнейшему концентрированию рудного элемента, не облагораживают руд. Большая подвижность марганца влечет мобилизацию его еще в щелочную стадию выветривания водосборов, вероятно, без обязательного их заболачивания. Благодаря этой же подвижности,  $Mn$  практически не накапливается в речных долинах и лишь редко садится в дельтах, в главной же массе своей,

поступает в море, причем выделяется здесь в виде  $MnO_2$  на участках, более удаленных от берега, чем руды железа. Та же подвижность марганца приводит в диагенезе к его усиленному перераспределению внутри рудного пласта и к возникновению стяжений и линз марганцовых соединений с более высокой концентрацией металла, чем первоначально в пласте; руда повышает свое качество.

Так, в условиях послепротерозойского времени рудообразование у каждого члена триады приобретает индивидуальные черты, сказывающиеся и в фациальных профилях руд и в самом механизме осаднения и концентрирования рудного элемента.

При наличии индивидуальных черт в механизме рудообразования, на что до сих пор не обращалось должного внимания, у рудной триады сохраняются и две важные общие черты. Образование *руд у всех членов триады непосредственно связано с выносом материала с континента; запасы Al, Fe, Mn в растворе в морских водах столь ничтожны, что никакого участия в формировании руд триады не принимают.* Это обстоятельство важно подчеркнуть потому, что, как увидим ниже, существует другая генетическая группа высоких концентраций компонентов, которая, напротив, связана не с непосредственным поступлением вещества с водосборов, а с мобилизацией огромных их запасов в самой океанической воде, медленно пополняемых речным стоком. Это тетрада:  $P - CaCO_3 - SiO_2 - MgCO_3$ , ясно противопоставляемая в этом отношении триаде  $Al-Fe-Mn$ . Интересна и другая характерная черта.

Тесная связь с подачей материала с континентов и тот факт, что только гумидные условия обеспечивают достаточную подвижность  $Al-Fe-Mn$  в коре выветривания, приводят к *строгой привязанности рудных накоплений триады к гумидным поясам.* Лишь у наиболее подвижного марганца руды в *единичных случаях* слегка переступают границу гумидных зон, как это имеет место, например, в Улутелякском месторождении верхнепермского возраста на территории Башкирии. *Рудная группа  $Al-Fe-Mn$  является поэтому моноклиматической, специфически гумидной, в отличие от биклиматической группы  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ , накопления которой возникают не только в пределах гумидных поясов, но и в аридных зонах, в слабо минерализованных морских бассейнах.*

### III. РАЗМЕЩЕНИЕ РУД $Al-Fe-Mn$ НА ТЕРРИТОРИИ ГУМИДНЫХ ЗОН

Крупной проблемой теории гумидного седиментогенеза, важной для прогноза руд  $Al-Fe-Mn$ , является раскрытие закономерностей их географического размещения на территории гумидных зон.

Мы рассмотрим эту проблему только для послепротерозойского отрезка геологической истории, ибо лишь для него существует достаточно обильный фактический материал и сами первичные соотношения сохранились во многих случаях достаточно ясно.

Выясним вначале, к каким вариациям гумидного климата и в какой степени приурочиваются руды  $Al-Fe-Mn$ .

#### 1. Размещение руд $Al-Fe-Mn$ в различных поясах гумидного климата

При анализе этого вопроса следует различать по крайней мере четыре разновидности гумидных климатических условий. Первой является собственно тропическая влажная зона, расположенная между северной и южной аридными областями. *Для нее во все времена послепротерозойской истории Земли были характерны наибольшие температуры и влажности, хотя абсолютные величины их, несомненно, изменялись от одного*

периода геологической истории к другому. Вторая или субтропическая разновидность гумидного климата локализуется в более или менее широкой полосе по внешнюю сторону северной аридной области в северном полушарии и соответственно по внешнюю сторону южной аридной области в южном полушарии. Для этих участков характерно сочетание еще значительных температур с меньшей, чем под тропиками, влажностью: на отдельных участках зоны возможны были более или менее явственные засушливые сезоны в течение года. Третьей разновидностью гумидного климата является собственно умеренный влажный климат — типа климата Русской равнины и Западно-Сибирской низменности. Для этой модификации типично сочетание сравнительно низкой средней температуры года с малым количеством осадков и наличие резко выраженных холодных сезонов с длительно устойчивым снежным покровом. Наконец, четвертая — бореальная — разновидность гумидных условий свойственна крайней северной полосе, примыкающей к области ледового седиментогенеза, т. е. к геологически устойчивой околополярной ледовой шапке. Для этой зоны типично сочетание очень низких средних годовых температур с очень малой влажностью. По абсолютным величинам годовых метеорных осадков эта полоса отвечает областям аридным, и только крайне низкое испарение делает баланс влаги здесь положительным, а зону принадлежащей гумидному климату. Существенную черту бореальной зоны составляет также развитие вечной мерзлоты грунтов. Понятно, что проведение четких границ между субтропической, умеренной и бореальной полосами в областях, лежащих вне аридных зон, для отдельных геологических периодов пока невозможно. Они выделяются лишь приблизительно; в большинстве случаев большую помощь при этом оказывают ископаемые органические остатки, особенно наземной флоры; некоторое наведение дает учет простого географического местоположения участка относительно достоверно пролегающих аридных полос.

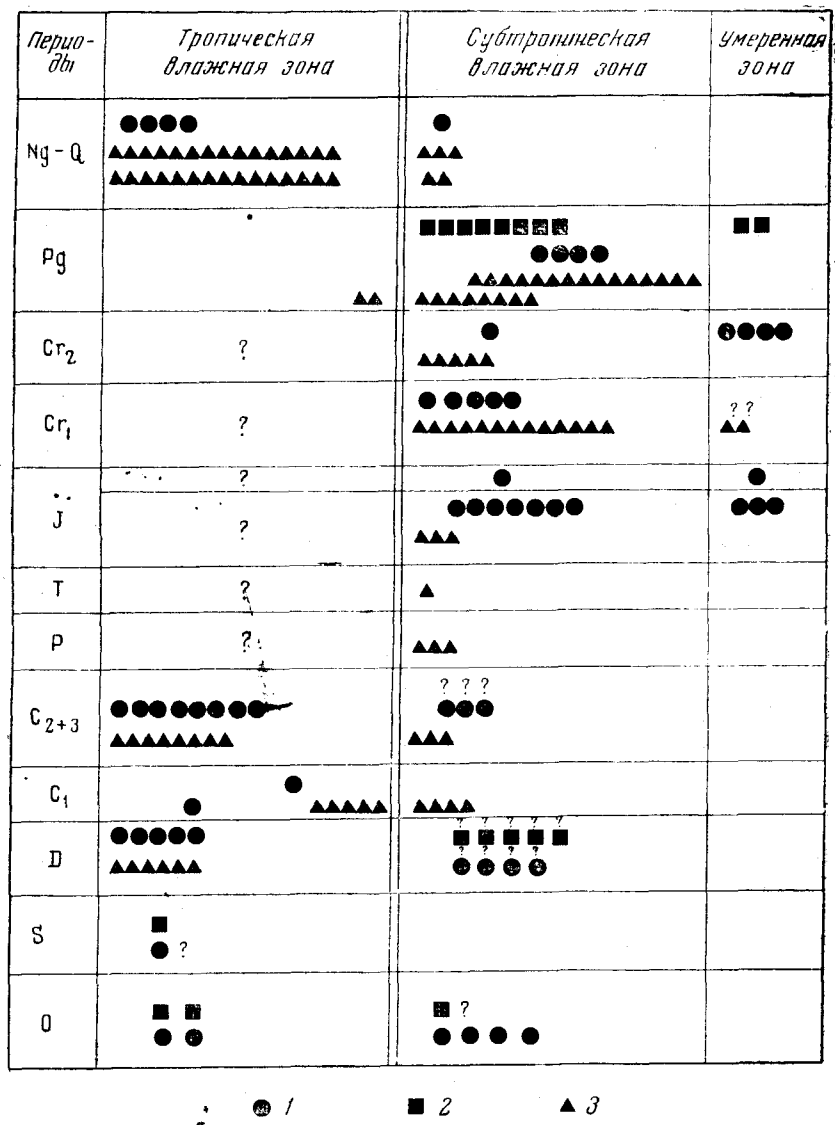
В основу дальнейшего изложения положены материалы, изображенные на палеоклиматических картах, описанных в первом томе монографии.

Древнейшими рудными накоплениями, о климатической принадлежности которых можно сейчас говорить, являются ордовикские месторождения железа и марганца (фиг. 94).

К тропической зоне принадлежат крупные месторождения железа на Ньюфаундленде и в Новой Шотландии с запасами порядка 8 млрд. т, железистые кварциты Вост. Саяна, расположенные на большой (700 км<sup>2</sup>) площади, а также марганцовые руды Бэттсвил (Арканзас) и Аппалачской области. В явной субтропической южной полосе располагаются аренитские железные руды Зап. Европы — Нормандии и Бретани (около 1,85 млрд. т), Эйфеля, Вост. Тюрингии и Богемии, а также марганцовые месторождения Карнарвоншайра в Англии (здесь же и железные руды) и округа Сальм в Бельгии. Трудно сравнительно оценить массы руд, возникших порознь в субтропической и тропической областях, но, по-видимому, они одного порядка, хотя и с преобладанием тропических.

В силурийский период рудообразование пространственно заметно сокращено, причем локализуется исключительно в тропической полосе. В это время на огромном пространстве окраинных частей Аппалачской геосинклинали формируются клинтинские оолитовые железные руды с запасами в 14,3 млрд. т, а также аналогичные руды штата Висконсин, возникшие в один из моментов сокращения аридных условий в северной аридной зоне. На территории Китая к концу ордовика или к силуру относится ряд месторождений Mn в провинции Хунань, по-видимому, крупных по размерам; они также принадлежат тропической области.

В девонское время рудообразование вновь занимает большие пространства. На крайней западной оконечности тропической влажной зоны известны небольшие по масштабам руды Орискани в Аппалачах, приуроченные к  $D_1$ . Главная же масса руд связана с Евразийской провинцией.



Фиг. 94. Климатическое распределение триады Al — Fe — Mn-руд.  
1 — железные руды; 2 — марганцевые руды; 3 — бокситы. Число точек каждого типа руд в каждой графе отвечает числу месторождений на соответствующих палеоклиматических картах тома I монографии. Распределение их по горизонтали в каждой графе приблизительно воспроизводит локализацию руд относительно аридных зон.

Наиболее характерным членом ее являются бокситы Урала. Они встречаются здесь по крайней мере на шести стратиграфических горизонтах (основание  $D_2^1$ , козереченский горизонт, основание  $D_2^2$ , основание  $D_3^1$ , орловская свита и др.), причем протягиваются на громадном расстоянии

вдоль Уральского хребта и отличаются большими запасами. В пределах Южн. Урала, к югу от полосы бокситов, среди кремнистых сланцев  $D_1$  и основания  $D_3$  сконцентрировано много мелких месторождений марганца, но они, вероятно, имеют эффузивно-осадочный генезис. Западнее, еще в пределах тропической влажной зоны, сформировались оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды Башкирии, западного склона Урала и Тимана, а также Воронежской антеклизы; восточнее Урала — среднедевонские бокситы Салаира. К северной субтропической зоне относится Побединское Fe-месторождение средней Колымы. В южной субтропической зоне, на близком расстоянии от южной аридной полосы, возникли железные руды Испании, Рейнских сланцевых гор, Гарца, Судет ( $D_2$ ), но подавляющее большинство их имеет несомненный эффузивно-осадочный генезис. Если исключить эти эффузивно-осадочные руды, то окажется, что собственно осадочные локализованы почти исключительно в пределах тропической влажной зоны.

В *нижнекарбоновую эпоху* в собственно тропической влажной зоне сформировалась обширная западноевропейская марганценосная провинция. В нее входят, прежде всего, руды нижнекульмских слоев Корнуэльса, представленные многочисленными конкрециями и глыбами родонита. В средней Германии карбонатные, залегающие среди кремнистых сланцев, марганцовые накопления многочисленны в Рейнских сланцевых горах (Биденкопф, Дилленбург, Херборн), Келлервальде, Гарце (Эльбингероде) и в Тюрингии (Лихтенгайн). Впрочем, это только наиболее крупные и известные концентрации марганца; вообще же, по словам К. Гуммеля, среднегерманский кульм почти везде, где он выходит, оказывается содержащим марганец. За редкими исключениями, марганцовые накопления, однако, тесно ассоциируются пространственно и стратиграфически с подводными диабазовыми эффузиями и имеют, вероятно, эффузивно-осадочное происхождение. К югу от Германии значительные массы марганцовых руд кульма открыты на Пиренейском полуострове, где руды, аналогичные среднегерманским и в той же ассоциации с основными эффузивами, распространены в провинции Гуэльва и в Пиренеях. К той же тропической влажной зоне относятся уже настоящие осадочные бокситы Белгородского района, тульские и липецкие первично-сидеритовые руды, ибо они, судя по ситуации, весьма близки к нижнекарбоновому экватору. На значительно большем удалении от последнего и, вероятно, уже в условиях влажных субтропиков возникли бокситы тихвинские, североонежские и южнотиманские.

В *средне- и верхнекарбоновую эпоху* главное рудообразование опять сосредоточивается преимущественно в тропической зоне. На западе ее формируются бокситовые месторождения Внутреннего и Аппалачского угленосных бассейнов, а также сидеритовые руды в этих и других верхнекарбоновых угольных бассейнах США. На среднем участке тропической влажной зоны, в Европе, возникли бокситовое месторождение в Шотландии и ряд крупнейших по запасам сидеритовых руд, подчиненных угленосным толщам Англии, Франции, Бельгии, Германии и нашего Донбасса. Крайним восточным выходом тропических рудных накоплений являются бокситы Средней Азии (шахристанские). К северу от северной аридной зоны, т. е. достоверно в условиях влажных субтропиков, сформировались бокситовые руды Центр. и Сев. Китая (Шандунь, Манси и др.). К этой же полосе относятся многочисленные сидеритовые накопления в угленосных толщах Воркуты, Караганды, Кузбасса, правда, еще не изученные с рудной точки зрения.

*Пермский период* чрезвычайно скуден рудопроявлениями. Заслуживают упоминания лишь горизонты аллитовых глин в пермских отложениях Центр. и Сев. Китая, географически относящиеся, вероятно, к зоне

влажных субтропиков, а также сидериты в пермских угленосных бассейнах Южн. Африки, Индии, Австралии.

От триасового периода известны лишь бокситы в Гиссарском хребте, возникшие, по всей вероятности, в зоне тогдашних влажных субтропиков.

Начиная с юры, при анализе климатического размещения руд мы можем опереться уже не только на их позицию относительно аридных зон, но и на показания наземной флоры. Для лейяса и доггера Евразии, как известно, палеоботаники выделяют в настоящее время две ботанические провинции — Сибирскую и Индо-Европейскую (Вахрамеев, 1957). Первая характеризуется преобладанием хвойных и гинкговых древесных растений, образовывавших здесь хвойно-гинкговую тайгу. Среди гинкговых были представлены роды: *Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis* и *Czekanovskia*; два последних рода сбрасывали листья целыми пучками. Среди хвойных преобладали древние типы: *Podozamites* и *Pityophyllum*. Древесины хвойных и гинкговых обнаруживают отчетливые годовичные кольца. «Нижний ярус в этих лесах, — по В. А. Вахрамееву, — составляли разнообразные папоротники, среди которых были особенно распространены представители родов *Cladophlebis*, *Coniopteris* и *Rhaphelia*. Последний известен только в пределах Сибирской области. Кроме папоротников произрастали мелкие хвощи и редкие цикофиты...; количество их увеличивалось к югу». Древовидных папоротников здесь, по-видимому, не было.

Иными чертами характеризовалась флора Индо-Европейской провинции. Для нее характерно большое родовое и видовое разнообразие цикадовых (особенно родов *Pterophyllum*, *Otozamites*, *Zamites*, *Taeniopteris*, а также наличие хвойных, близких к современным араукариевым. Напротив, «гинкговые в составе растительности Индо-Европейской области имели подчиненное значение. Так, среди европейских и индийских флор не встречены *Phoenicopsis* и очень редки *Czekanovskia* и *Sphenobaiera*. Отсутствуют здесь и *Pityophyllum*. Заметно реже встречаются подозамиты». Разнообразны папоротники, среди которых нередко встречаются древовидные. У древесных форм Зап. Европы годовичные кольца еще сохраняются, но выражены слабо, несравненно слабее, чем у древесных форм Сибирской провинции. «Если мы представим себе, — пишет В. Готан, — в наших широтах (т. е. в Зап. Европе. — Н. С.) 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 годовичных колец роста станет совершенно понятным» (Готан, 1912). Из сказанного явствует, что Индо-Европейскую ботаническую провинцию по всем признакам следует трактовать как субтропическую влажную, а Сибирскую как типичную умеренную. Севернее, в области архипелага Шпицбергена, в конце юры и в начале мела обозначается и холодно-умеренная область, которая, возможно, существовала уже в лейяс-доггере.

Рудообразование эпохи  $J_{1+2}$  реализовалось как в субтропической, так и в умеренной зонах, но было существенно различно. В субтропической полосе формировались колоссальные (многомиллиардные) железорудные месторождения Англии, Франции, Германии, Польши; в Прикарпатье к ним присоединяются небольшие месторождения бокситов; восточнее, на Кавказе, — также Fe-руды Малки и Дагестана; в Средней Азии — бокситы Гиссарского хребта и Ферганы. В умеренной зоне этому интенсивному рудоотложению противостоят ничтожные по размерам кировские и приокские сидериты, бобовые железные руды Орской депрессии. Все это весьма далеко от того, что наблюдается во влажных

субтропиках. Таким образом, в ниже- и среднеюрскую эпохи центр рудообразования явно локализован во влажных субтропиках.

В верхнеюрское время климатические различия имеют тот же характер, что в лейяс-доггере. «В продолжение верхней юры...», — пишет В. А. Вахрамеев, — Сибирская флористическая область сохранила самостоятельность, однако размеры ее несколько сократились вследствие того, что во второй половине верхнеюрской эпохи территория Казахстана и южной части Западной Сибири была занята засушливым поясом, в пределах которого отлагались осадки, практически лишенные остатков растений» (стр. 93). Еще в большей степени вытеснение гумидных условий аридными произошло на площади Зап. Европы. Зато на крайнем севере (Шпицберген) впервые появляются достоверные следы холодно-умеренной области.

Рудообразование верхнеюрской эпохи ничтожно по размерам и ограничивается железными рудами формации Везер в Германии (среди карбонатных каралловых отложений) и ничтожными по запасам сильно фосфатными сынтюльскими рудами на Русской платформе. Первые принадлежат заведомо субтропической зоне, вторые, по-видимому, самому югу зоны умеренной.

В нижнемеловое время Сибирская ботаническая провинция несколько смещается к северу сравнительно с юрской; особенно значительно это смещение в Европе. Одновременно здесь резко отодвигается к югу аридная область. В результате в Европе обозначается обширная зона теплого и влажного субтропического климата, на территории которой образуется много железных руд (в Англии, Германии) и бокситов (по обе стороны Пиренеев, в Венгрии, Югославии, Греции). Отсюда после значительного перерыва бокситы в большом количестве появляются на Южн. Урале, в Каменском и Притобольском районе, в Тургае (Кушмурун), в Акмолинской области. Интересно, что железные руды во всей описываемой области располагаются севернее бокситов и лишь в Алапаевском районе заходят в бокситовую зону. На полосу умеренного климата приходится бокситы Чулымо-Енисейской впадины и по северной окраине Енисейского края, но они здесь весьма незначительны. Не исключено, что юго-западная часть Сибирской платформы отличалась тогда более влажным и теплым климатом сравнительно с остальными частями умеренной области (Сибирской ботанической провинции).

В верхнемеловое время границы ботанических провинций вновь несколько сместились к югу. Характерной особенностью Сибирской провинции является, — по В. А. Вахрамееву, — преобладание хвойно-широколиственных лесов, в составе которых особенно многочисленны были представители семейства платановых: *Platanus*, *Protophyllum*, *Credneria*, *Aspidiophyllum*. В конце мела появились различные сережкоцветные — *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, из хвойных — представители таксодиевых (различные секвойи и др.) и сосновых — сосна, ель, кедр, пихта. В нижнем ярусе хвойно-широколиственных лесов произрастали разнообразные папоротники». Флористический состав Сибирской области был довольно однообразен на всем ее протяжении. Листопадность большинства покрытосеменных показывает, что климат ее, как и прежде, был умеренным и влажным. Анализируя сантонскую флору р. Лозьвы с макрокитоциями, А. Н. Криштофович пишет: «Возможно, что просто умеренный, но без резких колебаний морской климат, вроде огнеземельского, со средней годовой температурой около  $+2^{\circ}\text{C}$ , или, как на о. Хоккайдо, с его в среднем  $+6,0^{\circ}\text{C}$  годовых, но без его усиленных минимумов, дал бы возможность существовать на севере Урала тому комплексу, который мы находим по р. Лозье... Возможно, но необязательно, на Лозье были даже кратковременные морозы до  $-8$  или  $-10^{\circ}\text{C}$ » (1933).



В составе Европейской ботанической области среди покрытосеменных преобладающее значение имели вечнозеленые формы — магнолиевые, миртовые, лавровые, часто узколистные (например, флоры Португалии и Закавказья), в то время как листопадные формы встречались реже. Это свидетельствует о более теплом, чем в Сибирской области, климате, местами вблизи аридной полосы, с засушливыми сезонами.

Определение изотопным методом абсолютных среднегодовых температур маастрихтского времени в образцах, происходящих с побережья Мексиканского залива, из Южн. Англии и Дании, показало, что в США температуры колебались от 14,9 до 18° С, в Англии от 14,2 до 19,3° (один раз 23,8°), в Дании от 12,3 до 14,3°С. Были исследованы также абсолютные температуры во всем разрезе Ст<sub>2</sub> Зап. Европы и США, а также Русской платформы, причем оказалось, что в течение верхнемеловой эпохи температура в океане медленно нарастала до коньякско-сантонской эпохи, когда достигла по белемнитам в среднем около 20° С, а по устрицам 25—26° С; позже началось ее падение.

Как следует из географического положения рудных месторождений, часть из них, а именно — все бокситовые на юге Франции, в Италии, Венгрии, Югославии, а также месторождения железных руд Хоперское и Тускалуза (в США) — принадлежат субтропической зоне. В умеренной зоне достоверных бокситовых месторождений пока не обнаружено, но железорудных много: Мугайское, Лозьвинское и Аятское на Урале, Колпашинско-Нарынское по восточной окраине Западно-Сибирской низменности. Железные руды опять заходят севернее бокситовых, причем в умеренной зоне они дают колоссальные массы.

Распределение рудных накоплений в кайнозое существенно отличается от вышеописанного мезозойского.

В палеогене четко выявляется несколько климатических рудных поясов. К тропическому влажному поясу, расположенному между двумя аридными полосами, относятся индийские эоценовые бокситовые месторождения Джамму, Сурат и Катни; между ними располагаются железорудные месторождения. Общая масса руд, сосредоточенных в этих тропических накоплениях, однако, ничтожна сравнительно с массой палеогеновых руд вообще.

Несравненно значительней рудная полоса, примыкающая к северной аридной области в США и Европе. Ее климатические условия в палеогене давно и хорошо выяснены. Это область влажного субтропического климата, унаследовавшая свой режим еще от мезозоя. Специфическую особенность населявшей ее вечнозеленой флоры составляет, по А. Н. Криштофовичу, то, что она является «наиболее типичной тропической флорой из существовавших в Европе»; «по составу она довольно сильно напоминает флору тропической Азии, индомалайскую». Это сходство может означать, конечно, лишь то, что температура палеогенового периода, после некоторого понижения в конце Ст<sub>2</sub>, в эоцене вновь заметно поднялась. Значительной была и влажность. Впрочем, местами, например в полосе от Волыни до Южн. Урала, наблюдаются признаки наличия в году засушливого сезона.

На западной оконечности влажных субтропиков палеогена, в Соединенных Штатах располагаются эоценовые арканзасские бокситы и бокситы Аппалачской зоны, прослеженные почти на всем ее протяжении. Здесь же рассеяны во множестве точек железо-марганцовые месторождения карстового типа, так называемые *Mountaine ores*. В Евразии субтропическую полосу отличает множество месторождений. Это бокситы Истрии, Далмации, Венгрии, Никопольского района, многочисленные мелкие эоценовые железорудные месторождения Уэльса, Бельгии, Германии, Альп и огромные аллювиально-дельтовые, несколько более молодые

(олигоценые) месторождения в Сев. Приаралье, Лисаковке, Лоциновке; обильные и нередко огромные месторождения марганца, протянувшиеся от западной оконечности Альп через Италию, Буковину к Никополю, отсюда к Лабе (на Сев. Кавказе), Чиатурам и к Мангышлаку. Именно здесь, в описываемой Евразийской области, и сконцентрированы вообще главнейшие настоящие осадочные накопления марганца.

Севернее влажных субтропиков, в пределах умеренной зоны, рудообразование также осуществлялось. У самого южного края этой климатической полосы сформировались амангельдинские, акмолинские, чулымо-енисейские и татарские бокситы, много севернее уральские марганцовые руды (месторождения Полуночное, Марсяты и др.).

Впервые появляется в палеогене рудообразование в полосе южных влажных субтропиков, располагавшихся в Южн. Америке, Африке, Австралии. Эта южная субтропическая зона, однако, обнимает очень малую площадь, соответственно чему содержит лишь небольшое число рудных месторождений к тому же малого значения. Сюда относятся, в частности, бокситы Вост. Австралии.

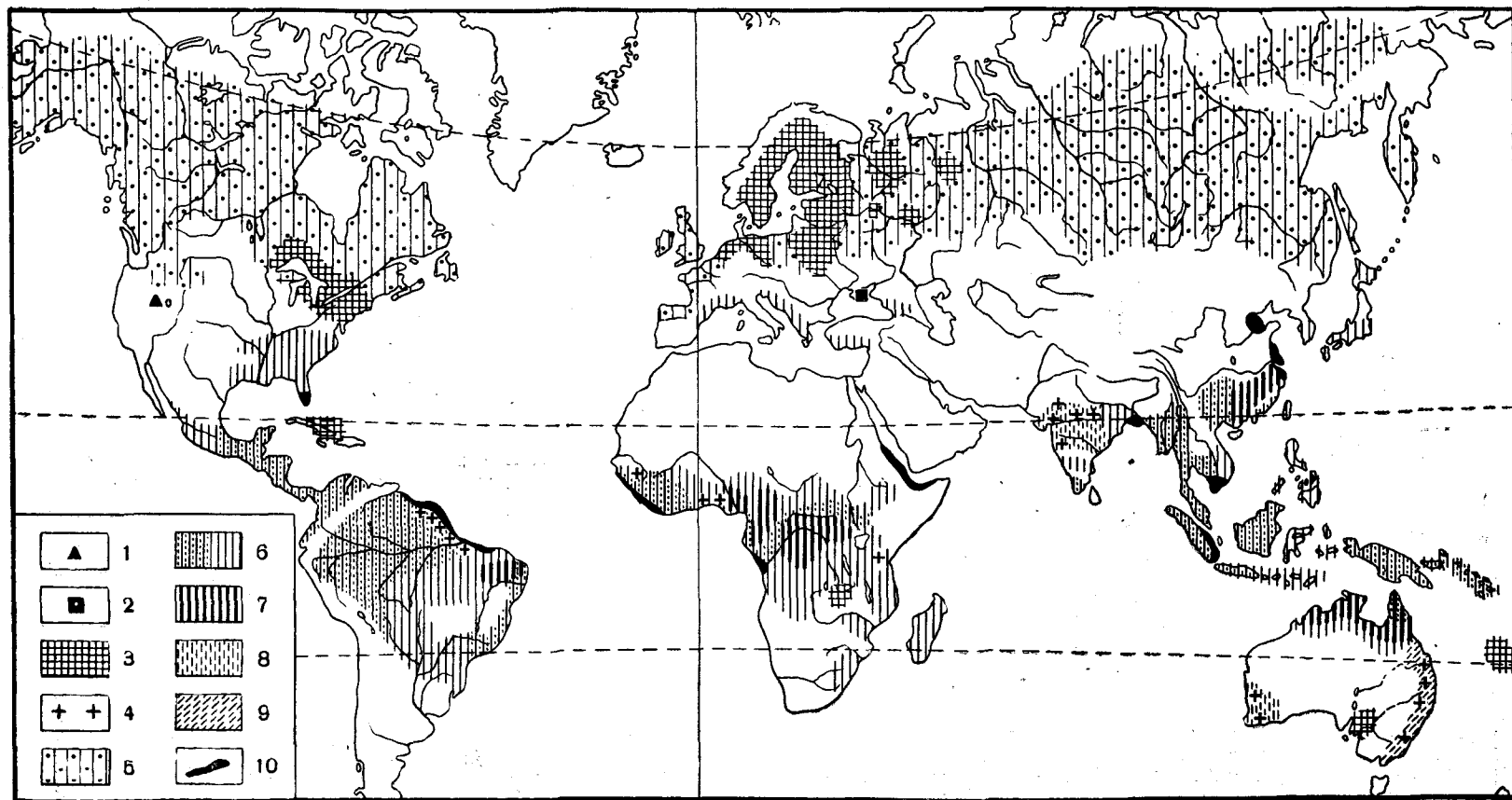
В целом же, несмотря на развитие палеогенового рудообразования в разных климатических поясах, центр его — по массе и по разнообразию руд — находится, несомненно, во влажных субтропиках и, в частности, на Европейско-Азиатском их участке.

Существенно иначе локализуется рудообразование в неогене. Как легко убедиться из рассмотрения соответствующей карты и фиг. 95, максимум рудообразования приходится на этот раз на *тропический влажный пояс*, между обоими, его ограничивающими, аридными зонами. Чрезвычайного развития достигают здесь бокситы, дающие множество бокситовых районов, порою с крупными запасами. На крайнем западе это бокситы Гватемалы, Ямайки, Гаити; в Африке — бокситы Камеруна, Ганы на Гвинейском побережье, бассейна Лимпопо на юго-востоке, а также на Мадагаскаре; в Индии — бокситы прибрежного района и Декканского плоскогорья, сформировавшиеся на трапвых покровах; на юго-восточном конце Азии — в Южн. Китае (о. Хайнань), в Бирме, во Вьетнаме и в Индонезии, особенно на о. Суматре и о. Борнео. Вместе с бокситами в тропической зоне возникло много железорудных месторождений иногда с многомиллиардными запасами. Из числа наиболее крупных упомянем месторождения о. Кубы на серпентинитах, Конакри, Того, котловины Конго и низовьев р. Конго, а также у оз. Бангвело в Южн. Африке, наконец, на о. Борнео, на Филиппинах, в Новой Каледонии. Что касается марганцовых руд тропической зоны, то процесс свелся в данном случае к формированию марганцовых шпал на карбонатно-родонитовых, более бедных металлом, марганцовых накоплениях в докембрийских отложениях.

Нетрудно видеть, что весь процесс неогенового рудообразования в тропическом влажном поясе представляет собою нечто единое и теснейшим образом, прямо и косвенно, был связан с развивавшейся здесь мощной латеритной красноцветной корой, в значительной мере сохранившейся и донныне.

Вне тропиков, неогеновые рудные накопления встречены в штатах Орегон, Вашингтон, Колумбия (бокситы на миоценовых лавовых покровах), в Келлервальде (тоже бокситы) и на Крымском полуострове — Керченский железорудный бассейн. Во всех случаях руды близко примыкают к северным аридным областям и возникли, несомненно, в условиях тепло-влажного климата, но скорее близкого к умеренному, чем к субтропическому.

Окидывая общим взглядом размещение руд  $Al - Fe - Mn$  внутри общей площади гумидных климатов, нетрудно установить следующие две характерные закономерности.



Фиг. 95. Месторождения гипергенных железных, марганцевых руд и бокситов конца неогена, четвертичных и современных.

1 — четвертичное месторождение Mn 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 последлениковая кора выветривания северной таежно-подзолистой зоны с развитыми на ней подзолистыми почвами; 6 — мощная красноземная кора выветривания тропиков и субтропиков; точки указывают на местное развитие в верхних горизонтах ее подзолообразовательных процессов; 7 — латериты; 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; 10 — марши и мангровые заросли на болотистых участках морских побережий тропиков и субтропиков.

1. Известные сейчас руды триады локализуются главным образом на площади влажных тропиков и субтропиков, где образуют нередко огромные по массе скопления. Fe- и Mn-руды встречаются еще и в полосе умеренного климата, но уже в меньших массах, бокситы же здесь практически отсутствуют, либо развиты ничтожно и в самых южных частях умеренной полосы. В зоне бореального климата с вечной мерзлотой грунтов рудообразование в триаде отсутствует. Правда, для периодов древнее четвертичного мы пока не можем указать достоверно, где локализовались мерзлотные зоны; возможно, что в ряде периодов они вообще отсутствовали. Но для современного момента мы знаем их расположение и знаем точно, что на площади вечной мерзлоты никаких руд Al — Fe — Mn не формируется, несомненно на обширное заболачивание. Это наглядно видно из сравнения (фиг. 1 и 95): на площади Канады, примыкающей к Атлантическому океану, равно как и на территории Европы вне мерзлых грунтов, озерные железные и марганцовые руды развиты в значительном изобилии (Швеция, Финляндия, Карелия), но как только мы вступаем на площади Западно-Сибирской низменности и далее к востоку, в зону вечной мерзлоты, руды Fe и Mn исчезают; то же и в Сев. Америке.

2. В истории рудообразования четко выделяются три этапа с разным размещением руд в пределах теплых поясов. В ордовике, силуре, девоне и карбоне руды формируются в тропической и субтропической влажных областях, отсутствуя в умеренной. В перми, триасе, юре, мелу рудообразование в тропической области исчезает, сосредоточиваясь главным образом во влажных субтропиках северного полушария и иногда в небольшой степени переходя в умеренную зону. В палеогене руды вновь появляются в тропическом влажном поясе, хотя максимально формируются еще во влажных субтропиках. В неогене же максимум рудообразования сосредоточивается в тропическом влажном поясе, в субтропиках оно идет весьма ослабленно, в умеренном же климате отсутствует совсем.

Таким образом, появившись в начале в тропическом и субтропическом влажных поясах, рудообразование затем как бы оставляет влажные тропики, перемещаясь в субтропические области и частью в умеренную зону северного полушария, после чего вновь мигрирует в тропическую влажную полосу.

Генетический смысл обеих закономерностей существенно различен. Приуроченность рудообразования к теплым влажным поясам, его ослабление в умеренной зоне и исчезновение в бореальной, с вечномерзлыми грунтами, коренится в геогимических особенностях Al — Fe — Mn. Чтобы сконцентрироваться в рудное тело, эти элементы должны приобрести подвижность в коре выветривания и частью активно в ней перераспределиться и сконцентрироваться (Al), частью же выйти из элювия в растворенном состоянии с тем, чтобы затем осесть химическим путем в путях миграции или в конечных водоемах стока (Mn, Fe). Эту подвижность Al — Fe — Mn как раз и приобретают в климатах тропическом, субтропическом и частью умеренном. На площади же бореальной зоны, в области вечной мерзлоты, температурные условия препятствуют сколько-нибудь заметным миграциям Al, Fe и Mn в коре выветривания и их выносу из последней. Будучи здесь почти иммобильными, эти элементы естественно не могут иметь сколько-нибудь заметных концентраций ни в коре выветривания, ни в путях миграции; рудообразование оказывается подавленным.

Эту закономерность можно сформулировать еще и иным образом. Рудные накопления Al — Fe — Mn возникают лишь на тех участках общей площади гумидных условий, климатический режим которых наиболее благоприятствует миграциям этих элементов в коре выветривания и в природных водах. Эта формулировка была предложена мною еще

в 1941 г. применительно к железу, но она относится, несомненно, ко всей триаде в целом.

Совсем иное происхождение «миграции» рудных накоплений сначала из тропиков в субтропики, а затем обратно в тропический влажный пояс.

Существо климатического режима влажных тропиков, с их высокой и однообразной в течение года температурой и большой влажностью, таково, что режим этот должен, как мы только что видели, не тормозить рудный процесс, а лишь благоприятствовать ему. Это означает, что *смещения областей рудообразования вначале из тропической зоны в субтропическую, а затем обратно в тропическую были вызваны наложением действия какого-то иного, чем климат, и достаточно мощного фактора.* В качестве такого можно указать только на тектонический режим и отвечающие ему геоморфологические условия. В течение Р, Т, J и Сг тропическая влажная зона обладала, очевидно, настолько активным тектоническим режимом, что он несмотря на крайние благоприятные для рудообразования климатические условия все же подавлял его и не давал возможности образовываться рудным телам. Этот пример можно считать новым доказательством того, что *тектонический фактор на общей площади гумидного литогенеза играет огромную роль в осадкообразовании и при максимально сильном воздействии может локально полностью подавлять специфические гумидные, климатом обусловленные процессы.*

Все это заставляет обратиться к более подробному изучению характера влияния тектонического фактора на рудообразование.

Чтобы сделать это, необходимо рассмотреть тектоническое размещение послепротерозойских руд Al — Fe — Mn.

## 2. Основные черты тектонического размещения послепротерозойских осадочных руд Al — Fe — Mn

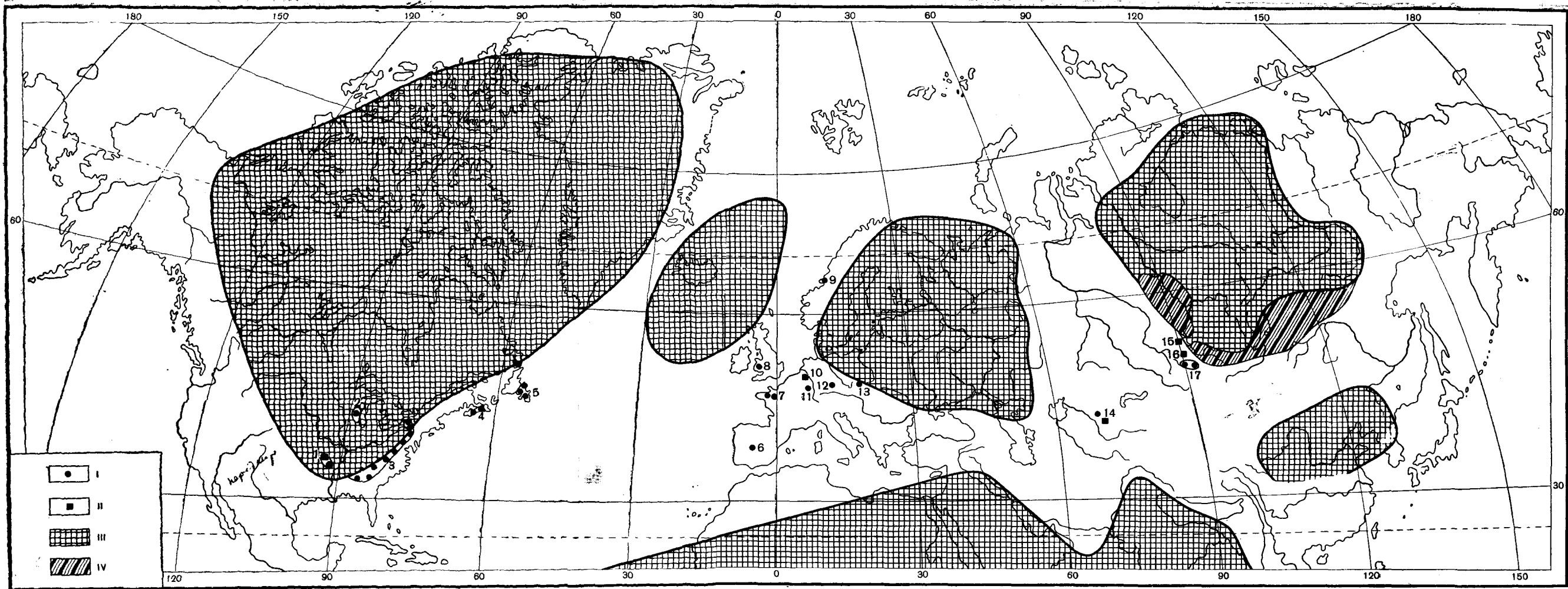
Тектоническое размещение руд Al — Fe — Mn впервые было проанализировано мною в работах 1940—1947 гг., но лишь в общей форме, в виде распределения между платформами и геосинклинальными зонами, взятыми как целое. Позже (в 1946—1958 гг.) Ю. К. Горюцкий продолжил и углубил эту работу, рассмотрев размещение бокситов внутри платформенных и геосинклинальных площадей и выявив ряд новых интереснейших черт, значительно конкретизировавших картину тектонической локализации бокситовых месторождений. Эта работа представляет вместе с тем и общий методический интерес; ее принципы легко распространить на рудные накопления всей триады в целом. В результате всех этих исследований в настоящее время можно представить тектоническое размещение руд Al — Fe — Mn со значительными деталями, приобретающими практический интерес. В основу анализа удобно положить карты тектонической локализации руд для каледонского, герцинского и альпийского этапов (фиг. 96—98).

Изучая эти карты, обнаруживаем, что в отложениях каледонского этапа (фиг. 96) из 17 районов развития железных и марганцевых руд только 3 локализованы в пределах платформ, остальные же — в пределах геосинклинальных зон. Налицо, следовательно, *явно выраженное тяготение осадочного рудоотложения к геосинклинальным зонам.* Нужно иметь в виду при этом, что мы оперируем только заведомо нормально-осадочными месторождениями, исключив эффузивно-осадочные. Если же присоединить и последние, то роль геосинклиналей в качестве рудообразователей повысится еще значительней. При этом внутри геосинклинальных зон руды в одних случаях (например, клинтонаские в Аппалачах, богемские в Зап. Европе, Западно-Саянские) локализованы в непосредственном соседстве с платформой, в других (Нью-джерси в Аппалачах,

Вабана на Ньюфаундленде, в Тюрингии) на небольшом удалении от платформ, остальные же — в центральных частях геосинклинальных зон. Для некоторых такого типа месторождений (как, например, Бретани и Нормандии, Уэлса, хр. Кара-тау) можно предполагать, что они отвечали более или менее консолидированным массивам внутри геосинклинальных зон. На это указывает тот факт, что участки рудообразования в дальнейшем стали каледонскими складчатыми поясами, либо местами сильного проявления каледонских движений. Но для других районов рудоотложений и этого сказать нельзя: видимо, они отвечали районам нормального геосинклинального режима.

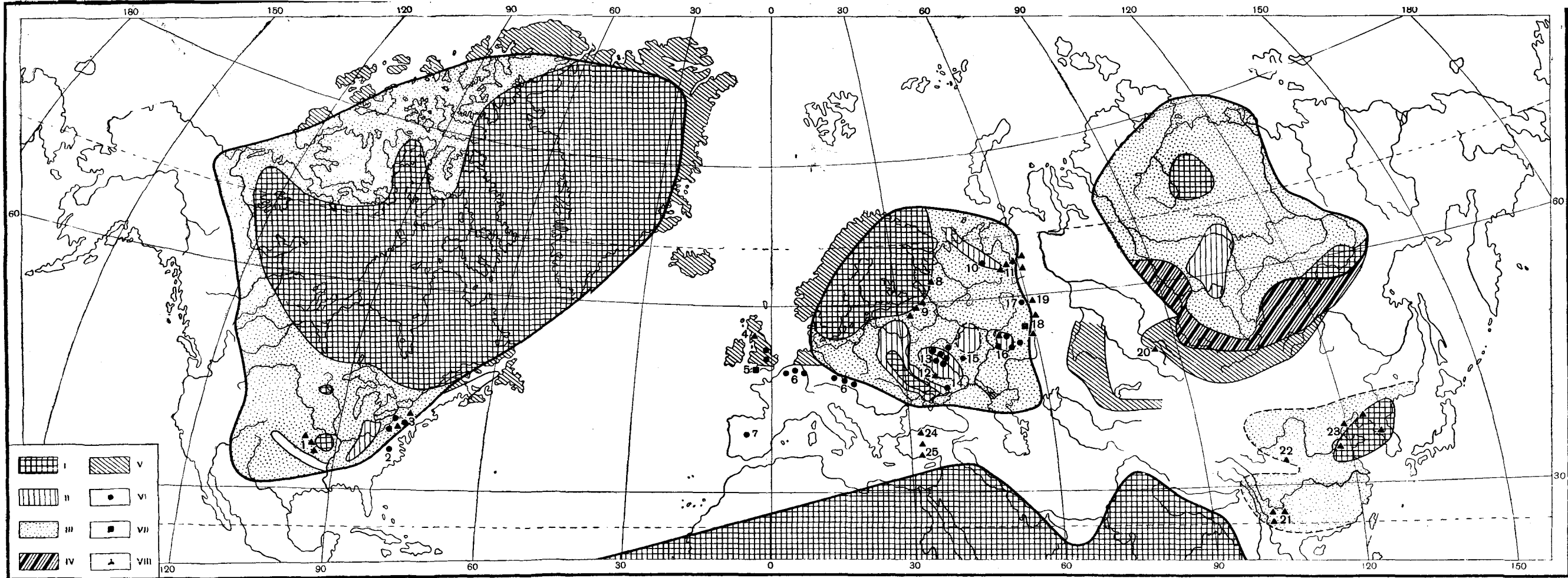
В герцинское время (фиг. 97) дело обстоит иначе. Из 25 районов рудообразования уже 16 принадлежат платформам, частью древним, докембрийским, частью молодым, каледонским, и только 9 — геосинклинальным зонам. При этом 6 из девяти геосинклинальных осадочных месторождений локализируются в ближайшем соседстве с платформами, в краевой части геосинклиналей, и положение только трех районов — в Испании и Турции — остается тектонически неясным: принадлежали ли они каким-либо консолидированным участкам внутри геосинклиналей, или же формировались на базе нормально-геосинклинальных территорий. Таким образом, *в герцинском тектоническом этапе главной ареной рудообразования триады Al — Fe — Mn становятся платформенные области*; в геосинклиналях оно сильно ослабевает, причем все больше придвигается к их краевым частям. В центральных же областях геосинклинальных зон рудообразование становится практически лишь эффузивно-осадочным, примерами чему являются среднедевонские гематитовые руды Рейнских сланцевых гор, Гарца и Судетов, Шоинтас (граница D — C) в Казахстане, наконец, многочисленные проявления убогого марганцового оруденения в Испании и в кульме Германии.

В альпийском тектоническом этапе (фиг. 98) тенденции, наметившиеся в герцинское время, достигают наибольшей выраженности. Из семидесяти рудных районов 60 принадлежат территориям платформенного типа, т. е. либо древним докембрийским платформам, либо платформам молодым, палеозойским (каледонским + герцинским) и даже мезозойским, возникшим после ларамийской складчатости. И только 10 районов приходятся на геосинклинальные районы. При этом большинство месторождений из последней группы приходится на краевую часть геосинклинальных зон, остальные же — на консолидированные массивы внутри последних. Так, к краевой части геосинклиналей совершенно очевидно принадлежат бокситы северного и южного склонов Пиренеев, бокситы и Mn-руды Прованса, Fe-руды Швейцарских Альп, Малкинские и Сулакские Fe-руды Сев. Кавказа, Лабинское месторождение марганца, железные руды среднего зона Сев. Африки. Иную тектоническую позицию имеют месторождения Венгрии: они располагаются на крупном Паннонском консолидированном массиве внутри средиземноморской геосинклинальной зоны. Точно так же цепочка бокситовых месторождений, протянувшихся вдоль восточной Италии, с одной стороны, и вдоль Адриатического побережья Балкан — в Югославии, Албании и в Греции — с другой, локализуется, по Ю. К. Горецкому, по периферии древнего консолидированного массива, ныне погруженного на дно Адриатического моря. Чиатурское марганцовое месторождение располагается на краю небольшого древнего Сурамского массива среди Кавказской геосинклинали. Таким образом, *в альпийское время отчетливее, чем в два предыдущих тектонических этапа, обозначается исключительная приуроченность рудного процесса к территориям стабильным, консолидированным* — древним и молодым платформам, краевым частям геосинклинальных зон и к древним консолидированным массивам внутри последних.



Фиг. 96. Размещение осадочных руд каледонского этапа.

I — Fe-руды; II — Mn-руды; III — платформы; IV — протерозойская складчатость. 1 — Mn-руды ордовика окрестности Бэтсвил (Арканзас); 2 — Клинтоны руды S<sub>2</sub> Висконсина; 3 — Клинтоны руды Аппалачей; 4 — Fe-руды Новой Шотландии; 5 — Fe-руды Вабана (ордовик); 6 — мелкие месторождения Fe в Ст, Испании; 7 — Fe-(и Mn-) руды Каркарвошайра; 8 — Fe-руды Бретани и Нормандии (арениг); 9 — Fe-руды трондjemской мульды (эффузивно-осадочные); 10 — Mn-руды Бельгии (толща Сальм-Ор); 11 — Fe-руды Эйфеля; 12 — Fe-руды Тюрингии; 13 — Fe-руды Богемии; 14 — Fe-Mn-руды Ст, хр. Каратау; 15 — Mn-руды хр. Арга (мазульские); 16 — Mn-руды Усинского месторождения; 17 — Fe-руды Зап. Саян (железистые кварциты).

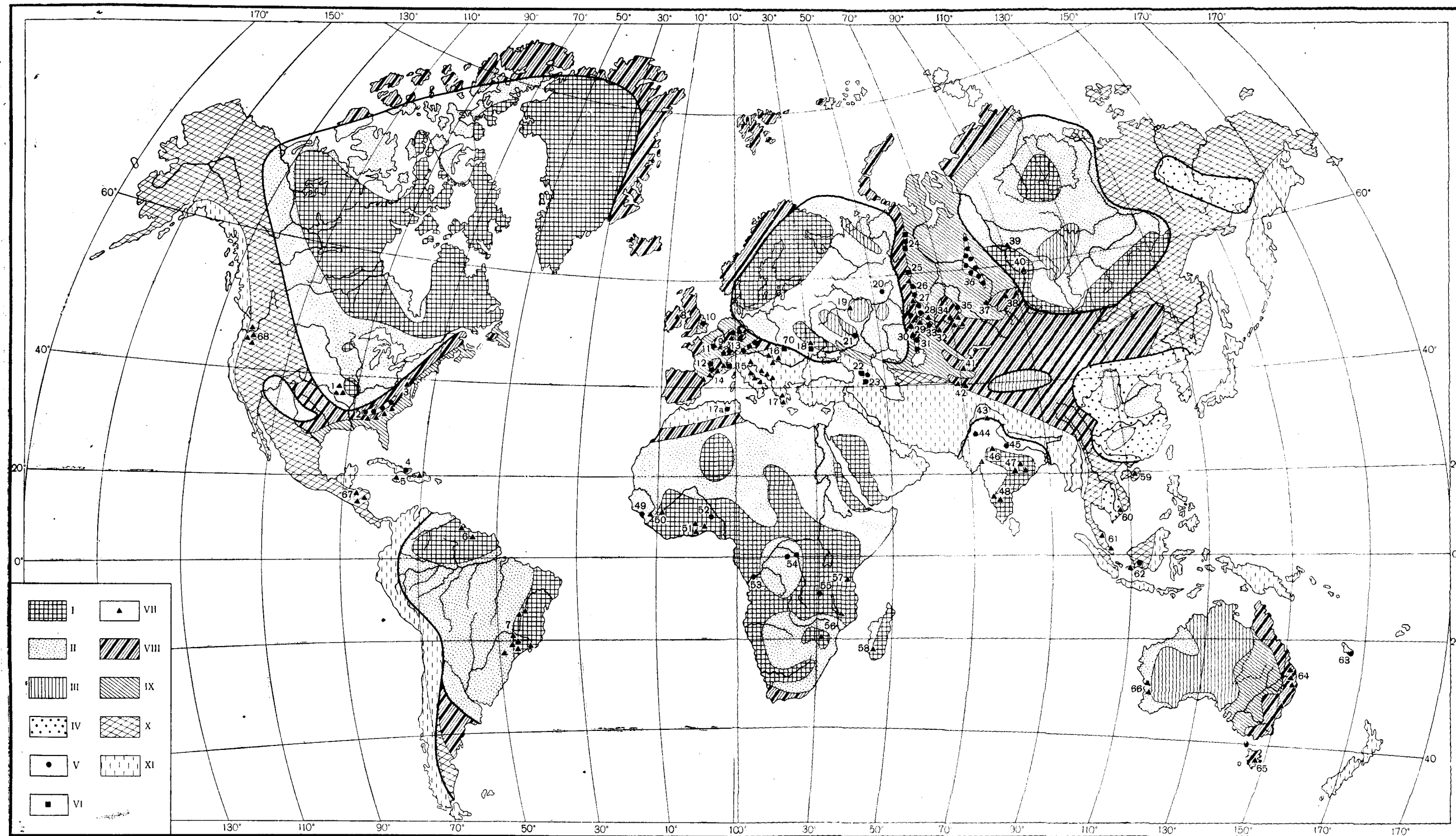


Фиг. 97. Размещение осадочных руд герцинского этапа.

Докембрийские платформы: I — высокостоящие выступы; II — низкостоящие выступы; III — впадины; IV — протерозойская складчатость; V — каледонская складчатость; VI — Fe-руды; VII — Mn-руды; VIII — бокситы.

1 — бокситы основания  $S_2$  угленосной толще внутреннего бассейна; 2 — Fe-руды Ортисани  $D_1$ ; 3 — бокситы основания  $S_2$  Аппалачского бассейна и Fe-руды (сидериты) в угленосной толще; 4 — бокситы основания  $S_2$  Шотландии; 5 — Mn-руды  $C_1$  Корнуэла; 6 — сидериты в угленосной толще  $S_2$  Англии, Бельгии, Германии; 7 — Fe-руды  $D_1$  Испании; 8 — северосовенские бокситы  $C_1$ ; 9 — тихвинские бокситы  $C_1$ ; 10 — Fe-руды основания  $D_3$  Тимана; 11 — бокситы  $C_1$  Южн. Тимана; 12 — белгородские бокситы  $C_1$ ; 13 — тульские и липецкие руды  $C_1$ ; 14 — сидериты в угленосной толще  $S_2$  Донбасса; 15 — ногохоперские Fe-руды  $D_3$ ; 16 — Fe-руды  $D_2 + D_3$  Татарии и Башкирии; здесь же бокситы  $C_1$ ; 17 — пашийские Fe-руды  $D_3$ ; 18 — южноуральские бокситы  $D_3$ ; здесь же Mn-руды  $P_2$  Улу-Теляка; 19 — бокситы  $D_2$  Ессентукского Урала; 20 — бокситы  $D_2$  Салаира; 21 — бокситы  $C_1$  Южн. Китая; 22 — бокситы  $S_2$  Средн. Китая; 23 — бокситы  $S_2$  — Р Шаньдунского узла; 24 — бокситы; 25 — бокситы.





Фиг. 98. Размещение руд Al — Fe — Mn среди структур альпийского этапа.

Докембрийские платформы: I — высокостоящие выступы; II — впадины; III — низкостоящие выступы; IV — переработанные складчатостью платформы; V — Fe-руды; VI — Mn-руды; VII — бокситы. Эпипалеозойские платформы: VIII — выступы; IX — впадины. Альпийские структуры: X — мезовоиды; XI — собственно альпийская складчатость. 11 — арканзасские эоценовые бокситы; 2—3 — месторождения Fe-руд и бокситов Аппалачей (мел.эоцен); 4 — Fe-руды о. Кубы; 5 — бокситы Ямайки и Гаити; 6 — бокситы Гвинеи; 7 — бокситы восточной и южной Бразилии; 8 — бокситы Актрим в Ирландии; 9 — бокситы Фогельсберга; 10 — юрские железные руды Англии (Кливленд, Фроддингем, Портгемптон и др.); 11 — юрские месторождения Fe-руд Франции (Лотарингия); 12 — юрские месторождения Fe-руд Южн. Франции; 13 — юрские месторождения Fe-руд зап. и вост. Германии; 14 — бокситы Пиренеев (Испании) и Южн. Франции (Прованс); 15 — бокситы Италии и Югославии; 16 — бокситы Венгрии; 17 — бокситы Греции; 17a — Fe-руды Гафси и др.; 18 — бокситы и Mn-руды Никополя; 19 — Синтульские Fe-руды; 20 — Кировские Fe-руды; 21 — Хоперские Fe-руды; 22 — Малкинские Fe-руды и Mn-руды р. Лабы; 23 — Чиатурские Mn-руды; 24 — Mn-руды Сев. Урала и Fe-руды Марсяты; 25 — Мугайские железные руды; 26 — Алапаевские Fe-руды; 27 — каменные бокситы; 28 — Кушмурунские бокситы; 29 — тобольские бокситы; 30 — южноуральские бокситы; 31 — Fe-руды Сев. Приаралья; 32 — мангальдинские бокситы; 33 — лисаковские Fe-руды; 34 — акмолинские бокситы; 35 — Лощинское месторождение Fe-руд; 36 — Коопашевские Fe-руды; 37 — томские бокситы; 38 — бокситы Чулым-енисейские; 39 — бокситы севера Енисейского края; 40 — Татарское месторождение бокситов; 41 — бокситы Майли-Су; 42 — бокситы Гиссарского хребта; 43 — бокситы Дикамму; 44—45 — Fe-руды Индии; 46 — бокситы Сурата; 47 — бокситы Вост. Индии; 48 — бокситы Южн. Индии; 49 — Fe-руды Конакри; 50 — бокситы Того; 51 и 52 — бокситы и Fe-руды Ганы и др.; 53 — Fe-руды нижнего Конго; 54 — Fe-руды Конго; 55 — Fe-руды оз. Бангвеоло; 56—57 — бокситы Вост. Африки; 58 — бокситы Южн. Мадагаскара; 59 — бокситы о. Хайнань; 60 — бокситы Тайланда; 61 — бокситы Южн. Вьетнама; 62 — Fe-руды и бокситы о. Борнео; 64 — бокситы Вост. Австралии; 65 — бокситы Тасмании; 66 — бокситы Зап. Австралии; 67 — бокситы Гватемалы; 68 — бокситы Орегона и др.

Окидывая общим взглядом тектоническое размещение руд  $Al - Fe - Mn$  в течение всех трех тектонических этапов, получаем, что в ходе послепротерозойской истории Земли отмечается ясно выраженная перемена главного места осадочного рудообразования: *из собственно геосинклинальных участков оно во все большей мере переползает на участки стабильные*. Если учесть, что от докембрийских времен нам известны лишь руды геосинклинальных зон, то указанная миграция рудного процесса станет еще более наглядной. В центральных частях геосинклиналей упорно сохраняется лишь эффузивно-осадочный рудный процесс, дающий относительно очень немного  $Fe$ -руд и много мелких руд  $Mn$ , особенно для него характерных. Эта закономерность была впервые отмечена мной двадцать лет тому назад и с той поры осталась непоколебленной донныне; в настоящее время она вырисовывается, пожалуй, даже ярче, чем раньше.

Естественно встает вопрос, в чем же причина тяготения рудообразования к стабильным регионам земной коры?

Подробный анализ геоморфологических условий, выполненный мною в монографии о железорудных фациях и их аналогах (1947), показал, *что высокие концентрации  $Al - Fe - Mn$  возникают в гумидных поясах не при всяком рельефе, а лишь при относительно мало расчлененном, мягком, холмистом, отличающемся мало напряженной механической денудацией водосборных площадей*.

При таком ландшафте на водосборах наиболее успешно формируется кора выветривания, накапливающая  $Al_2O_3$ , возникают участки заболачивания и создаются благоприятные соотношения между растворенными компонентами ( $Fe$ ,  $Mn$ ) и сопровождающей раствор взвесью терригенного кварцево-силикатного материала; последняя не слишком разбавляет рудные компоненты и потому при садке на дно получается осадок, достаточно богатый в одних случаях  $Fe$ , в других  $Mn$ , чтобы считаться рудой. Понятно, что чем меньше сопровождающей раствор кварцево-силикатной мути, т. е. чем слабее механическая денудация водосборных площадей, тем больше шансов для образования руд  $Al - Fe - Mn$ ; особенно существенно это для бокситов.

Но длительно существующий слабо выраженный рельеф возможен, как это неоднократно было подчеркнуто выше, лишь на базе очень медленных, вялых эпейрогенических движений, которые являются, следовательно, необходимым тектоническим фоном рудообразования. Такой режим как раз характерен, как известно, для платформенных территорий, которые и становятся поэтому в истории Земли все больше районами рудообразования. В некоторые, порою достаточно длительные, отрезки времени такой же режим медленных эпейрогенических движений устанавливается и в краевых частях геосинклинальных зон, которые тогда и по мощности возникших отложений и по петрографическим типам пород практически не отличимы от платформенных, хотя до того и после того ведут себя как настоящие геосинклинальные территории. Примером может служить западный склон Урала в  $D_{2+3}$  и  $C_1$ . В докембрии и нижнем палеозое здесь возникли большие толщи в основном обломочных пород, несомненно геосинклинального облика; в девоне же и  $C_1$  — весьма маломощные (меньше, чем на Русской платформе) свиты известняков и чередующихся с ними олигомиктовых кварцевых песчаников. Аналогичные осадки и режим, им отвечающий, в эпоху  $D_2$ , как показал недавно С. М. Андронов, характеризовали и восточный склон Сев. и частью Средн. Урала. Не удивительно, что в таких геоморфолого-тектонических условиях *даже в пределах геосинклинальной зоны* стало возможно массовое образование бокситов и частично  $Fe$ -руд. После  $D_2$  на восточном склоне начались энергичные поднятия, которые в  $C_2$  перекинулись и на западный склон Урала, и рудообразование на нем

прекратилось. Совершенно аналогичные условия, судя по всему, временно воцарились в нижнемеловое время в Пиренеях, в верхнем мелу, частью и в эоцене, в краевой части Альп. Краевая часть средиземноморской геосинклинали на указанных участках в этот отрезок времени была тектонически малоактивной, приобретя временно как бы платформенные черты, со всеми вытекающими отсюда следствиями, в том числе и с рудообразованием. Того же типа геоморфолого-тектонический режим эпизодически существовал, несомненно, и в краевой части Аппалачей вначале  $S_2$ , когда здесь формировались клинтонские Fe-руды, в области Ставропольского плато, при возникновении юрских малкинских руд и в других регионах. *Краевые зоны геосинклиналей только потому и становились в истории Земли областями осадочного рудообразования в триаде Al — Fe — Mn, что по тектоническому режиму и по геоморфологическим особенностям нередко, так сказать, имитировали платформы в ограниченные промежутки времени.* То же самое относится и ко внутригеосинклинальным консолидированным массивам типа Паннонской глыбы.

Но если это так, то чем же объяснить постепенный уход рудообразования из геосинклинальных зон на платформенные участки? Мне кажется, двумя обстоятельствами. В ходе геологической истории, как известно, геосинклинальные зоны становились все меньшими по площади, а платформенные области — все большими. Уже одно это обстоятельство должно было понизить значение геосинклиналей в рудообразовании, а древних и молодых платформ соответственно повысить. Но параллельно сужению геосинклинальных областей, несомненно, менялись и черты их тектонического режима и геоморфология. При сужении геосинклинальных областей дифференциальные движения в них — и соответственно геоморфологическое расчленение — видимо возрастали, что фиксируется прогрессивным возрастанием мощности равных по длительности образования осадочных толщ или, иначе говоря, увеличением абсолютной скорости осадкообразования; на это не так давно было обращено внимание С. Н. Бубновым. Понятно, что эти качественные отличия новейших геосинклиналей от древних делали их все менее подходящими для рудообразования. *Отсюда постепенное смещение в истории Земли руд Al — Fe — Mn из геосинклиналей в их краевые части, на внутригеосинклинальные консолидированные массивы и особенно на платформы.*

### 3. Размещение руд Al — Fe — Mn внутри платформенных областей и их структур

Рассмотрим теперь несколько ближе тектоническое размещение руд Al — Fe — Mn внутри стабилизированных платформенных площадей разного возраста, беря их как целое, т. е. древние вместе с молодыми, палео-войскими.

Размещение это контролировалось конкретными структурно-тектоническими условиями.

Известно, что все платформы расчленены на участки с приподнятым стоянием складчатого фундамента или выступы (антеклизы) и участки с опущенным фундаментом — впадины, синеклизы. В ходе геологической истории выступы, как правило, были геоморфологически приподняты относительно впадин. Они выветривались, денудировались и служили источником осадочного материала вообще и рудного в частности; впадины же главным образом аккумулировали последний и были местом осадкообразования. Учитывая ограниченные миграционные возможности элементов, входящих в рудную триаду, естественно думать, что локализация их руд должна быть тесно связана с областью перехода от поднятий к прилегающим депрессиям. При этом в соответствии со своими фациаль-

ными профилями бокситы должны располагаться на сводах поднятий и в верхней части склонов, Fe-руда — на склонах и по периферии депрессий, Mn-руды — еще дальше в сторону депрессий. Материалы, изображенные на картах (фиг. 96—98), вполне подтверждают эти наведения от геохимической подвижности элементов триады.

Чрезвычайно интересный в этом отношении материал дает карта размещения месторождений альпийского этапа.

На Русской платформе эоценовые бокситы Никопольского района лежат на Азовско-Подольском выступе, олигоценовые марганцевые руды — на склоне его, смещаясь дальше вниз по падению фундамента и уходя в Причерноморскую впадину. Хоперские верхнемеловые руды приурочены к восточному погружению Воронежского массива; Сынткульские и Приокские руды — к западному погружению Токмовского выступа.

На Сибирской платформе меловые и третичные бокситы связаны со сводовой частью и склонами Енисейского выступа.

На Северо-Американской платформе эоценовые арканзасские бокситы лежат на склонах крупного массива нефелиновых сиенитов, который сам является частью Озаркского выступа.

Еще отчетливее тяготение рудной триады к сводам выступов и их склонам проявляется в области эпигерцинских платформ. В теле западноевропейских герцинид выступами в альпийском этапе были, как известно, Арденны и Эйфель, Шварцвальд и Вогезы, Центральное Французское плато, Гарц, Судетские горы, Келецко-Сандомирский кряж; между ними располагались впадины: Англопарижская, Аквитанская, Северо-Германская. В мезозое и кайнозое выступы всегда были в большей или меньшей степени положительными элементами рельефа и сухопутными территориями, впадины по большей части покрыты морем. Как легко видеть на карте, *все мезо-кайнозойские оолитовые железные руды всегда и без исключений локализованы по непосредственной периферии выступов и прилежащим частям впадин* (фиг. 98); особенно четко видно это на юрских рудах Англии, на лотарингских рудах Франции и Бельгии и на многочисленных рудных горизонтах вокруг Гарца, Богемского леса, Судет. Бокситы же лежат на самих выступах (эоценовые в Ирландии), либо на их склонах (Центральное Французское плато). Аналогичная ситуация весьма четко наблюдается в Урало-Сибирской эпигерцинской платформе. Здесь выступами фундамента являются Урал, Казахская горная страна, Алтай, Салаир-Саянские цепи; впадинами — Тургайский прогиб и Западно-Сибирская низменность. Все известные донныне руды Fe — Mn строго локализованы по склонам выступов, или по бортам впадин, уходя в случае аллювиальных руд в пределы впадины на некоторое расстояние; бокситы же расположены либо на своде выступов (Акмолинские месторождения), либо на их склонах (восточный склон Урала, Чумышское и др.).

Заметим, что железные и марганцевые руды здесь смещены в область впадины значительно дальше сравнительно с бокситовыми. Кажущимся исключением являются Кушмурунские бокситы, расположенные внутри Тургайской депрессии. Но они приурочены здесь к погребенному Кустанайскому поднятию и на деле не противоречат общей схеме, а подтверждают ее.

В Аппалачах эоценовые бокситы и Fe — Mn-руды локализованы также на выступе герцинского фундамента, прилегающего здесь непосредственно к платформе.

Чрезвычайно отчетливо указанные соотношения руд Al — Fe — Mn со структурой ложа обнаруживаются на сохранившихся остатках прежде единой Гондванской платформы. Так, в Южн. Америке бокситы локализованы на Гвианском и Восточно-Бразильском выступах. В первом случае бокситы приурочены к склону выступа, обращенного к прибрежной

равнине, выстланной поверх докембрия третичными отложениями. На Восточно-Бразильском выступе руды Al лежат частью на его своде, частью на склоне в депрессию бассейна Параны. В Африке бокситы и огромные месторождения Fe-руд (Того, у оз. Бангвеоло, в низовьях Конго) лежат на колоссальном массиве высокоприподнятых докембрийских пород, но порою на склонах этих массивов (Конакри, котловина Конго). И опять-таки едва ли случайно, что железные руды дальше уходят от массива в глубь впадин сравнительно с бокситами. Аналогичная картина наблюдается в Индии, где бокситы локализованы на сводах выступа, железные руды — глубже во впадине; исключение представляет лишь эоценовое месторождение Джамму. В Зап. Австралии бокситы лежат на самом начале погружения выступа докембрия, в Вост. Австралии — на выступе герцинид.

Для герцинского тектонического этапа мы располагаем гораздо меньшими данными для проверки интересующей нас закономерности; тем не менее они имеются и выступают очень ярко. Особенно интересны в этом отношении данные по Русской платформе.

Девонские железные руды, самые древние в разрезе платформы, локализуются по северному склону Воронежского массива ( $D_2 + D_3$ ), вокруг Татарского свода и на нем, на Жигулевском поднятии и его склоне и на Тимане. Нижнекаменноугольные бокситы, по П. В. Орловой, полосой протягиваются по южному склону Балтийского щита (Тихвинское, Североонежское) и по обоим склонам Воронежского массива (Белгородское, Рязанские), а также по склонам Южн. Тимана, причем везде занимают крайнее положение в разрезе формаций. Тульские и липецкие железные руды локализованы на северном склоне Воронежского массива.

На Северо-Американской платформе бокситы в основании угленосной верхнекарбоневой формации залегают на западном склоне Озаркского выступа и на восточном погружении Цинциннатского вала.

На основании всех этих данных можно считать твердо установленным, что в пределах платформ руды Al — Fe — Mn локализуются частью на сводах их выступов, частью на склонах их к прилежащим синеклизам. При этом бокситы, как правило, занимают более высокое положение на позитивной структуре сравнительно с рудами Fe и Mn. *Эта тектоническая локализация руд Al — Fe — Mn предопределяется в целом ограниченной геохимической подвижностью, привязывающей их к областям питания рудными компонентами, расположенными на выступах фундамента.* Она может рассматриваться как надежный поисковый признак для рудной триады.

Большой интерес вызывает дальнейшая детализация поисковых признаков на руды Al — Fe — Mn уже в пределах тектонически благоприятных для них территорий.

Два момента при этом должны быть исследованы: 1) возможный контроль местонахождения руд составом материнских для них пород; 2) возможный контроль составом субстрата, на котором руды залегают.

Материнскими породами для бокситов были: граниты, диориты, габбро, диабазы, андезиты, сиениты, амфиболиты, метаморфические породы, наконец, осадочные — глины; объединяет их то, что все это породы с легко разлагаемыми силикатами. Установить связь формирования железных руд с какими-либо определенными типами материнских пород на водосборах в подавляющем большинстве случаев вообще невозможно. То же относится и к марганцевым рудам. Таким образом, *руды триады Al — Fe — Mn, вообще говоря, не связаны с каким-либо определенным составом водосборных площадей, но могут возникать при очень разном их петрографическом типе.* Но все же некоторая обогащенность водосборов легко

химически разлагаемыми породами с высоким содержанием Al, Fe и Mn, несомненно, облегчает рудонакопление. Поэтому и бокситы и железные, и марганцевые руды наиболее легко возникали и давали наибольшие накопления в тех случаях, когда на водосборах присутствовали основные породы, а для железа и ультраосновные. Развитие бокситов на траппах, диабазах, нефелиновых сиенитах, роговообманковых сланцах представляет частое явление. Некоторые же сорта Fe-руд, так называемые природно-легированные, обогащенные Ni, Co, Cr, возникали лишь при наличии на водосборах ультраосновных пород. Вообще можно считать правилом, что если сами по себе бокситы, железные и марганцевые руды не связаны с определенным петрографическим составом водосборных площадей, то их специфические химические разновидности, обогащенные тем или иным малым компонентом, формировались только при определенном составе водосборов.

Что касается пород, образующих ложе бокситовых, железных и марганцевых руд, то они также бывают самыми разнообразными. При этом, однако, в тех случаях, когда руды локализуются на сводовых частях выступов платформ и налегают прямо на древний субстрат (или его кору выветривания), они приурочены к наиболее легко разрушаемым породам, образовывавшим поэтому депрессии в рельефе, куда устремлялся осадочный материал и где он захоронялся. Так, когда мы имеем дело со сложным полем магматических и метаморфических пород, руды (например бокситы) локализуются на участках основных и ультраосновных массивов, легче других поддающихся разрушению и к тому же способствующих рудообразованию (никопольские бокситы); в другой ассоциации их замещают нефелиновые сиениты (Арканзас). При разнообразном составе на водосборе осадочных пород рудообразование сосредоточивается на известняках, особенно в контакте их с глинистыми сланцами (Амангельдинский район, руды эйфельского типа и многие другие на закарстованной поверхности известняков). Еще более благоприятствует рудообразованию сочетание основных и ультраосновных пород с карбонатными, ибо в данном случае налицо и податливый субстрат для формирования рудовмещающих депрессий и источник материала для рудообразования. Таким образом, петрографический состав субстрата и его пролегание на своде выступа платформы определяют нередко тот конкретный и достаточно сложный узор, в виде которого располагаются в пределах выступа руды Al — Fe — Mn. Карта локализации Амангельдинских бокситов, Никопольских, Каменских на Урале, руд о-вов Кубы, Конакри, Бангвеоло, Филиппин (на серпентинитах) и др. служат тому хорошей иллюстрацией.

#### 4. Типы рудообразующих формаций и локализация руд Al — Fe — Mn внутри их

Чтобы закончить характеристику размещения руд триады, остается рассмотреть еще типы рудообразующих формаций и размещение среди них руд Al — Fe — Mn.

Типы формаций, в которых встречаются руды Al — Fe — Mn, достаточно разнообразны: среди них встречаются и континентальные, и паралические, и морские, а среди последних — терригенные и терригенно-карбонатные, очень редко и чисто карбонатные. Общим признаком для всех этих формаций является то, что они, как правило, удалены от областей синхроничного им складко- и горообразования и локализуются только в областях эпейрогенических движений. Это обстоятельство определяет их общий минералогический-петрографический облик. Бокситы встречаются лишь в формациях или в горизонтах со строго олигомиктовыми комплексами песчано-алевритовых пород и с каолининовыми глинами, в которых

присутствует лишь весьма второстепенная примесь гидрослюд и других глинистых минералов. Это относится и к континентальным и к морским формациям и с необходимостью вытекает из интенсивного химического выветривания, являющегося базой бокситообразования. Как только в разрезе формации олигомиктовые комплексы сменяются мезомиктовыми, а тем более полимиктовыми, — бокситы исчезают. Железные и Mn-руды ассоциируются как с олигомиктовыми, так и с мезомиктовыми комплексами. Такого рода терригенно-минералогические комплексы как раз и формируются в удалении от областей складко- и горообразования. *Типичные полимиктовые толщи, содержащие во множестве обломки пород, часто эффузивных, и возникающие на базе весьма энергичных тектонических движений, седиментационных руд Fe и Mn не содержат.* Исключением являются сидеритовые руды многих угленосных и неугленосных толщ, но они представляют собою диагенетические образования и в нашу седиментационно-рудную триаду не входят.

Какого бы фациального типа рудоносная формация ни была, рудные тела занимают в ней всегда одно и то же место, а именно — *более или менее широкую периферическую область.* Это неизбежно вытекает из тектонической локализации руд Al — Fe — Mn на сводах и склонах выступов или, если восходить до первопричины, из малой геохимической подвижности рудообразующих элементов. А так как основная масса всякой осадочной формации, как я их понимаю, сосредоточивается в разделяющих выступы синеклизах, то естественно руды Al — Fe — Mn, тяготеющие к выступам, оказываются залегающими в периферических зонах формаций. При этом бокситы занимают наиболее краевое положение в этих зонах, Fe и Mn-руды более внутренне.

Существенно важным признаком нахождения руд Al — Fe — Mn является их отношение к поверхностям размывов, которые обычно встречаются в периферических зонах формаций и располагаются здесь в основании формаций и на ряде горизонтов внутри них. У разных членов триады отношение к поверхностям размывов не вполне одинаково. *Бокситы, например, всегда и неизменно залегают на размытой поверхности ложа, являясь либо базальным членом вышележащей пачки пород, либо отделяясь от поверхности размыва небольшой мощностью прослоем каолиновых или песчано-глинистых пород.* При этом сам бокситовый горизонт обычно является базальным для формации в ее краевой части, но порою повторяется и на более высоких уровнях этой краевой зоны, всегда имея в основании поверхность размыва. Сходно залегают оолитовые железные руды. Железорудные пласты обычно приурочены к низам рудоносных формаций и находятся либо непосредственно у базальной контактовой поверхности их краевых зон, либо на некотором расстоянии от нее контакта, представляя как бы переход от базальных членов разреза к более высоким и тонкозернистым. Кроме того, они повторяются на более высоких горизонтах краевых частей формаций также у поверхностей размыва. Наконец, встречаются пласты, расположенные в самой верхней регрессивной части разреза, вблизи следующей, лежащей выше трансгрессивной свиты. Железные руды в низах осадочной формации, в трансгрессивном комплексе, наблюдаются в нижнекембрийских месторождениях Испании, в ордовичских рудах Богемии, Бретани, Нормандии и Ньюфаундленда. 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 сосредоточиваются, наоборот, в верхних частях комплекса. Трансгрессивное залегание и близость к базальному контакту устанавливаются также для верхнесилурийских клинтонских руд Сев. Америки, для девонских красных желез-

няков Урала, юрских руд Германии и Англии, юрских Русской платформы и Урала (Халиловский бассейн), лейясовых руд Кавказа, Хоперского железорудного горизонта, эоценовых руд Сев. Америки, Керченского железорудного бассейна. 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).

Что касается марганцовых руд, то у наилучше сохранившихся кайнозойских их представителей (Чиатуры, Никополь, Североуральские месторождения) наблюдается трансгрессивное залегание и близость к поверхности размыва. Но Лабинское месторождение связано, по-видимому, с временной локальной регрессией моря, поведшей к продвижению вперед дельтовой зоны реки.

Причина приуроченности бокситов к трансгрессирующему морскому бассейну определяется самым существом механизма бокситообразования, заключающегося главным образом в переотложении свободного глинозема коры выветривания — в том случае, конечно, когда последний успел в ней накопиться. Заболачивание, которое сопровождает обычно медленно опускающуюся равнину, способствовало, как это указывает Ю. К. Горецкий (1947, 1958), созреванию латеритного профиля элювия и усиленному накоплению в нем глинозема. Оно же, возможно, являлось причиной переноса некоторого количества  $Al_2O_3$  в растворенном состоянии с последующим осаждением в путях переноса или по периферии конечного водоема стока.

Приуроченность Fe-руд к началу трансгрессии, либо к регрессии, вызывается тем, что в оба эти момента на низком медленно погружающемся (или, наоборот, медленно поднимающемся) континенте создавались условия более или менее обширного заболачивания, благоприятствующие образованию железистых болотных вод и дренажу их. Те же условия благоприятствуют и миграциям марганца, притом даже без особенно интенсивного заболачивания.

*Напомним дополнительно, что когда в осадочной формации имеется горизонт руд одного из членов триады, то строго на том же стратиграфическом уровне в непосредственной близости к этому рудному накоплению руд какого-либо другого члена уже нет; исключения крайне редки. Руды другого члена триады в том же районе, как правило, встречаются уже на ином стратиграфическом уровне, иногда недалеко от первого, но часто значительном (бокситы и Mn-руды в Никополе, бокситы и Fe-руды в  $D_3^1$  Южн. Урала). Обычно же руды другого члена триады, если и встречаются в той же рудной формации, то на значительном удалении от руд первого района.*

## 5. Общая схема размещения руд Al — Fe — Mn внутри гумидных поясов

Резюмируя изложенное относительно размещения рудной триады внутри гумидных поясов, можно считать установленными следующие основные факты.

1. Руды Al — Fe — Mn в главной массе своей формировались в былых тропическом и субтропическом влажных поясах, реже и меньше — в умеренном влажном поясе и вовсе не возникали в бореальной зоне с вечной мерзлотой грунтов.

2. Тектонически главной ареной их образования в альпийском и герцинском этапе были платформы, краевые части геосинклинальных зон



и консолидированные массивы внутри последних. В каледонском этапе, а особенно в докембрии, главными рудообразователями были геосинклинальные области.

3. В пределах стабильных регионов (платформ и др.) рудообразование приурочивалось к позитивным тектоническим участкам: выступам фундамента и их склонам; при этом бокситы локализовались более высоко по склону (или своду) выступа, железные и Mn-руды в более низких и далеких от свода частях склона.

4. Руды Al — Fe — Mn приурочиваются к краевым частям осадочных формаций, причем их нахождение здесь обычно связывается с базальной и внутриформационными поверхностями размывов. Бокситоносные горизонты формаций или вся формация в целом строго олигомиктового типа с каолиновыми глинами; железорудные и марганцеворудные горизонты внутри формации бывают и олигомиктовыми и мезомиктовыми. Полимиктовые формации безрудны, но могут содержать убогие диагенетические сидеритовые руды.

5. Наличие внутри формации рудного накопления одного какого-либо члена рудной триады, как правило, исключает нахождение строго на том же стратиграфическом уровне и в непосредственной близости рудных скоплений другого члена; исключения крайне редки.

Эти эмпирические найденные закономерности в настоящее время получают в большинстве случаев достаточное истолкование в свете идеи о разной геохимической подвижности Al — Fe — Mn в условиях гумидного седиментогенеза и потому могут с уверенностью использоваться как поисковые признаки при прогнозах и разведке.

---

## Глава V

### НАКОПЛЕНИЯ $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ , ИХ ГЕНЕЗИС И РАЗМЕЩЕНИЕ ВНУТРИ ГУМИДНЫХ ЗОН

Подобно тому, как  $Al - Fe - Mn$  образуют рудную триаду со вполне закономерными соотношениями рудных накоплений, фосфор, аутигенный кремнезем,  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  составляют тетраду, тесно связанную генетически, но с совершенно другим, чем у триады, механизмом концентрирования в осадках. Это обстоятельство чрезвычайно важно для правильного понимания гумидного седиментогенеза вообще, и потому мы должны войти в некоторые подробности возникновения высоких содержаний названных компонентов.

#### I. НАКОПЛЕНИЕ ФОСФОРА И ИХ ГЕНЕЗИС

##### 1. Фациальный профиль фосфоритных месторождений

Характерной чертой фациального профиля фосфатных накоплений в гумидных зонах является весьма малая роль континентальных месторождений и подавляющее значение морских. Осадочные руды фосфора — это руды на 95 %, т. е. почти исключительно, морские.

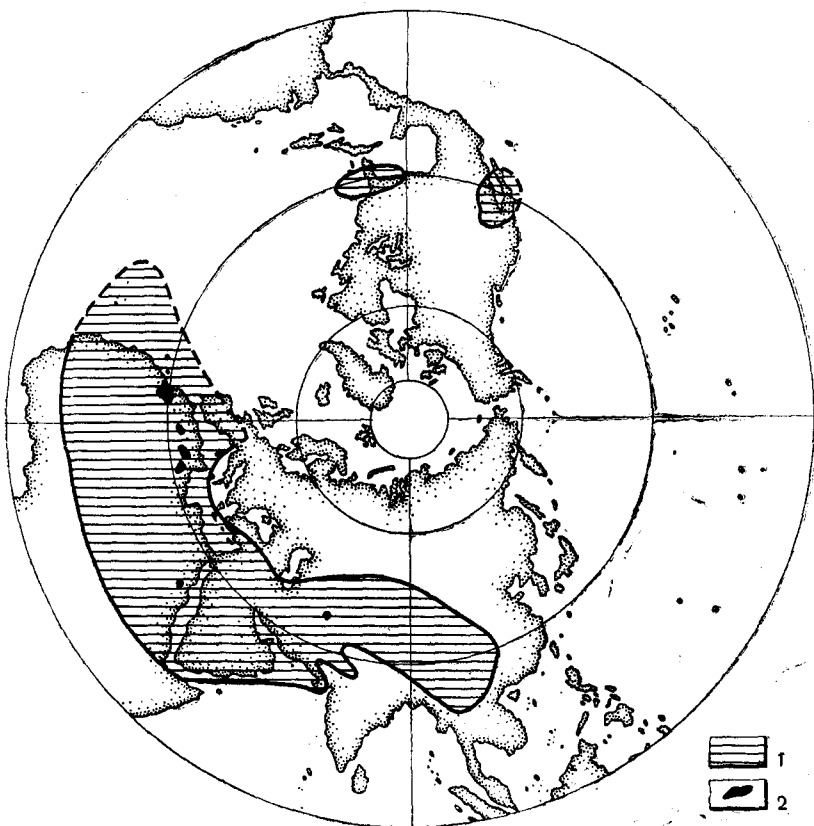
Континентальные накопления фосфора отличаются специфическим характером. Они представлены, с одной стороны, костеносными породами в пещерах, накопившимися благодаря длительному обитанию в них вышших позвоночных, особенно рукокрылых летучих мышей, с другой — гуано и метасоматическими фосфоритами и алюмофосфатами, возникшими из гуано на маленьких коралловых и вулканических островах Тихого, Индийского и Атлантического океанов. В этих фосфатных накоплениях, приуроченных к тому же к самым последним векам истории Земли, с начала третичного времени, намечается особый, так сказать, дополнительный или побочный биогеохимический цикл в геохимии фосфора, лежащий в стороне от основного геохимического цикла, наметившегося очень давно и радикально от него отличного.

В основном цикле концентрации фосфора на континентах связаны по большей части с отложениями низинных болот, где в современный момент накапливается вивианит; очень редко фосфор концентрируется также в озерных осадках, причем присутствует здесь не только в виде вивианита (Байкал, Пунус-Ярви и др.), но и в виде фосфорита (нижнемеловые отложения Вост. Забайкалья). Аллювиальные фации несут в себе концентрации фосфора лишь в том случае, если среди них сохранились прибортовые торфяники, питаемые с берега грунтовыми

водами. В самом аллювии и в дельтовых осадках встречаются, особенно в оолитовых железных рудах, куски фосфатизированной древесины; некоторые разности аллювиальных и дельтовых руд показывают повышенные содержания фосфора. В общем же в континентальной части своего основного геохимического цикла *фосфор тяготеет не столько к кальцию, сколько к железу, с которым обычно переносится и осаждается.*

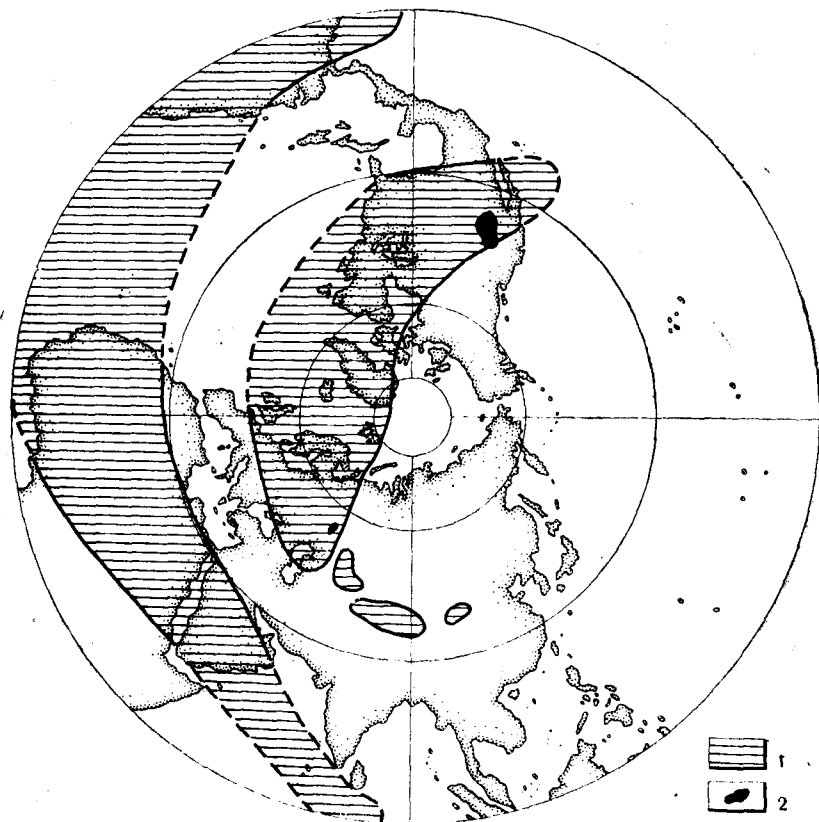
В табл. 24 показано распределение фосфоритовых месторождений по климатическим поясам послепротерозойского времени, а на фиг. 99—101 то же самое сделано по отношению главнейших месторождений. Из этих данных вытекает, что *фосфориты возникали не только в морях гумидных областей, но не менее часто в морских водоемах зон аридных, минерализация которых была лишь слегка выше нормально-морской или даже от нее практически не отличалась. Эта широта климатического диапазона фосфатонакопления, делающая фосфориты биклиматическими образованиями, составляет характерную черту геохимии фосфора сравнительно с геохимией Al — Fe — Mn.*

Изучая ближе фосфатные месторождения аридных зон, нетрудно установить наличие среди них — наряду с мелкими — огромных и исключительно больших по запасам, далеко превосходящих то, что известно из зон гумидных. В самом деле, в северной аридной полосе сформировались те фосфатизированные известняки нижнемиоценовой формации Хауторн (на п-ове Флорида), за счет размыва и переотложения фосфатного материала которых возникли крупные вторичные месторождения фосфоритов Флориды; такая их климатическая позиция доказывается наличием в нижнемиоценовых отложениях Флориды горизонтов гипсов (Крумбейн, 1951). Известные по своим огромным запасам североафриканские часть верхне-меловые, частью нижнеэоценовые фосфаты (Марокко, Алжир, Тунис, Египет и др.) также образовались в аридной полосе того времени, точнее — на краю ее; при локальных изменениях северной границы этой зоны после отложения фосфатов временно устанавливался режим гумидный и кое-где возникали даже железные руды (Гафс). Но в эпохи отложения фосфоритовых пластов это был район заведомо аридного климата, что доказывается наличием в разрезе фосфатной толщи горизонтов с гипсами, а также палеогеографической картой эпохи фосфатообразования, составленной Е. В. Орловой (1952). Той же аридной полосе принадлежали и фосфатные месторождения Средней Азии. Знаменитая своими огромными площадными размерами и запасами пермская формация «Фосфория» в США также возникала в аридной полосе, вернее в ее периферической области. Такая ее позиция с достоверностью устанавливается палеоклиматической картой (фиг. 100), построенной по данным Крумбейна, а также профилем, составленным Мак Келви и др.; на нем отчетливо виден переход фосфоритной серии на восток в красноцветные лагунные отложения с горизонтом гипсов. Нужно подчеркнуть еще и ту характерную особенность, что наибольшая интенсивность фосфатонакопления в формации «Фосфория» приходится на ее южную часть, целиком принадлежавшую аридной зоне; по мере движения на север, при смене аридных условий на гумидные, интенсивность фосфатонакопления резко убывает. Той же аридной полосе принадлежали селеукские фосфориты западного склона Южн. Урала, что непосредственно вытекает из их положения на палеоклиматической карте перми. Оставляя в стороне мелкие месторождения фосфатов в девоне и силуре США, а также в девоне и ордовике Сибирской платформы, климатическая локализация которых непосредственно дается картами, опубликованными в первом томе монографии, остановимся еще на огромном фосфатном месторождении Туркестанского Каратау, сейчас продолженным Рихтером на север, в хр. Улутау. Это месторождение располагается в полосе северо-западного простирания (фиг. 101), точно отвечающей южной



Фиг. 99. Климатические условия образования палеогеновых северо-африканских и среднеазиатских фосфоритов.

1 — засушливая зона; 2 — фосфориты.



Фиг. 100. Климатические условия образования пермских месторождений «фосфория» и селеукских фосфоритов.

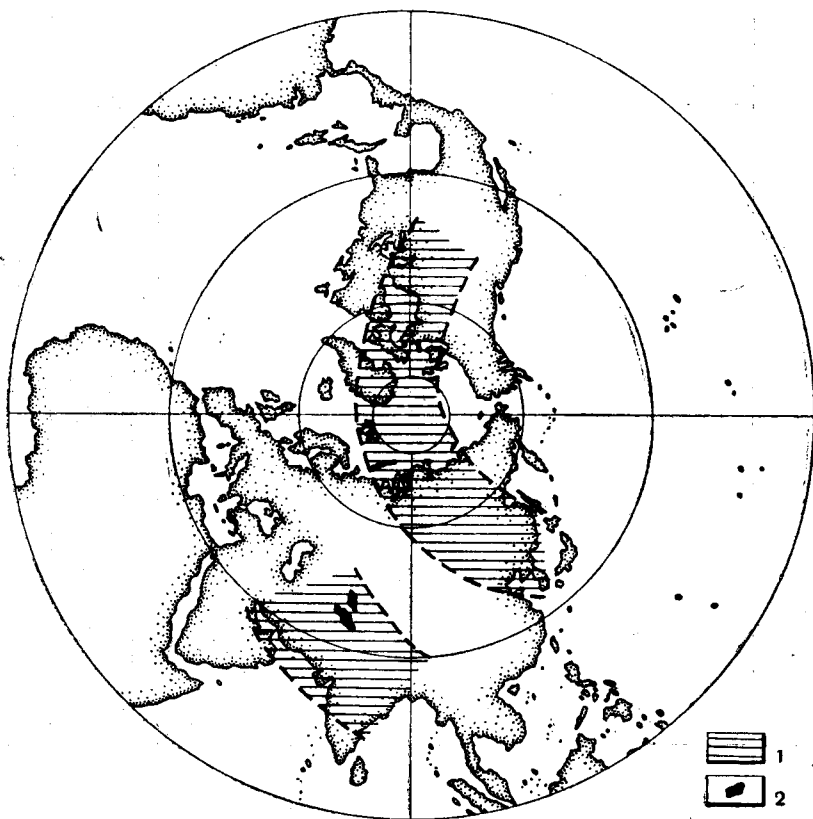
1 — засушливая зона; 2 — фосфориты.

Стратиграфическое распределение фосфоритов

| Стратиграфическое положение фосфоритов |                          | Гумидная зона                                                                                                                                                                                                              | Аридная зона                                                                                                                                             | Эффузивно-осадочные | Месторождения неопределенного положения |
|----------------------------------------|--------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|-----------------------------------------|
| Ng                                     | 1                        |                                                                                                                                                                                                                            | 1. Хауторн (Флорида) — фосфатизированные известняки                                                                                                      |                     |                                         |
| Pg                                     | 8                        | 7. Бучакские фосфориты<br>8. Крелевецкие фосфориты<br>9. Восточный склон Урала                                                                                                                                             | 1. Абеокут (Нигерия)<br>2. Ганфс (Тунис)<br>3. Тебесс (Алжир)<br>4. Луи Жангиль (Марокко)<br>5. Каратаг<br>6. Фергана                                    |                     |                                         |
|                                        | 5 6 7                    |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        | ↑↑↑↑↑<br>1223 9<br>↓↓↓↓↓ |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| D                                      | 8                        | 6. Сеноманские (три горизонта) Днепровско-Донецкой впадины<br>7. Сантонские — актюбинские и Поволжья, Пензенской обл.<br>8. Хоперские фосфориты<br>9. Центральный французский массив<br>10. Парижский бассейн              | 1. Тричинополи (Индия)<br>2. Сафагат (Египет)<br>3. Коссейр, Хамадат, Сибайя, Харга, Дахла и др. (Египет)<br>4. Мтавари (Грузия)<br>5. Израиль, Иордания |                     |                                         |
| Mst                                    | 5                        |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| Cmp                                    | 2 3                      |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| Cr <sub>2</sub> Srt                    | 7                        |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| Cn                                     | 10                       |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| T                                      | 4                        |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| Cm                                     | 1 6 9                    |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| Cr <sub>1</sub>                        | 8 7                      | 1. Егорьевские фосфориты<br>2. Вятские »<br>3. Кинешемские »<br>4. Сызранские »<br>5. Чувашские »<br>6. Саратовские » (р. Курдюм)<br>7. Средне-и верхнеальбские фосфориты от Саратова и Ульяновска до Днепра<br>8. Арденны |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        |                          |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        | 6                        |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        | 12345                    |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
| J                                      | ↑                        | 1. Портландские фосфориты Общего Сырта<br>2. Егорьевские фосфориты<br>3. Сынтульские руды                                                                                                                                  |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        | 1 2 3                    |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |
|                                        | 1                        |                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                          |                     |                                         |

|            |                     |                                                                                                                                             |                                                                                                                                             |                                                                                                                       |                                                                       |
|------------|---------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|
|            |                     | 1. Окраина Центрального Французского плато — фосфатизированные известняки                                                                   |                                                                                                                                             |                                                                                                                       |                                                                       |
| T          | 1                   | 1. Вьетнам                                                                                                                                  |                                                                                                                                             |                                                                                                                       | Вьетнам                                                               |
| P          | 1 2 3 4             |                                                                                                                                             | 1. Бонф Альберта (Канада)<br>2. «Фосфория», Скалистые горы<br>3. Селеукские фосфориты<br>4. Шиханы                                          |                                                                                                                       | Вьетнам                                                               |
| C          | 1 2                 | 2. Сланцы Экка (Южная Африка)                                                                                                               | 1. Бразер (Юта)                                                                                                                             |                                                                                                                       | Встречены также в Северной Африке в глинистых сланцах (25% $P_2O_5$ ) |
| D          | ↑ 3 ↓    ↑ 2 ↓    1 | 1. Северный и южный склоны Пиренеев, смежные участки Франции и Испании. Желваки в темных глинистых сланцах с высоким $P_2O_5$<br>3. Вьетнам | 1. Тенесси — фосфатизированные известняки                                                                                                   | 1. Нассау — в шальштейнах                                                                                             |                                                                       |
| S          | 5 6<br>1 2 3<br>4   | 4. Оболовый песчаник Эстонии и Швеции<br>5. Фохтланд (Германия)<br>6. Северный Уэльс — желваки                                              | 1. Батсвил (Арканзас) — фосфатизированные известняки<br>2. Ангара и др. места (Сибирская платформа)<br>3. Северо-восток Сибирской платформы |                                                                                                                       |                                                                       |
| Сm         | 2 3 6<br>1 5<br>4   | 5. О-в Борнгольм<br>6. Подолия                                                                                                              | 4. Юннань — кремнисто-сланцевые отложения<br>1. Кара-Тау (Туркестанский)                                                                    | 2. Мансфильд, штат Виктория<br>3. Залежи в южной Австралии                                                            | Квинсленд — кремнистые породы Брисбен и др.                           |
| Протерозой | 2 3<br>1            |                                                                                                                                             |                                                                                                                                             | 1. Литошипе и Хвалетипе<br>2. Мийе (Япония) — концентрация $P_2O_5$ в кварцитах и шальштейнах<br>3. Тунь-Шань (Китай) |                                                                       |

аридной зоне нижнепалеозойского времени. Справедливость отнесения каратауских фосфоритов к аридной зоне подтверждается тем, что фосфаты ассоциируются здесь с мощной доломитной толщей; доломиты, же как известно, были в палеозое типичным образованием водоемов аридных зон в самые начальные моменты их осолонения. По-видимому, Каратауский фосфатообразующий водоем, как и аналогичные ему бассейны пермский



Фиг. 101. Климатические условия образования кембрийских фосфоритов Каратау.

1 — засушливая зона; 2 — фосфориты.

в США и третичный в Сев. Африке, локализовался в периферийной части Кембрийского аридного пояса; при временных и локальных изменениях его конфигурации территория фосфатонакопления входила в зону гумидных условий, что способствовало образованию небольшого железисто-марганцевого горизонта над фосфатной толщей. Такая ассоциация возникала с тем большей легкостью, что марганцевые накопления, как было отмечено выше, могут заходить иногда и в самые периферические части аридных поясов.

Учитывая огромные запасы упомянутых фосфоритных месторождений аридных зон, приходится признать, что именно засушливые зоны, а не гумидные, были главными генераторами фосфатных накоплений в истории Земли. По сравнению с ними фосфатный процесс в гумидных поясах был сильно ослаблен. Это сказалось не только в гораздо меньших запасах гумидных фосфатных месторождений, но, как увидим ниже, и в своеобраз-

ном их петрографическом облике и тектоническом размещении по основным структурным единицам земной коры.

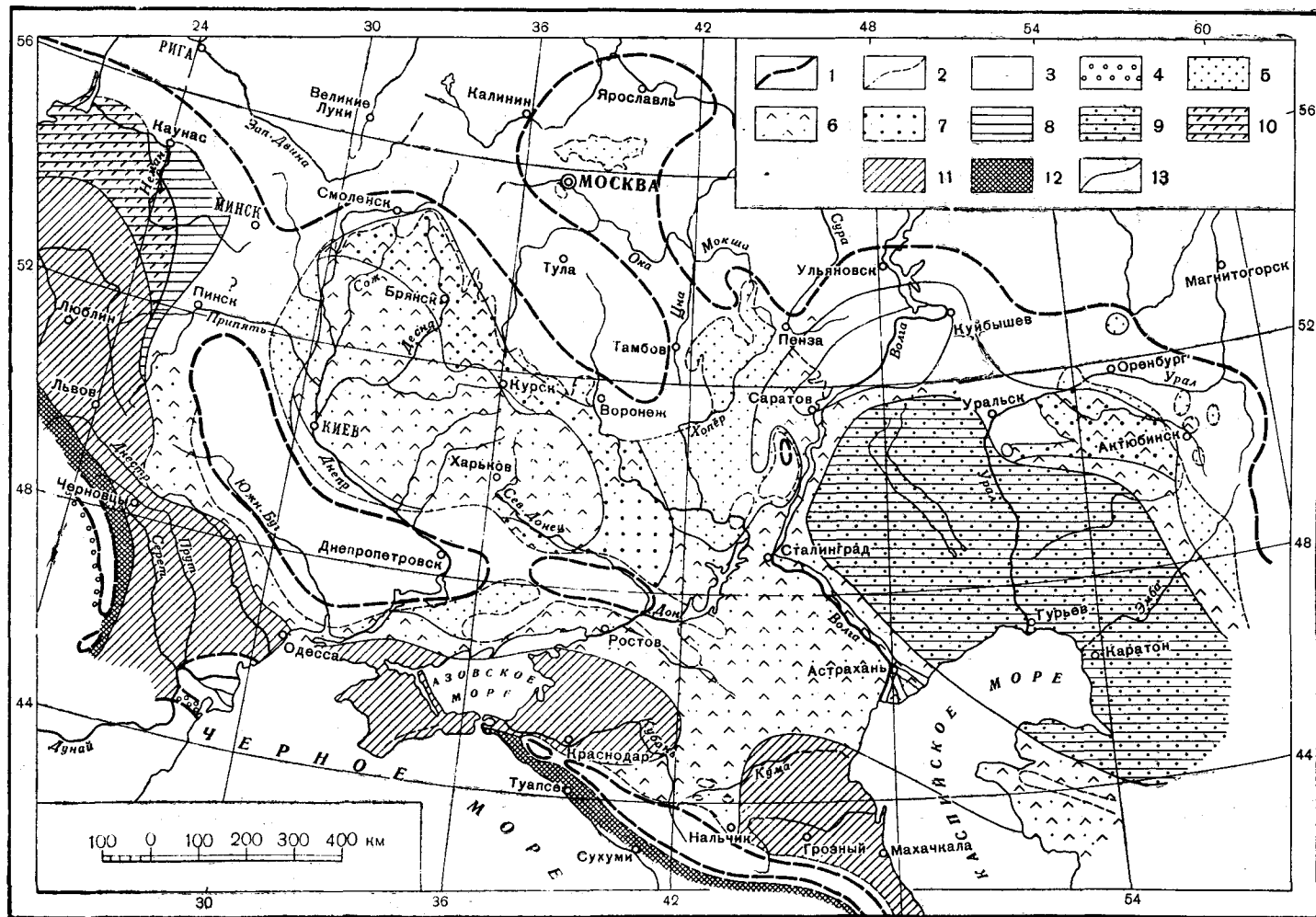
Моря, в которых возникло подавляющее большинство фосфоритов, в одних случаях представляли собою обширные открытые водоемы, как, например, альб-сеноманский, сантонский и палеогеновый бассейны Русской платформы (фиг. 102), в других — прихотливых очертаний внутриконтинентальные, удлинённые, далеко заходившие в глубь суши водоемы, являвшиеся, по существу, проливами между двумя участками океанов; таковы — портландский, верхневолжский, валанжинский и другие бассейны Русской платформы, особенно богатые фосфоритами (фиг. 103); при этом фосфориты иногда явно приурочивались к заливам этих морей (вятские валанжинские фосфориты).

Внутри морей фосфоритовые отложения занимали участки, отвечающие приблизительно средней и нижней частям современного шельфа. А. В. Казаков (1937, 1939) определил область фосфатонакопления как зону глубин  $100 \pm 50$  м и назвал эту полосу «фосфатным шельфом». Такая цифровая оценка построена целиком на данных по современной геохимии фосфора и является чересчур актуалистической в ляйелевском понимании актуализма, т. е. слишком механически переносит данные современности на древность. Реальные глубины фосфатонакопления зависели от типа морского водоема и, несомненно, отличались от приведенных цифр как в сторону их уменьшения, особенно на платформах палеозоя и мезозоя, так и в сторону увеличения, особенно в геосинклинальных зонах. Важно подчеркнуть только, что «фосфатный шельф» всегда занимал в пределах моря промежуточное положение, никогда не придвигаясь вплотную к берегу, но никогда и не опускаясь на глубины центральной котловины моря. Ширина «фосфатного шельфа» зависела от уклона дна: в плоских эпиконтинентальных морях платформ с ничтожным наклоном дна фосфатонакопление занимало широкую полосу (до 150—200 км как максимум); в геосинклиналях с их резким наклоном дна соответственно — гораздо более узкую зону (в 30—40 км как максимум), приобретая лентовидный характер.

Петрографические типы осадков, с которыми ассоциируются фосфориты, значительно варьируют, причем образуют два параллельных ряда (фиг. 104, 105). Первый ряд терригенный; вблизи верхней границы «фосфатного шельфа» он начинается песками, большей части мелкозернистыми, которые вглубь сменяются алевроитами и глинами. Во втором ряду песчаные породы, обогащаясь известковым материалом, сменяются мергелями и известняками. В каждом из рядов максимум фосфатонакопления в частных случаях сдвигается то в более грубозернистую, то в более мелкозернистую область. Эти петрографические типы вмещающих фосфаты пород весьма близки к тем, на базе которых возникали в морях накопления железных и марганцовых руд. Разница заключается в том, что железорудные ряды всегда приурочены к заливам, бухтам и островным участкам моря, а ряды фосфатные обычно к открытым частям морских побережий. Это различие указывает, что железорудные ряды отличались, по-видимому, несколько большей мелководностью и ослабленным гидродинамическим режимом в придонной части.

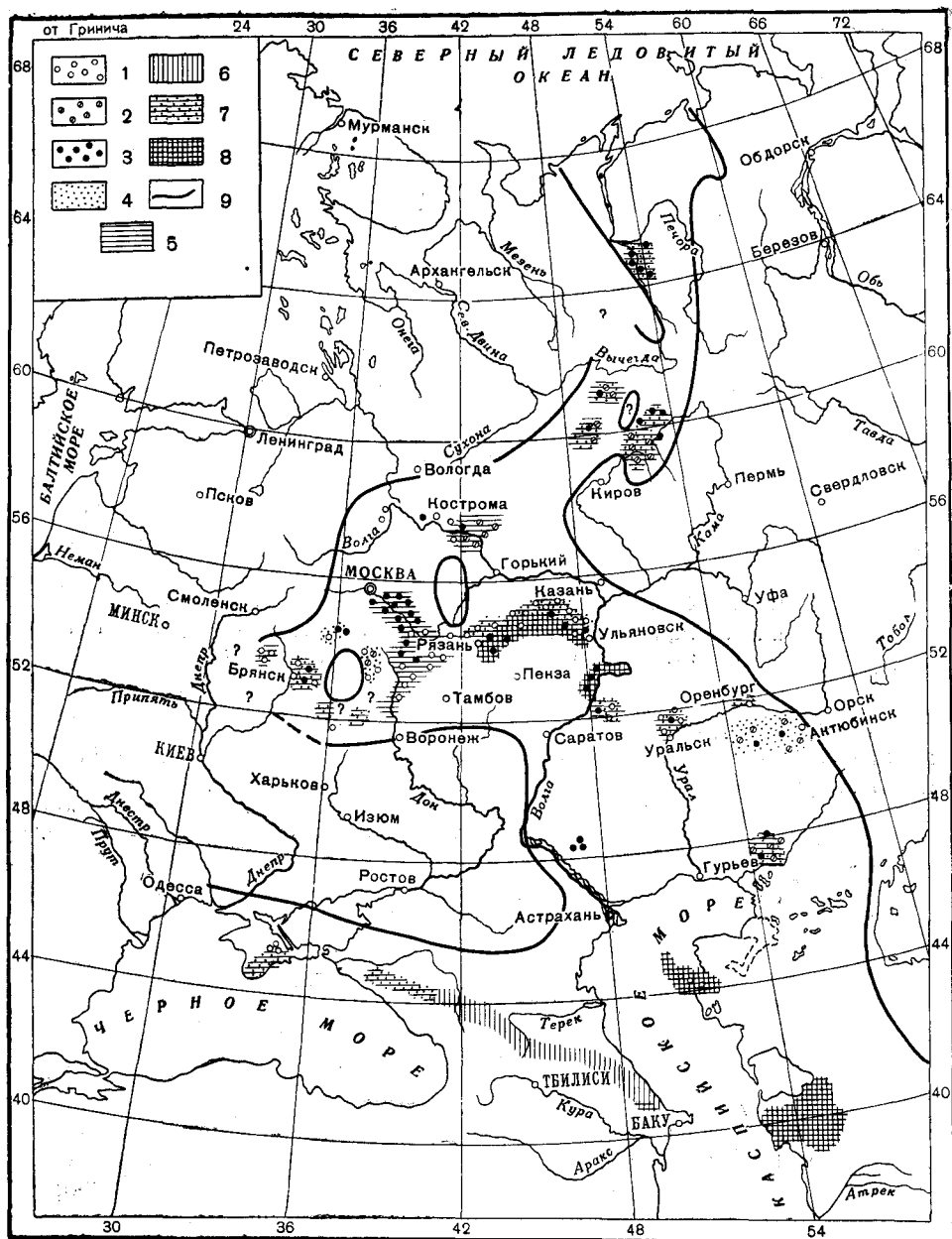
Формы нахождения фосфатов в пределах «фосфатного шельфа» однообразны. Почти исключительно это скопление желваков (или конкреций), частью первичных, находящихся *in situ*, не окатанных, частью подвергшихся переотложению и более или менее значительной обработке водой; иногда желваки сцементированы в сплошную плиту. В единичных случаях в отложениях гумидных зон встречаются маломощные пластовые фосфориты (хоперский горизонт Русской платформы), по периферии переходящие в желваковые. Совсем уникальны ракушечно-зернистые





Фиг. 102. Палеогеография и фации сеномана Русской платформы (по В. Н. Соболевской).

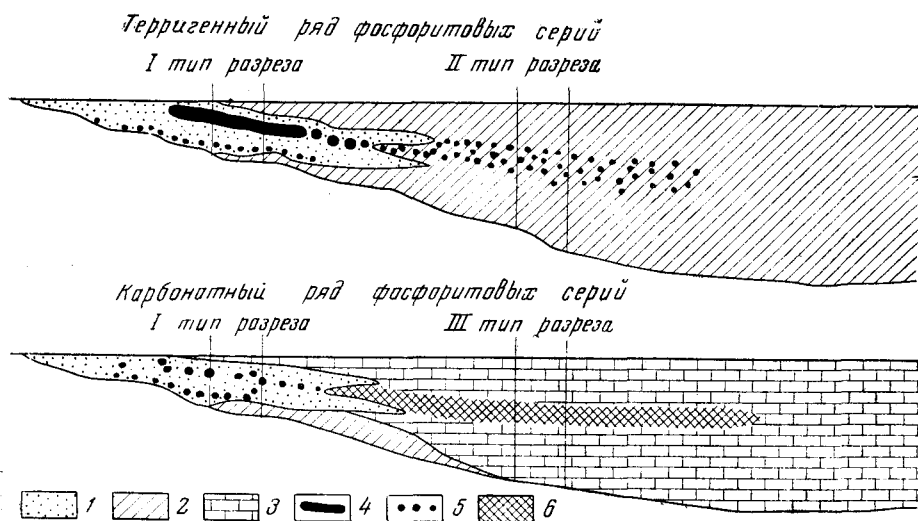
1 — береговая линия; 2 — граница современного распространения отложений сеномана; 3 — область предполагаемого распространения сеномана, позднее уничтоженного; 4 — грубозернистый кlastический материал (конгломерат, галечник, гравий и др.); 5 — пески кварцевые; 6 — глауконит; 7 — фосфориты; 8 — глины; 9 — глины песчаные; 10 — глины мергельные; 11 — мергель; 12 — верхнемеловой флиш; 13 — словные границы между фациями.



Фиг. 103. Карта отложений валанжинского моря (по Г. И. Бушинскому).

1 — галечники нефосфоритные; 2 — галечники фосфоритные; 3 — фосфориты; 4 — пески и песчаники; 5 — глины; 6 — известковые породы; 7 — глины песчаные; 8 — мергели песчаные; 9 — береговая линия; 10 — мощность отложений в метрах.

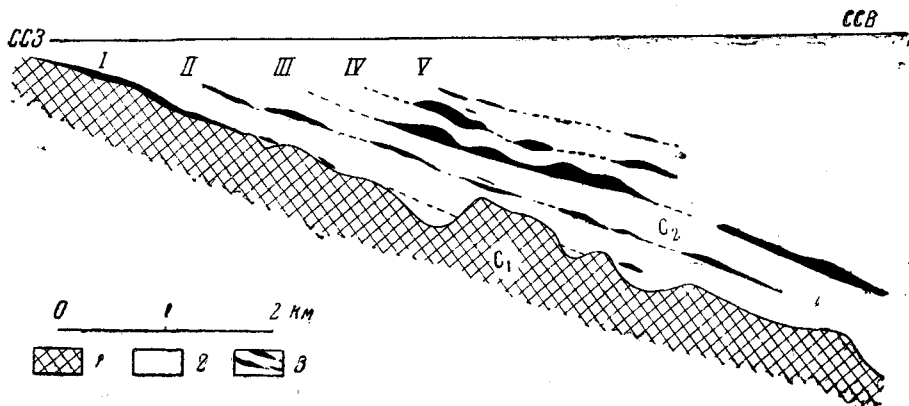
фосфориты, образованные фосфатными или фосфатизированными раковинами *Obolus*, *Lingula* и др., копролитами, фосфатными зернами и т. д. (оболовый горизонт Прибалтики).



Фиг. 104. Фациальные условия образования фосфоритов.

1 — пески и алевроиты; 2 — глины; 3 — карбонатные породы; 4 — фосфоритовая плита; 5 — желваковые фосфориты; 6 — фосфатизированный мел.

Фосфоритам гумидных зон свойствен определенный минералогический парагенезис, сопровождение фосфатов некоторым числом других аутигенных минералов. Наиболее распространен среди них *кальцит*, почти всегда



Фиг. 105. Строение пластового фосфоритового горизонта основания  $C_2$  в Ирландии (по О' Браену, 1953).

1 — подошва фосфоритного пласта — карбонатная толща визей; 2 — вмещающая толща — средний карбон; 3 — фосфоритовые горизонты (I—V).

присутствующий в фосфоритах. «Породы, не содержащие кальцита, — по наблюдениям А. В. Казакова, — обычно не содержат и фосфоритов, пример кинешемских и вятских готерив-барремских черных глин, аптских и келловейских глин Брянского района и т. д.» (1939, стр. 63). Весьма обычен также *глауконит*, особенно для желваковых платформенных фос-

форитов. Но «если, как правило, все наши фосфориты Русской платформы парагенетически ассоциируются с глауконитом, то нельзя сказать обратного, так как далеко не всегда глауконитовые осадки, даже по всему своему профилю, сопровождаются фосфоритами». «Глауконит, как правило, заходит и в смежные фации, как в более глубоководную, образуя глауконитовые глины и мергеля, так отчасти и в более мелководную, являясь в данном случае как бы авангардом фосфоритной фации» (там же). За последние годы выяснилось наличие еще и иного минералогического парагенеза фосфоритов, встречающегося, правда, реже глауконитового, с хлоритами и сидеритами; обычно количество этих минералов бывает небольшим, но иногда они накапливаются до стадии руд, и возникают своеобразные железо-фосфатные руды (Сынтульские, Хоперские). Добавим, что как сами фосфориты, так и непосредственно заключающие их породы всегда содержат органическое вещество; в ряде случаев количество его повышено, особенно у глин и известняков, которые становятся битуминозными.

Характерной чертой желваковых фосфоритовых руд является обилие органических остатков, частью в виде цельных раковин, более или менее фосфатизированных, частью в виде их ядер. *«Фосфоритная» фауна всегда богаче той, какая обитала в более мелководной и глубоководной зоне.* Были предприняты попытки выявить специфику биоценозов фосфатных отложений (Дрожжева, 1941; Казаков, 1939). Оказалось, что фауна желваковых фосфоритов отличается обилием донных, в частности прикрепленных форм (брахиоподы, *Ostrea*, *Exogyra*, *Inoceramus*, губки и др.), что, несомненно, указывает на совершенно нормальный газовый режим придонной части бассейна. Для фосфатных биоценозов характерно также отсутствие колониальных кораллов и в подавляющем большинстве случаев известковидных водорослей и травоядных брюхоногих. И то и другое не случайно, а доказывает, что глубины отложения фосфоритов были ниже зоны фитопланктона и ниже главных областей накопления руд триады Al — Fe — Mn. У пластовых фосфоритов органические остатки очень скудны, а иногда и отсутствуют.

Очень важной особенностью желвачных фосфоритных свит является то, *что их ближайшая — по отношению к берегу — часть, сложенная более грубыми песчано-алевритовыми осадками, залегает, как правило, на более или менее интенсивно размывтой поверхности подошвы, к удаленной же от берега части серии перерыв уменьшается и иногда полностью исчезает, так что в этой зоне более или менее фосфатизированные породы переходят в нижележащие непрерывно и постепенно.*

Так как сложно построенные фосфатные серии лишь очень редко сохраняются и вскрываются на всем своем профиле, как правило же разрываются последующей эрозией на изолированные куски, то в природе наблюдается несколько типов строения колонки желваковых фосфоритных отложений.

*Первый тип* распространен наиболее широко, известен давно и был кратко охарактеризован А. В. Казаковым в 1939 г. Фосфоритная серия маломощная, залегает на размывтой поверхности, имея в основании галечник, иногда из фосфоритовой гальки. Слагается песчаными или алевритовыми породами, в которых на некотором расстоянии от подошвы располагаются один, два или три прослоя конкреционных фосфоритов. В более сложных случаях внутри фосфатной серии наблюдаются более или менее ясные следы перерывов. Вверх фосфатная серия обычно постепенно сменяется толщей глинистых пород (Егорьевские, Курские, Актюбинские месторождения).

*Второй тип* фосфатного разреза возникает в тех немногих случаях, когда максимум фосфатонакопления находится не в песчано-алевритовой, а в глинистой зоне. Его демонстрируют разрез Cm Подолии, S<sub>2</sub> Уэлса,

Дз Пиренеев. Фосфатная серия также маломощна, но залегает на подлежащих породах совершенно согласно. Образуют ее темные глинистые породы, обычно богатые органическим веществом; с глинами иногда переслаиваются известняки, тоже темные, битуминозные; и те и другие несколько фосфатизированы. Конкреции размером от лесного до кокосового ореха лежат разбросанно в некоторое число рядов. В центре желваков нередко скопления сульфидов Fe, Pb, Zn. Иногда глина бывает глауконитовая, как в сеномане юга Центрального французского массива (Перн и Фокенберг).

*Третий тип* фосфатного разреза также редок и возникает, когда максимум желвакового фосфатонакопления смещен в область карбонатных отложений; он демонстрируется верхнемеловыми отложениями севера Франции и Англии. Налегание фосфатной серии на породы подошвы согласное, но все же в основании ее обычно прослеживается конгломератовидный прослой из твердых фосфоритовых конкреций, а сам подстилающий горизонт часто просверлен ходами моллюсков, что надо рассматривать как следы некоторого обмеления. Выше контакта лежит фосфатизованный в той или иной степени пишущий мел.

Форма нахождения фосфатов в желваковых сериях тройка: фосфатные конкреции, фосфатизированные органические остатки, цементирующая эти остатки и конкреции масса.

Как фосфатные желваки, так и фосфатизированные органические остатки иногда залегают во вмещающей породе свободно, рыхло, не цементируясь. Но в большинстве случаев породы в большей или меньшей степени сцементированы то кальцитом, то кальцитом с примесью фосфатов, то, наконец, чистым фосфатом. В последнем случае возникает плотная фосфоритная плита, иногда прослеживающаяся на большом протяжении (например — курский самород). Верхняя граница плиты обычно ровная, порою как бы облитая поливой; нижняя — расплывчатая, неопределенная: плита как бы расплывается в обычный рыхлый желваковый слой.

При ознакомлении с геохимией фосфоритов гумидных поясов бросается в глаза тесная связь между петрографическими типами фосфоритов и содержанием в них  $P_2O_5$ . Эта связь наглядно проступает из нижеследующего сопоставления, сделанного еще А. В. Казаковым (1939) и несколько дополненного нами (табл. 25).

Т а б л и ц а 25

Связь качества фосфоритов с их петрографическими типами  
(по А. В. Казакову; переработано)

| Характеристика<br>фосфоритов                 | Петрографический тип фосфоритов                         |                            |                                        |                                           |                                                                     |                                                            |
|----------------------------------------------|---------------------------------------------------------|----------------------------|----------------------------------------|-------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|
|                                              | Раковин-<br>ные обо-<br>ловые пес-<br>чаники<br>Эстонии | Желваковые (конкреционные) |                                        |                                           |                                                                     | Пластовые<br>хоперские                                     |
|                                              |                                                         | Песча-<br>нистые           | Глауконитовые<br>(переходные)          |                                           | Глинистые                                                           |                                                            |
|                                              |                                                         |                            | 1                                      | 2                                         |                                                                     |                                                            |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .      | 3—16                                                    | 14—18                      | 18—24                                  | 24—28                                     | 30—34                                                               | 30—36                                                      |
| Нерастворимый<br>остаток (в %)               | 80—90                                                   | 50—30                      | 30—12                                  | 12—3                                      | ~2                                                                  | до 2                                                       |
| Вмещающая<br>фосфатная по-<br>рода . . . . . | Пески                                                   | Пески                      | Глауконито-<br>во-глинис-<br>тые пески | Глаукони-<br>тово-гли-<br>нистые<br>пески | Для ко-<br>ренных фос-<br>форитов тон-<br>кие глинис-<br>тые сланцы | Опоки, бур-<br>ный железяк, тонкие<br>зеленоватые<br>глины |

Так как среди фосфоритов гумидных зон пластовый тип развит очень слабо, а подавляющее господство принадлежит песчаным и глауконитовым желваковым фосфоритам, то получается, что фосфориты гумидных зон в общем низкокачественны. Иначе говоря, процессы концентрирования фосфора в осадках гумидных зон выражены ослабленно и не достигали той интенсивности, какая имела место в отложениях зон аридных<sup>1</sup>.

С ослабленностью фосфоритонакопления связана, вероятно, и преобладающая желвачная форма нахождения фосфора. Сами по себе желваки возникли, конечно, лишь в диагенезе, в результате перераспределения  $P_2O_5$  в осадке. Но диагенетическое перераспределение любого компонента и образование его стяжений, как мне неоднократно приходилось указывать, наиболее эффективно происходит лишь в том случае, если его содержание в осадке далеко от 100%; по мере приближения концентрации компонента к этому пределу, интенсивность перераспределения его и соответственно конкрециеобразование ослабевают. Первичное содержание фосфатов в осадках гумидных зон было всегда низким, весьма далеким от 100%; это обстоятельство и вызывало интенсивное их перераспределение и нахождение в подавляющем большинстве случаев именно в виде желваков.

Характерную особенность желваковых фосфоритов составляет чрезвычайная распространенность перемывания осадка в процессе формирования фосфоритных серий. Это сказывается в наличии внутри серий поверхностей размыва, но еще более ярко — в строении фосфоритовых пластов и слагающих их конкреций. За очень редкими исключениями в каждом желваковом пласте при внимательном изучении, наряду с первичными шероховатыми, необтертыми, неокатанными конкрециями, обнаруживается некоторое число обтертых, слегка или даже сильно окатанных желваков, а иногда и настоящие фосфоритовые гальки. Как правило, гальки источены камнеточками (фоладами). По петрографическому типу они всегда отличаются и от первичных фосфатных желваков и от вмещающей породы обычно в сторону более тонкой зернистости; например, среди кварцево-глауконитовых желваков в песчаной вмещающей породе в качестве гальки встречаются глауконитовые и глинистые фосфориты и т. д. Нередко перемытые галечные фосфориты вновь обрастают каймой фосфатов второй генерации и соответственно иного петрографического типа. Эти желваки с двумя генерациями фосфатов опять иногда окатываются и вновь обрастают, давая стяжения с тремя генерациями фосфатов, и т. д. Число таких генераций в отдельных случаях доходит до 4—5, указывая на весьма сложный путь формирования пласта. При этом сами перемывания, как правило, происходили без полного обсыхания участка фосфоритообразования, а были подводными и вызывались временными обмелениями, либо даже действием сильных течений. Так, в портландском фосфоритовом горизонте Егорьевского месторождения Г. И. Бушинский (1937) насчитал 4 генерации фосфоритов; в этом же горизонте под Москвой А. Н. Розанов (1912) установил 3 генерации, а на Общем Сырте П. П. Дрожжева даже 6 генераций (1955). Лишь некоторые горизонты — сеноманский и киевский в Днепровско-Донецкой впадине, нижнесантонский в Актюбинской области — являются почти чисто первичными, без значительных перемываний.

Важно отметить, что несмотря на малую мощность фосфатножелваковых серий длительность их формирования была часто достаточно большой. Особенно ярко это выявляется у платформенных разрезов первого типа, хорошо проанализированных с этой точки зрения в свое время еще А. Д. Архангельским, а позже А. В. Казаковым и П. П. Дрожжевой.

<sup>1</sup> О фосфатонакоплении в морях аридных зон см. том III настоящей монографии.

Так, в Актюбинском районе фосфатная серия мощностью 7 м формировалась в течение всего нижнесантонского века. Сеноманская серия северного крыла Днепровско-Донецкой падины мощностью в 3—5 м образовалась в течение всего сеноманского века. Еще интереснее с этой точки зрения Егорьевское месторождение. Оно включает в себе 5 зон: 1) *Perisphinctes Panderi* D'Orb., 2) *Virgatites virgatus*, 3) *Oxynoticeras fulgens*, 4) *Oxynoticeras catenulatum*, 5) *Berriasella rjasanensis*, а мощность ее равна всего 3—4 м. Для других типов колонок аналогичного анализа пока не проведено, но едва ли можно сомневаться в том, что и там дело обстояло так же. Таким образом, области желвакового фосфатонакопления заведомо являлись площадями весьма замедленного осадкообразования и, в частности, очень малого отложения терригенных частиц. Вместе с тем это были области довольно подвижной воды, вызывавшей частое перемывание отлагавшегося осадка.

Чрезвычайно важную особенность гумидного фосфатонакопления составляет его локализация почти целиком в пределах платформенных областей; лишь изредка фосфатные месторождения появляются здесь в геосинклинальных зонах и в передовых прогибах; когда же фосфатонакопление в этих последних и возникает, оно отличается крайне слабым развитием, так сказать, подавленностью. Это наглядно видно на примерах фосфатопроявлений в  $D_3$  Пиренеев, в  $S_2 + 3$  Караганды, в  $J_1$  Сев. Кавказа и других мест. Указанная тектоническая локализация гумидных фосфатов не случайна; она обуславливалась, по-видимому, все той же ослабленностью, малой интенсивностью фосфатного гумидного процесса, благодаря чему даже бедные руды могли возникать лишь на базе медленной седиментации вообще. А так как в геосинклинальных зонах медленное осадкообразование было лишь исключением, а не правилом, естественно, что и фосфоритов в гумидных геосинклинальных регионах почти не накоплялось, а когда они все же и возникали, то отличались ничтожными массами. Добавим, что и на платформах и в геосинклиналях фосфатные руды гумидных зон ассоциируются только с сероцветными породами. Породы красноцветные, а тем более доломитовые и гипсоносные, представляют запрещенную ассоциацию для фосфоритов гумидных поясов.

Итак, малая интенсивность фосфатонакопления и его локализация практически лишь на платформах при почти полном отсутствии в геосинклинальных зонах; подавляющее господство низкокачественного желвакового типа при почти полном отсутствии типа пластового и слабом развитии раковинного; ассоциация лишь с сероцветными породами — вот характерные особенности гумидного фосфатообразования.

Эти специфические черты выступают еще более ярко, если сопоставить их с особенностями фосфатонакопления в морях аридных зон. В связи с резкой общей интенсификацией фосфатного процесса, в месторождениях аридных поясов господствующее положение занимают пластовые высокопроцентные накопления оолитового, микрозернистого или зернистого типа. Первые особенно типичны для каратауских и селеукских фосфоритов СССР и пермских США, вторые — для североафриканских. Самостоятельных желваковых фосфоритов в отложениях аридных зон нет совсем; желваки встречаются обычно лишь по периферии пластовых оолитовых или зернистых руд, там, где пластовое месторождение начинает выклиниваться, а содержание  $P_2O_5$  в нем убывает. Важно отметить также, что явления перемыва и переотложения фосфатного материала, столь развитые в морях гумидных зон и несомненно имевшие в них рудообразующее значение как фактор дополнительной концентрации  $P_2O_5$  в руде, в пластовых месторождениях аридных поясов развиты очень слабо, либо полностью отсутствуют. Иначе говоря, ни диагенетическое перераспределение фосфатного материала в осадках, ни перемыывание их с выносом раз-

бавляющего терригенного материала в аридных поясах уже не участвовали в качестве дополнительных и часто очень важных факторов фосфатонакопления. *Высокие концентрации фосфатов возникали здесь сразу же в первичном седиментационном акте.* Вместе с тем, в отличие от желваковых фосфатных месторождений гумидных поясов, пластовые фосфориты практически лишены фауны; зернистые содержат органические остатки, но в небольших количествах. С высокой интенсивностью фосфатного процесса в морях аридных зон связано и существенно иное размещение фосфоритовых месторождений по основным структурным единицам земной коры. *В аридных областях фосфатонакопление приурочивается не только к платформенным регионам, но и к геосинклинальным зонам и передовым прогибам,* причем достигает здесь громадных размеров; примерами могут служить среднекембрийское месторождение хр. Каратау (в Средней Азии), формация «Фосфория» в США, а также североамериканские фосфориты. Платформенное фосфатонакопление в аридных зонах играет скорее подчиненную роль сравнительно с геосинклинальным. Типичной особенностью аридного фосфатообразования является, наконец, нередкая ассоциация фосфатов с красноцветными толщами и горизонтами доломитовых и галогенных пород, замещающими морские фосфоритоносные отложения по простирацию. Характерными примерами являются фосфатные накопления ордовика Сибирской платформы (О. А. Никифорова, В. Л. Либрович), формация «Фосфория», третичные североафриканские и ряд других, более мелких.

В целом фосфоритные месторождения гумидных и аридных поясов представляют собою две весьма четкие группы, различающиеся друг от друга по самым разнообразным признакам, и нужно лишь удивляться тому, что это обстоятельство до сих пор почему-то осталось незамеченным и обходилось при теоретическом анализе фосфатонакопления.

Охарактеризовав фосфориты с чисто фактической стороны, обратимся теперь к рассмотрению условий и механизма их возникновения.

## 2. Механизм образования высоких концентраций фосфора в морских отложениях

Остановимся вначале несколько подробнее на основных чертах геохимии фосфора в морях и океанах.

Фосфор является, как известно, одним из обязательных элементов живого вещества, без которых невозможна жизнедеятельность организмов, ибо он входит в состав нуклеопротеидов, одного из компонентов белка. В то же время концентрации растворенных фосфатов в речных и морских водах ничтожно малы, благодаря чему фосфаты являются одним из факторов, ограничивающих биологическую продуктивность морей; увеличение содержания фосфатов, как правило, стимулирует рост биологической продуктивности, падение их концентраций — уменьшение продуктивности. Благодаря нестойкости нуклеопротеидов, поглощенный биологически фосфор после смерти организма быстро минерализуется, почти полностью возвращаясь в воду и лишь в ничтожной мере уходя в осадок.

Все эти химические особенности органических соединений фосфора определяют две основные черты его геохимии в морях, без которых нельзя понять генезиса фосфатных накоплений. *Это, прежде всего, сложный ход поступления в центральные зоны морей растворенных фосфатов, подаваемых с континентов речными водами.* Содержание фосфатов в речных водах, как известно, выше, чем в поверхностных морских. В приустьевых частях морей поэтому плотность планктона, особенно фитопланктона, резко увеличена; организмы здесь потребляют практически нацело все поступающие растворимые фосфаты, переводя их в фосфорорганические



соединения белков. Создается своего рода биофильтр, практически не пропускающий речных растворенных фосфатов к центру моря (Л. А. Зенкевич). Фосфор подается сюда главным образом в форме организованной материи, клеток фитопланктона, которые после отмирания, минерализуясь, порождают фосфаты, растворенные в морской воде. Это сразу же накладывает ограничения при любых попытках построения теории образования фосфоритов: оперировать непосредственным поступлением фосфатных растворов с водосборной площади и химическим осаждением из них фосфатов в море, очевидно, не приходится.

Не менее важна и другая особенность геохимии фосфора в море — характер его распределения в толще морской воды и наличие так называемых годичных биологических циклов.

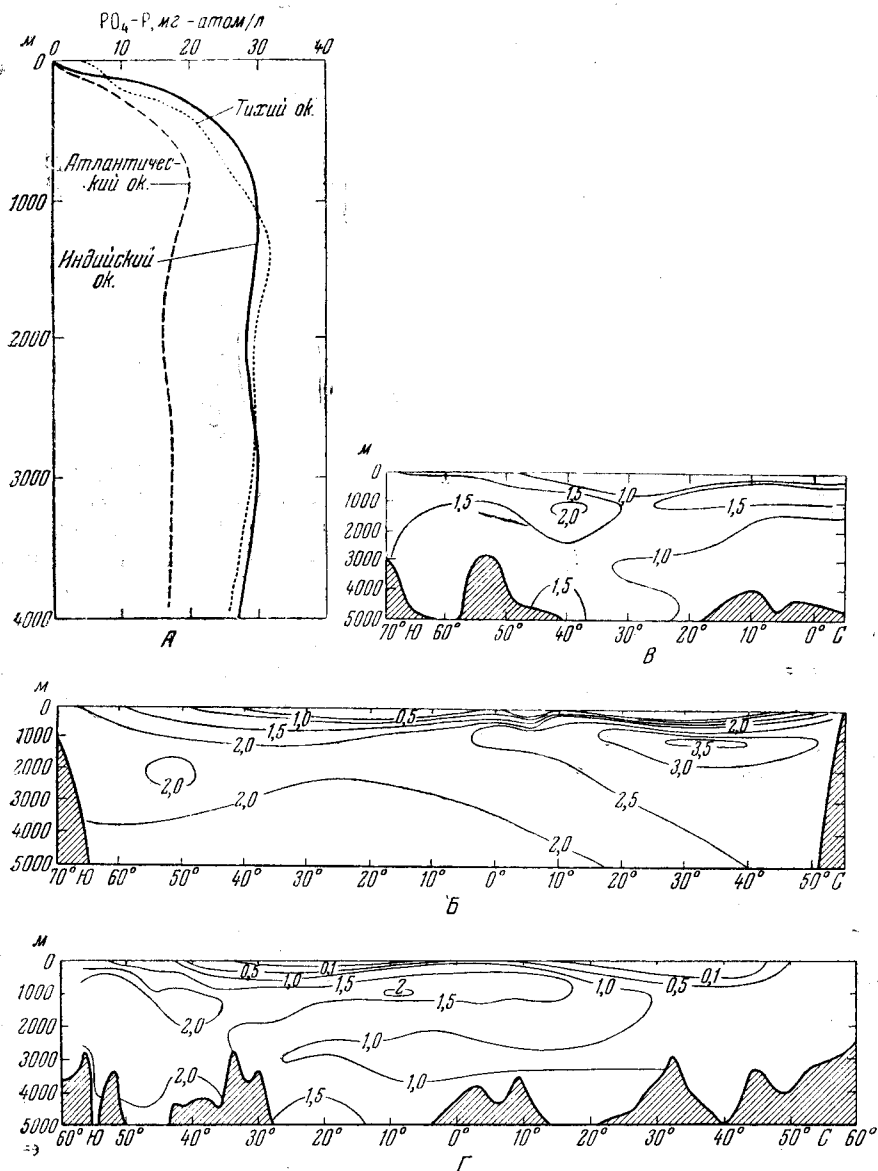
На фиг. 106 изображено, по Свердрупу, Джонсону и Флемингу (Sverdrup, Jonston, Fleming, 1955), распределение фосфатного Р на суммарных разрезах через Атлантический, Тихий и Индийский океаны. В водной массе всех океанов различаются четыре горизонта с неодинаковым содержанием фосфатов. Поверхностный слой до 50 м глубины почти везде отличается низкой концентрацией фосфатов от «биологического нуля» ( $< 1 \text{ мг/м}^3$ ) до  $10\text{--}20 \text{ мг/м}^3$ , часто меньше. Ниже располагается переходный горизонт в несколько сот метров мощностью, в котором содержание фосфатов непрерывно и более или менее быстро увеличивается с глубиной — до  $50 \text{ мг/м}^3$  фосфора. На глубинах от 500 до 1550 м прослеживается горизонт максимальных концентраций фосфора, достигающих обычно до  $100 \text{ мг/м}^3$ , но иногда и до  $150\text{--}200 \text{ мг/м}^3$ . Еще ниже лежит пояс глубинных вод, в котором содержание фосфатов обычно несколько меньше, чем в более высоком горизонте, и мало варьирует с глубиной. Такое распределение фосфора можно наблюдать также на профилях, изображенных на фиг. 106, В, В, Г. На них вместе с тем видно, что поверхностный слой наиболее мощен в средних широтах обоих полушарий; отчетливо выражен здесь и переходный горизонт нарастающих концентраций, а градиент роста мал. В экваториальной области поверхностный слой очень маломощный, а градиент высокий, т. е. нарастание Р с глубиной идет быстро.

В высоких широтах поверхностный слой малых концентраций и переходный горизонт могут вовсе отсутствовать; высокие концентрации фосфора находятся здесь уже в самых верхних частях гидрологического профиля.

При наличии общих черт в распределении фосфатов у каждого океана имеются и свои индивидуальные особенности. Так, в Атлантическом океане на глубинах свыше 1000 м наблюдается постепенное падение содержания фосфатов с юга на север; концентрация фосфатов в Антарктике поэтому приблизительно в два раза выше, чем в Арктическом бассейне. В Тихом океане, напротив, максимум фосфатов на глубинах свыше 1000 м находится к северу от экватора, где содержание фосфатов вдвое выше, чем в южном полушарии. Кроме того, в Тихом океане на юге нет ясно выраженного глубоководного слоя с пониженным содержанием фосфатов, лежащего под слоем максимума. В Индийском океане распределение фосфатов напоминает распределение их в Атлантическом океане, но содержание выше, чем в последнем, и почти точно отвечает тихоокеанскому.

К сказанному следует добавить, что в прибрежных частях морей наблюдаются иногда участки ясного обогащения фосфатами, языками уходящие в открытое море, что констатировано, например, вдоль западного побережья Африки (фиг. 107).

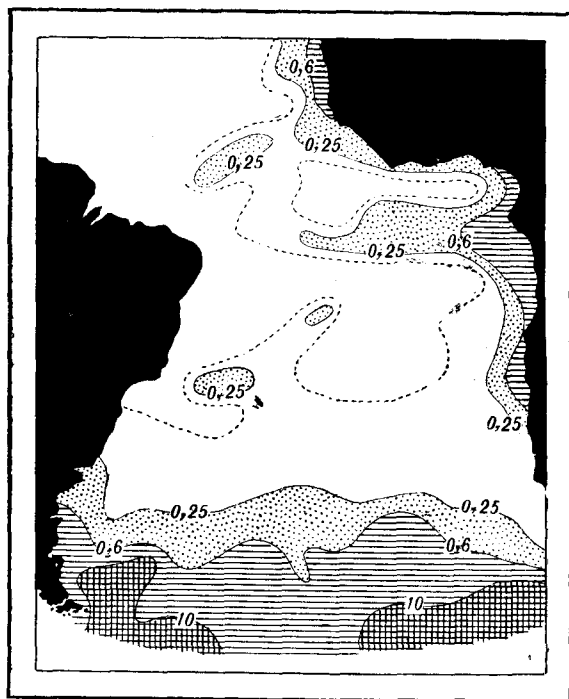
Происхождение описанных особенностей распределения фосфатов в настоящее время выяснено. Пониженное содержание Р в верхних 50 м, т. е. в зоне фотосинтеза, объясняется потреблением его фитопланктоном.



Фиг. 106. Вертикальное распределение фосфатов в океанах.

А — общая схема; Б — на меридиональном разрезе через Тихий океан; В — на меридиональном разрезе через юго-восточную часть Атлантического океана; Г — на меридиональном разрезе через центральную часть Атлантического океана (по Свердрупу, Джонсону и Флемингу).

После отмирания последнего трупы, минерализуясь, отдают фосфор обратно в воду, отчего более глубокие горизонты всегда обогащены фосфатами. Появление максимума растворенного Р на глубинах 500—1500 м указывает, что именно в этом интервале происходит главное разложение трупов планктона. Последнее обстоятельство хорошо согласуется с экспериментальными данными Б. А. Скопинцева, а также с распределением  $O_2$  и  $CO_2$ : в слоях с повышенным содержанием фосфатов концентрация  $O_2$  понижена за счет окисления органики, а содержание  $CO_2$  повышено



Фиг. 107. Горизонтальное распределение фосфатов в южной части Атлантического океана,  $P_2O_5$  мг/м<sup>3</sup> (по Ваттенбергу).

пропорционально уменьшению кислорода и возрастанию фосфатов. Обогащение поверхностных слоев воды в высоких широтах объясняется усиленными вертикальными движениями водной массы в этих местах. Причиной повышенных концентраций фосфатов в прибрежных частях моря являются реки, а также сгонные ветры, оттесняющие поверхностную воду от берегов, взамен которой здесь поднимается и выступает на поверхность более холодная и более богатая фосфатами глубинная вода. Именно такой случай имеет место у западных берегов Африки, а также у западного побережья Сев. и Южн. Америки. Таким образом, очерченное выше распределение фосфатов стоит в теснейшей связи как с гидробиологическими особенностями

океанов, так и с их гидродинамическим режимом.

Добавим, что в результате обогащения фосфатами глубоких горизонтов воды в океанах образовались гигантские общие запасы фосфатов. Принимая объем океанов в  $1370 \times 10^6$  км<sup>3</sup> и среднее содержание Р в воде в 0,1 мг/л, получаем, что общее количество фосфора в океанах составляет  $137 \times 10^9$  т.

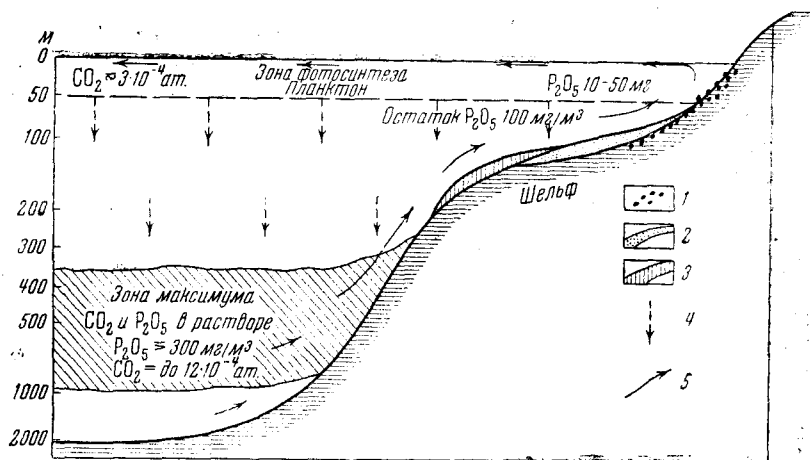
Каким же образом возникали высокие концентрации фосфатов в морских осадках?

Долгое время в литологической литературе господствовала так называемая теория биогенного образования фосфоритов (Л. Кайе, Ж. Колле, А. Д. Архангельский, Я. В. Самойлов и др.), связывавшая их генезис с быстрой массовой гибелью организмов, особенно рыб, на стыке холодных и теплых течений. Последней по времени модификацией этой концепции является биогенная гипотеза французского литолога Шарля (Scharles, 1953). В настоящее время биогенная теория, однако, потеряла кредит, ибо она не в состоянии истолковать многих существенных фактов в геологии фосфоритов, в особенности же потому, что совершенно не связана с общей геохимией фосфора в море, стоит в стороне от этой геохимии и ка-

жется чем-то ей посторонним. Между тем научная теория фосфоритообразования должна, несомненно, базироваться на общей геохимии фосфора в море, а не игнорировать ее.

Первой попыткой увязать фосфоритообразование с общей геохимией фосфора в море является хемотропная гипотеза А. В. Казакова, впервые изложенная им в 1937 г. (более полно в 1939 г.) и с той поры получившая широкое распространение не только у нас в СССР, но и за рубежом.

Сущность концепции состоит в следующем. Представим себе, что под воздействием устойчивых ветров возникает длительное сгонное течение поверхностных вод, для компенсации которого создается встречный глубинный восходящий поток воды (фиг. 108). «В этом случае,— пишет А. В. Казаков (1939),— когда эти глубинные холодные, насыщенные  $\text{CO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 300—600 мг/м<sup>3</sup>  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). воды подводятся глубоководными



Фиг. 108. Схема фосфоритообразования — осаждения фосфатов из морской воды в зоне шельфа в условиях восходящих холодных глубинных течений (по А. В. Казакову).

1 — фация береговых галечников и песков; 2 — фосфоритная фация; 3 — фация известковых осадков; 4 — падение остатков планктона; 5 — направление течений.

течениями в область материкового шельфа, неизбежно наступает уменьшение парциального давления  $\text{CO}_2$ . Этому способствует уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диффузия избытка  $\text{CO}_2$  в обедненные углекислотой поверхностные зоны фитопланктона, а также и возможное добавочное растворение этими восходящими «агрессивными» водами известковых осадков (донные илы, терригенные и органические суспензии). Вследствие уменьшения парциального давления  $\text{CO}_2$  в этих восходящих слоях морской воды, система ранее установившегося равновесия нарушается, и воды становятся пересыщенными по отношению к  $\text{CaCO}_3$  и  $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$  (стр. 73). Это создает возможность химического осаждения из морской воды кальцита и апатита. «На основании опытов Грегэма (1925) отношение выпадающих при этом масс ориентировочно должно быть следующим:  $\text{CaCO}_3 : 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 = 100 : 1$  (до 200 : 1); в абсолютных величинах порядок цифр намечается: 50—80 г  $\text{CaCO}_3$  и около 0,5 г фосфата кальция на 1 м<sup>3</sup>. Эти цифры весьма близки к нашим цифрам (250 : 1)» (стр. 75). «Естественно, в первую очередь (в более нижних частях шельфа) будет седиментироваться главным образом  $\text{CaCO}_3$  и с некоторым запозданием в смежных, расположенных ближе к берегу частях шельфа отлагаться фосфат, захватывая обычно (эндокриптия) некоторое количество  $\text{CaCO}_3$  (коагель)» (стр. 74). «При дальнейшем

восходящем скольжении водных масс к береговой линии последние входят уже в зону фотосинтеза (0—50 м), и остаточное количество этих питательных элементов —  $\text{CO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  — быстро ассимилируется фитопланктоном; воды снова становятся ненасыщенными этими компонентами. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в поверхностных слоях этой зоны в вегетационный период нередко спускается до «биологического нуля», т. е. до содержания  $< 1 \text{ мг } \text{P}_2\text{O}_5 \text{ в } 1 \text{ м}^3$ » (стр. 75).

Осаждением на дно некоторого количества фосфатов из наддонной воды дело, однако, не ограничивалось. Принадлежность подавляющей количественно массы фосфоритов гумидных зон желваковому типу доказывает, что вскоре после осаждения начиналось энергичное диагенетическое перераспределение фосфатов в осадке с образованием стяжений. *Этот процесс в данном случае, несомненно, имел рудообразующее значение, ибо локально создавал повышенные концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  против того, что имело первоначально в осадке в результате седиментации. Таким же дополнительным рудообразующим фактором был часто наступивший перемыв фосфатного осадка, ибо он нередко сопровождался выносом более тонких бесфосфатных терригенных и карбонатных частиц и дополнительной концентрацией желваков в остающемся от перемыва материале. Так сложным и длительным путем создавались, наконец, те желваковые фосфатные прослои и серии, которые так типичны для отложений гумидных зон.*

В редких случаях, когда возникали фосфориты пластовые, дополнительное диагенетическое перераспределение в качестве рудообразующего процесса имело гораздо меньшее значение, хотя и не отсутствовало совсем. В частности, сомнительно, чтобы те мелкие линзы фосфатов среди фосфатоносных глин, из которых состоят месторождения Хоперского горизонта, были бы целиком первичными, седиментационными; вероятно и здесь в некоторой степени проявилось диагенетическое перераспределение фосфатов, но протекало оно несколько иначе, чем у фосфоритов желваковых. Что касается перемывания осадка в качестве рудообразующего фактора, то в генезисе пластовых фосфоритов оно не имело места вовсе.

Существенно иным был механизм возникновения фосфоритов зернисто-ракушечного типа. В этом случае имело место непосредственное извлечение  $\text{P}_2\text{O}_5$  из воды организмами, — брахиоподами, рыбами, — для построения своего скелета, который затем захоронялся в осадке. Хемогенный седиментационный процесс подавлялся практически нацело и возникало уже не биохемогенное, а чисто биогенное накопление фосфатов (ордовик Прибалтики). Процессы диагенетического перераспределения фосфатов с образованием зерен вместо желваков и с сильным развитием метасоматоза по копролитам обычно при этом имели место и часто были развиты сильно. Всегда имеются и следы перемывания осадка и, значит, участия динамического фактора в процессе образования фосфоритного слоя. В этом отношении зернисто-ракушечные фосфориты стоят близко к желваковым.

Изложенная концепция А. В. Казакова позволяет удовлетворительно истолковать подавляющее большинство фактов, касающихся фосфатонакопления.

1. Поскольку фосфоритообразование связано с подъемом глубинных вод и с разгрузкой их от фосфатов при вхождении в зоны с низкими  $p\text{CO}_2$  и высокими  $p\text{H}$ , неизбежной делается приуроченность «фосфатного шельфа» к относительно малым глубинам моря и закономерное его здесь пролегание.

2. В то же время связанность фосфатонакопления с таким гидродинамическим режимом морей, который может реализоваться не только в условиях

влажных зон, но и зонах засушливых, предопределяет практическую независимость морского фосфоритообразования от климата; действительно, фосфориты возникали в прошлом в зонах и влажных и засушливых климатов и *в последних гораздо чаще и интенсивнее (по массам), чем в первых.*

3. Ослабленность морского фосфатонакопления во влажных зонах объясняется, по-видимому, большой сложностью присущего им метеорологического режима, особенно же отсутствием мощных пассатных ветров, длительно дувших в одном направлении и способных создавать длительные и мощные глубинные течения. При сложном и переменчивом метеорологическом режиме влажных зон условия для возникновения глубинных течений создавались лишь редко и сами течения не могли быть интенсивными. В зонах аридных с их мощными пассатами условия для возникновения глубинных течений были гораздо более благоприятными, что и вызывало интенсификацию на их площади садки  $P_2O_5$ .

4. Ослабленное поступление фосфатов на дно в морях гумидных зон приводило к двум характерным следствиям. Одно из них заключалось в том, что фосфоритовое месторождение могло возникнуть лишь в тех районах, где общая скорость седиментации была резко понижена и  $P_2O_5$  очень мало разбавлялся терригенным материалом. *Это предопределяло резко выраженное тяготение фосфоритов гумидных зон к платформам и практическое их отсутствие в геосинклинальных зонах влажного климата.*

Другим следствием ослабленного течения фосфоритообразования в гумидных зонах был специфический набор петрографических типов фосфоритов. *Даже на платформах дело лишь редко доходило до возникновения высокопроцентных пластовых фосфоритов, в подавляющем же большинстве случаев формировались лишь желваковые и зернисто-ракушечные.*

5. Что касается наблюдающейся иногда ассоциации фосфатов с железными и марганцевыми рудами, то, учитывая совершенно разный механизм их образования, приходится считать, *что во всех таких случаях мы имеем дело с одновременным или последовательным течением разных рудных процессов на одной и той же площади, благодаря частичному перекрытию фациальных профилей руд.* Особенно часто наблюдается такая ассоциация Р с марганцем, ибо их фациальные профили практически друг друга перекрывают.

Но хотя гипотеза А. В. Казакова позволяет без труда истолковать весьма большое число фактов, касающихся фосфоритовых руд, все же в настоящее время она нуждается в значительных поправках и видоизменениях сравнительно с тем первоначальным видом, в каком она была высказана А. В. Казаковым.

По идее этого исследователя, как известно, источником фосфатов всегда являлись глубокие горизонты (700—1500 м) океанской воды, откуда концентрированные растворы Р и выносились к месту формирования месторождений глубинными течениями. Поэтому обязательным условием в схеме А. В. Казакова является наличие широких связей данного участка моря с древним океаном. Однако палеогеографические карты для ряда фосфатонакопляющих морей заведомо не удовлетворяют этому условию; так обстоит дело, например, с портландским бассейном на Русской платформе, с морем верхневожжского и валантийского веков, когда накопились огромные массы фосфоритов. Для этих морей характерного внутриконтинентального облика, узких, с большим количеством заливов, накопивших фосфаты на участках, весьма удаленных от открытых океанических бассейнов, требование гипотезы А. В. Казакова явно и несомненно не удовлетворяется. Так же обстоит дело с фосфоритами в аккудукской и ашлярической свитах Карагандинского синклинория, на что уже указывали Н. В. Ревгартен и А. А. Петренко (1954). Причина неприменимости первоначальной схемы А. В. Казакова к этим случаям кроется,

на мой взгляд, в ее чрезмерной актуалистичности; автор ее целиком и без всяких оговорок переносит данные современной гидрохимии океанов на древние эпохи, не учитывая возможных усложнений ситуации в эти эпохи. Между тем едва ли можно сомневаться в том, что глубина зоны накопления фосфатов в морской воде не является строго фиксированной и в бассейнах разного физико-географического типа должна была меняться. В частности, во внутриконтинентальных морях платформенного типа в связи с их относительной мелководностью и плоским дном гидродинамическая активность заведомо должна была быть меньшей сравнительно с океанской. Это обстоятельство приводило не только к тому, что уменьшалась мощность зоны взмучивания и соответственно садка тонких частиц перемещалась на меньшие глубины, но и зона спокойной воды, где накапливались растворенные фосфаты, также поднималась вверх. Отсюда следует, что в наиболее глубокой придонной части относительно мелководных платформенных морей, вероятно, уже реализовались такие концентрации фосфатов, которые «разрешали» химическую садку  $P_2O_5$ , — пусть и в очень слабой степени, — когда создавались восходящие течения глубинной воды.

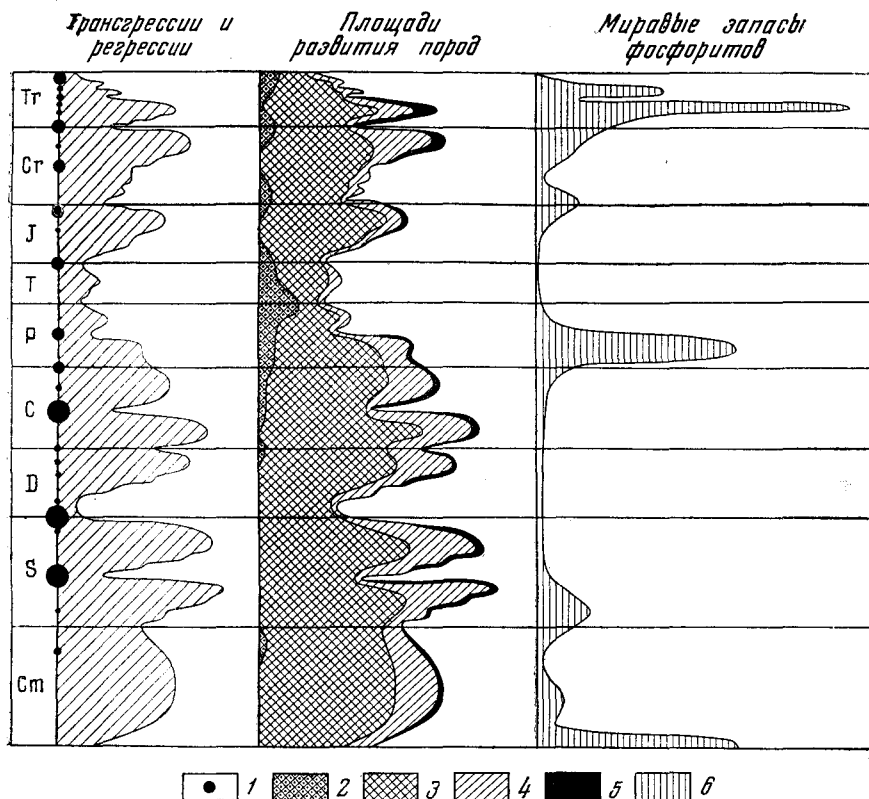
Таким образом, в отличие от А. В. Казакова, я думаю, что садка фосфатов во внутриконтинентальных морях платформенного типа была возможна вовсе не за счет подтока глубинных вод из океанов, а за счет концентрации  $P_2O_5$  в глубоких горизонтах самих платформенных морей. Незначительная величина этой концентрации была существенным фактором, ослаблявшим интенсивность платформенного фосфатообразования.

Большой интерес вызывает наблюдающееся иногда заметное обогащение фосфоритоносных серий органическим веществом. Оно происходит, по-видимому, в тех случаях, когда поднимающиеся глубинные воды не успевали достаточно разгрузиться от  $P_2O_5$ , то ли потому, что течение было слишком быстрым, то ли потому, что фосфатов в воде было много. В зону фотосинтеза тогда попадало избыточное количество  $P_2O_5$ . Это вызывало усиленное цветение планктона, который после отмирания обогащал осадки фосфоритовой зоны органическим веществом. *Так, при некоторых аномальных условиях повышенные количества органического вещества становились закономерным членом фосфатного парагенеза.*

Значительно труднее понять обычно наблюдающуюся связь гумидного фосфатообразования с начальными моментами морских трансгрессий (фиг. 109). Постоянство такой связи исключает мысль о случайных совпадениях и заставляет думать, что развитие трансгрессий, т. е. изменение в соотношениях суши и моря, неизбежно должно было сопровождаться существенной перестройкой ранее установившегося метеорологического, в частности ветрового, режима. В период перестройки особенно беспокойным должен быть режим на смещающейся границе суши и моря. Это способствовало учащенному появлению сгонных ветров и отсюда — возникновению глубинных течений и фосфатонакопления. Насколько соответствуют действительности эти общие соображения, — покажут дальнейшие исследования.

Все сказанное относится к фосфатонакоплению в водоемах гумидных поясов. Если изложенные соображения верны, то как понять в свете их специфические особенности возникновения фосфоритов в морях областей аридных. В частности, что при том же механизме фосфатообразования столь усиливало фосфатонакопление в морях именно аридных зон? Два обстоятельства, мне кажется, способствовали этому. Если в морских водах гумидных зон фосфаты, по новым данным А. И. Смирнова, только «очень близки к насыщению» в поверхностных водах, то в морях зон аридных, несколько более минерализованных, несомнен-

но наступало их насыщение и даже некоторое пересыщение вследствие постоянного удаления растворителя — воды — ее испарением. Это обстоятельство могло только содействовать химическому осаждению фосфатов, увеличивая массы их, выпадающие из растворенного состояния.



Фиг. 109. Стратиграфическое размещение основных типов осадочных пород.  
1 — фазы складкообразования; 2 — континентальные обломочные породы; 3 — морские обломочные породы; 4 — известняки; 5 — кремни, опоки; 6 — фосфориты  
(по В. М. Гиммельфарбу, 1958, с дополнениями).

С другой стороны, засушливая область отличается необычайным постоянством и силой пассатных ветров, что должно вызывать локальные, достаточно устойчивые (постоянные) и сильные глубинные течения, выносящие фосфаты с глубоких горизонтов вверх. Это обстоятельство не только содействовало дополнительному усилению садки фосфатов и созданию высокопроцентных их концентраций, но и растягивало саму садку на гораздо более длительные сроки, создавая гораздо более мощные разрезы фосфатных серий.

Таким образом, интенсификация фосфатонакопления в морях аридных областей была, по-видимому, явлением неизбежным при специфическом режиме аридного климата. Усиление же фосфатного процесса естественно влекло за собою локализацию его не только на платформах (что характерно для гумидных зон), но и в геосинклиналях, т. е. образование месторождений на фоне несколько убыстренной общей седиментации. Соседство с глубокими котловинами геосинклинальных морей, нижние горизонты которых обогащены  $P_2O_5$ , могло сказываться лишь положительно на фосфатонакоплении. Усиление этого процесса автоматиче-



ски приводило к тому, что желвачный тип фосфоритов, отвечающий очень малой интенсивности фосфатообразования, был вытеснен пластовым и сохранился лишь по периферии последнего, где он, затухая, становился слабым. Прочие особенности фосфатообразования в слабо минерализованных водоемах аридных поясов: связь с доломитами, с красноцветными отложениями, близкое соседство (по разрезу и на площади) с гипсами — являются столь же неизбежным следствием аридного климата, как и общее усиление фосфатного процесса.

В заключение несколько слов по поводу одной концепции генезиса фосфоритов, недавно появившейся в литературе и рисующей образование фосфоритов радикально иначе, чем было изложено выше. Я имею в виду трактовку многих из них в качестве эффузивно-осадочных образований, связанных с подводным вулканизмом геосинклинальных областей. На Западе такого рода высказывания имеются по многих докладах и выступлениях на Алжирском международном геологическом конгрессе 1952 г., у нас — в работе Н. С. Шатского, впервые доложенной также в 1952 г. (опубликована в 1955 г.).

Классическими примерами фосфатных руд эффузивно-осадочного генезиса Н. С. Шатский считает кембрийское месторождение Каратау и пермское месторождение «Фосфория» в США. При этом для Каратау в качестве района эффузий указывается Южн. Урал, для «Фосфории» — современное тихоокеанское побережье. В обоих случаях источники фосфатов удалены от участков их массового отложения на многие сотни километров. Это огромное отстояние месторождений от родоначальных вулканических очагов в данном случае не является каким-либо исключением, но отвечает общему установленному Н. С. Шатским положению, согласно которому фосфатные руды вулканического происхождения в наибольшей степени концентрируются в так называемых удаленно-кремнистых формациях, т. е. на максимальном расстоянии от участков высачивания гидротерм.

К сожалению, Н. С. Шатский оставил без рассмотрения физико-химический механизм, который делал возможным перепос фосфатов на столь большие расстояния от родоначальных очагов и последующее их концентрирование в осадке. А между тем механизм этот совсем не очевиден. Напротив, по всем данным гидрохимии и физико-химии следует ожидать, что максимальная садка фосфатов должна была иметь место вблизи от пунктов высачивания гидротерм, там, где реализовалось максимальное противоречие между составом гидротермальных растворов и физико-химическими условиями в морской воде. С удалением от очагов высачивания, фосфаты во все возрастающей степени должны были смешиваться с морской водой, так сказать размазываться среди нее, а возможности для их химического выпадения и концентрирования в осадке до стадии фосфатной руды резко убывать. Таким образом, в концепции Н. С. Шатского гидротермальные фосфаты почему-то не садятся в обстановке, по всем данным для этого максимально благоприятной, и начинают осаждаться и образовывать руды в условиях, которые максимально для этого неподходящи. Достаточно ясно представить себе эту ситуацию, чтобы видеть, что концепция Н. С. Шатского не только физико-химически не обоснована, но и противостоит естественной и потому принята быть не может. Нужно, впрочем, иметь в виду, что и трактовка им так называемых удаленно-кремнистых формаций в качестве крайнего члена эффузивно-осадочного ряда по существу также произвольна, ибо, как правильно указал Е. Е. Захаров (1959), эти формации полигенны и среди них много чисто осадочных, не связанных с подводным вулканизмом. Укажем, наконец, что, по недавним исследованиям А. И. Смирнова (1959), в составе фосфоритов Каратау нет никаких признаков, указывающих на их гидротермальный генезис, и зачисление их в эффузивно-осадочный тип ничем не обосновано.

Отрицая концепцию Н. С. Шатского относительно происхождения фосфоритов Каратау и «Фосфория» и их аналогов, нужно иметь в виду, однако, что гидротермы в качестве источника фосфатов в морской воде вообще, конечно, следует принимать во внимание. Что же касается роли этого источника в фосфатообразовании, то она принципиально такая же, что и роль растворенных фосфатов, поступающих с континента: *и в том и в другом случае фосфатный материал идет только и исключительно на пополнение общих запасов фосфатов в морской воде; возникновение же месторождений фосфоритов связано не с непосредственным подтоком фосфатов с континентов или из вулканических очагов, а с использованием огромных запасов их в морской воде при специфическом гидрологическом режиме, указанном впервые А. В. Казаковым, с модификациями, охарактеризованными выше.*

## II. ИЗВЕСТКОВЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ГЕНЕЗИС

### 1. Фациальные типы накоплений $\text{CaCO}_3$

По растворимости в природных водах  $\text{CaCO}_3$  во много раз превосходит фосфат кальция, давая около 125 мг/л при температуре  $15^\circ\text{C}$  и обычном парциальном давлении  $\text{CO}_2$ . В речных водах гумидных зон углекальциевая соль повсеместно находится в состоянии резкого недосыщения и потому не накапливается ни в делювии, ни в аллювии, ни в дельтовых зонах.

*Единственными фациальными областями в гумидных поясах, где происходит сейчас и происходило в прошлом накопление карбоната кальция, являются конечные водоемы стока и притом в подавляющей массе случаев — моря.*

Фациальные типы известковых морских осадков (пород) разнообразны: а) рифовые известняки; б) биоморфные раковинные известняки; в) органо-детритусовые известняки; г) обломочные известняки; д) пелитоморфные (и микрозернистые) известняки химического происхождения.

Рифовые известняки представляют собой сложные морфологически и генетически тела. Морфологически они распадаются (по В. П. Маслову) на три основные группы: биостромы, биогермы и биостелы.

*Биостромы* имеют форму сравнительно маломощного пластообразного тела, которое лишь незначительно подымалось над общим уровнем дна окружающего пространства; в ископаемом состоянии биостромы имеют форму слабо выпуклой линзы больших или меньших размеров и входят согласно в общее напластование известковых отложений. Они возникали в очень мелководных морях с весьма мало прогибающимся дном, что и тормозило рост рифов вверх и обуславливало пластообразность рифового накопления; особенно типичны биостромы для платформенных площадей.

*Биогермы* в процессе роста имели форму резко вздутого бугра, сильно возвышающегося над окружающим дном; в ископаемом состоянии они дают участки резко увеличенных мощностей сравнительно с вмещающими их пластами. Возникали на базе относительно быстро прогибающихся территорий, позволявших рифостроящим организмам быстро нарастать вверх и создавать таким образом мощные рифогенные тела. Типичны поэтому для передовых прогибов и геосинклинальных территорий; нередко нарастают на склонах потухших вулканов.

*Биостелы* — столбообразные рифовые тела, вырвавшиеся на базе весьма активно прогибавшихся геосинклинальных участков; их мощности многократно превышают мощности синхронных им известковых и известково-глинистых отложений.

Наряду со свособразными формами залегания, рифовым известнякам свойственна также оригинальная текстура — сложение. Текстура эта

неодинакова в процессе роста рифа и в окончательно сформированном рифовом теле.

В процессе роста рифовой банки рифостроящие организмы — водоросли, кораллы, гидрактиниоиды, мшанки — были распределены на площади чрезвычайно неравномерно. Участки кораллов, сильно приподнятые над дном, сменялись пологими вздутиями гидрактиниоидов или зарослями мшанок, едва возвышавшимися над субстратом. В промежутках, имевших форму прихотливых ложбин, накапливался раковинный детритус, порожденный действием волн; здесь обитали фораминиферы, брахиоподы, двустворки, а также отлагался оолитовый и пелитоморфный  $\text{CaCO}_3$ . При разрастании рифообразователей, отдельные кусты которых смыкались друг с другом, эти образования (раковинные, детритусовые, оолитовые и пелитоморфные) оказывались как бы запечатанными среди гидрактиниоидных и других известняков и залегающими в виде пятен, иногда прихотливой формы. Вместе с тем всегда оставалось много незаполненных пустот, достигавших нередко огромных размеров (до 3—4 м в диаметре). Когда такого рода кавернозное рифовое тело с пятнами детритусовых и раковинных известняков переходило в ископаемое состояние, в нем происходил ряд существенных текстурных изменений. Скелеты рифообразователей быстро перекристаллизовывались, теряли прижизненную структуру и становились плотными, массивными, бесструктурными. Каверны, оставшиеся от седиментационной стадии, выполнялись крустификационным кальцитом, давая крустификационные известняки, там и сям пестреющие среди плотных белых массивных известняков. В некоторых пустотах отлагались (в катагенетическую стадию) сульфаты кальция в виде ангидрита, голубые пятна которого иногда то и дело мелькают на белом фоне. Детритусовые, раковинные и пелитоморфные пятна часть также перекристаллизовались, частью сохраняли свою текстуру и состав. Во многих рифовых отложениях, содержавших в своем составе повышенное количество организмов с магниевой функцией,  $\text{MgCO}_3$  в процессе диагенеза перераспределялся и возникал доломит, залегающий внутри рифового тела прихотливыми крупными и мелкими пятнами, то ассоциирующимися с сульфатизированными участками, то от них независимыми.

Таким образом, характерным текстурным признаком рифовых накоплений является прихотливое *пятнистое расположение слагающих его петрографических типов пород, при резком преобладании массивных не слоистых*. Слоистые текстуры, столь характерные для отложений морских водоемов, в рифовых постройках вытесняются текстурами пятнистыми.

По периферии рифовые отложения сменяются другими типами известняков; особенно типично это для биогерм и биостел. Крупные и мелкие обломки рифостроящих организмов здесь скатывались по поверхности рифа и создавали шлейф детритусовых известняковых осадков большей или меньшей мощности, спускавшийся в окружавшее рифовый массив более глубокое море. В верхних своих частях этот шлейф был весьма грубозернист, представляя собою крупнообломочную органогенную брекчию; вниз он становился все более тонкозернистым, сменяясь в конце концов пелитоморфными известняками.

В итоге рифовый массив в целом представляет собою достаточно сложное и полигенное образование: *в его формировании собственно биогенные процессы лишь доминировали и определяли главные черты сформированного известнякового тела*; наряду же с ними заметную роль играли механическое раздробление и перемыв органических остатков, а нередко и хемогенное осаждение  $\text{CaCO}_3$ .

*Биоморфные раковинные известняки* представляют собою аналоги рифовых фаций, ибо подобно последним сложены в своей подавляющей

массе цельными раковинами организмов, к тому же обычно в прижизненном положении. Но иной таксономический состав организмов породил иные формы залегания и иные текстуры известняков, отличные от рифовых.

Биоморфные раковинные известняки залегают четкими пластами более или менее заметной мощности (от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров), которые постепенно переходят в синхроничные им известковые же или песчано-глинистые породы *такой же или даже большей мощности*. Текстура раковинных известняков определяется обилием раковин донных организмов — в одних случаях крупных фораминифер (фузулин, нуммулитов), в других — гастропод, двустворок, брахиопод, морских ежей и других форм, сцементированных либо глинистым (или алевроитовым), либо карбонатным же материалом. При этом главная масса раковин бывает цельной и лишь подчиненная (малая) представлена обломками. Только криноидные известняки состоят обычно из распавшихся на отдельные членики стеблей. Цемент всегда образует меньшую часть породы. Усложняющим моментом является в ряде случаев нарастание одних раковин на другие с деформацией самих раковинных остатков; это особенно свойственно устричникам, скоплениям экзогир и другим прикрепляющимся к раковинам формам. Когда же ракушняки образованы крупными прикрепленными формами *Richthofenia*, *Requienia*, рудистов, то получают образования, текстурно напоминающие рифы и в известной степени к ним переходные. Многочисленные пустоты в такого рода ракушняках выполнены либо цементирующим песчаным или известковым материалом, синхроничным образованию раковинного слоя, либо позднейшими карбонатными инкрустациями. Для всех собственно раковинных текстур характерно отсутствие сколько-нибудь ясно выступающей гидродинамически обусловленной слоистости, особенно тонкой. В пределах ракушняка изменения обуславливаются лишь сменой форм, заселявших раковинное поле организмов.

Накопления цельных ракушек микроорганизмов, например мелких фораминифер, створок, кокколитофорид, по сути дела являются также биоморфными образованиями, например писчий мел. Но в силу микроскопических размеров раковинного материала, укладываемых в размеры пелитовых или алевроитовых частиц, специфические черты биоморфности породы исчезают, и она макроскопически выглядит как алевроито-пелитовая или пелитовая. Нередко такие породы испещрены ходами илоедов и содержат множество копролитов, что еще больше сближает их морфологически с чисто кластогенными алевроито-пелитовыми и пелитовыми породами (писчий мел и др.). В отличие от собственно раковинных биоморфных известняков, эти микро раковиные пелитоморфные и алевроито-пелитовые образования являются более глубоководными отложениями.

*Органодеетритусовые известняки* представляют собою пластовые накопления более или менее сильно раздробленных, перетертых раковин разнообразных организмов: брахиопод, мшанок, криноидей, морских ежей и звезд, гастропод, пелеципод и т. д. Состав органических остатков быстро меняется от одного участка к другому. Фактором раздробления являются обычно волнения, а частично и хищники, питающиеся раковинными формами, например рыбы, головоногие моллюски, морские ежи, звезды и пр. Размеры частиц детритуса варьируют от крупнопесчаной фракции до тонко алевроитовой, образуя все постепенные переходы. Порою имеется некоторая примесь кластических песчаных и алевроитовых зерен. Довольно обычна примесь оолитов, которые порою образуют самостоятельные прослои среди детритусовых известняков. Специфических текстур у детритусовых известняков нет. Возникающий детритус

вполне подобен обычному обломочному терригенному материалу; он переотлагается движениями воды совместно с последним и участвует в образовании текстур, ему свойственных, часто даже подчеркивая их, благодаря отличию вещественного состава и свойств. И даже в тех случаях, когда раковинный детритус совершенно чист от примеси терригенных частиц, ему все же свойственны принципиально те же текстуры, что и гидравлически эквивалентным частицам терригенным. Поэтому, например, в детритусовых известняках песчаной и алевроитовой размерности можно встретить и массивные неслоистые разности и косые однопавленные, образуемые действием течений, и перекрестные вогнуто-слоистые со срезанием одних серий другими, отвечающие ряби волнений, и горизонтально-слоистые и разные сложные комбинации этих типов текстур. Ничего специфического органогенного во всех этих текстурах детритусовых известняков нет.

Совершенно то же относится к *собственно обломочным известнякам*. Они возникали в том случае, когда на берегу континента или острова обнажались и размывались древние карбонатные толщи. Возникавший обломочный карбонатный материал обрабатывался и сортировался морем совершенно так же, как обломочный кварцево-силикатный, в результате чего создавались известковые галечники (конгломераты), пески и алевроиты; тончайше диспергированный (пелитовый) известковый материал уносился дальше в открытое море и принимал участие в образовании пелитоморфных известняков. Текстуры обломочных известняков по природе своей обычные гидродинамические и повторяют текстурные типы соответствующих обломочных пород, т. е. бывают то однородными, то косо- и горизонтально-слоистыми, либо волнисто-слоистыми. В береговых дюнах обломочные известняки приобретали иногда и эоловую слоистость. По фациальной природе своей обломочные известняки всегда мелководны и территориально замещают одноименные, чисто терригенные накопления.

*Пелитоморфные известняки* состоят из однородной массы микрозернистого (0,005—001 мм) кальцита, то лишенной всяких остатков организмов, то включающей единичные мелкие обломки брахиопод, мелкие раковины фораминифер, одиночных кораллов, членики криноидей и т. д. Примесь терригенного материала ничтожно мала (0,5—2%). Текстура обычно массивная, иногда тонкослоистая.

По фациальному типу пелитоморфные известняки весьма различны. М. С. Швецовым и Л. М. Бириной были описаны серые и темные пелитоморфные известняки  $S_1^2$  Русской платформы с остатками стигмарий в прижизненном положении; они, несомненно, представляют собою прибрежные отложения мангровой зоны. Аналогичные прибрежные же пелитоморфные известняки, но без стигмарий, были установлены С. В. Максимовой и Г. Д. Киреевой (1959) в отложениях среднего карбона Донбасса; прибрежное их положение доказывается их местом на фациальных картах многих известняковых горизонтов. Но в большинстве случаев пелитоморфные известняки, напротив, и по своим петрографическим признакам и по положению на фациальных картах являются наиболее глубоководными среди прочих фациальных типов известковых накоплений.

Для отложений древних периодов характерно, что наряду с нахождением в виде малых по мощности и горизонтальному протяжению пластов и линз в составе обломочных и глинистых формаций, известняки образуют крупные по мощности и протяжению самостоятельные тела, в составе которых, напротив, терригенные породы начинают играть подчиненную роль. Это карбонатные морские формации гумидных поясов.

## 2. Размещение накоплений $\text{CaCO}_3$ внутри водоемов

Обращаясь к размещению известковых осадков внутри бассейнов, рассмотрим вначале закономерности, наблюдающиеся в современный геологический момент<sup>1</sup>.

По характеру карбонатонакопления выделяются четыре параллельных ряда водоемов: а) озера; б) опресненные внутри континентальные моря и их заливы; в) краевые моря; г) океаны. В каждом ряду отсутствие или появление карбоната кальция зависит от того, к какому участку гумидных зон он относится.

Характерную черту современных пресноводных озер с мягкой водой, расположенных в умеренном по температуре климате, составляет практическое отсутствие карбонатов кальция в осадке или ничтожное их содержание здесь и совершенно случайное распределение на площади дна. Определения  $\text{CO}_2$  в осадках оз. Байкал, выполненные в ИГН АН СССР, дали величины от нуля до нескольких десятых долей процента, т. е. практическое отсутствие карбонатного материала. Не показывает его и просмотр шлифов. То же наблюдается в озерах Ладожском, Онежском и во множестве малых.

Иначе обстоит дело в озерах с жесткой водой, расположенных в переходной полосе от гумидной зоны к аридной. Эти озера уже накапливают  $\text{CaCO}_3$  в осадках, но локализован он здесь своеобразно. Наибольшие скопления  $\text{CaCO}_3$  приходится на прибрежную мелководную область, отвечающую эпилимниону в целом и особенно полосе подводных зарослей. Эти максимально богатые карбонатами осадки получили наименование озерных мергелей или озерного мела. Минимальные скопления  $\text{CaCO}_3$  приходится на собственно прибрежную песчаную зону и на профундальные илы.

С некоторыми локальными изменениями эта схема прослеживается во множестве озер как малых, так и больших.

Очень отчетливо такое распределение было обнаружено З. Пассарге в группе Лихенских озер Германии; в песке, непосредственно прилегающем к урезу воды, найдено 4,73—10,25%  $\text{CaCO}_3$ ; в илистых, несколько более глубоких песках — 34,73%; в илах под харовыми водорослями (на глубинах от 2 до 3 м) — 68—77%, в среднем 72,4%; под более глубокими зарослями (от 3 до 7 м) — 15—68%, в среднем 49,4%; в глубоководных илах (от 16,00 до 49,00 м) — в среднем 37,1%; при этом на глубинах до 21 м содержание  $\text{CaCO}_3$  держится на уровне 49—35%, ниже 21 м падает до 16%.

В литоральной области больших олиготрофных озер Альп (швейцарские озера, Боденское озеро), Южн. Швеции и Сев. Америки (Мичиган, Онтарио) по периферии всюду располагается очень сходный, богатый известью, озерный мел или мергель; в центральных глубоководных районах — слабо карбонатные темные глинистые илы. Особенно отчетливо выступает контраст у наиболее северных представителей этой группы. У оз. Онтарио, например, в отшяурованных небольших бухтах накаплиются высококарбонатные озерные илы ( $\text{CaCO}_3 \sim 72\%$ ) большой мощности (свыше 15 м), в самом же озере профундальные илы почти не содержат извести. У южных членов группы, например у оз. Боденского, контраст прибрежных илов и профундали выражен гораздо слабее. Как видно из диаграммы, составленной Гуммелем (Hummel, 1923) (фиг. 110), профундальные илы здесь сильно карбонатны, но убывание извести с глубиной и здесь выражено весьма ярко. То же наблюдается и в североамериканском оз. Грин-лэйк (фиг. 111).

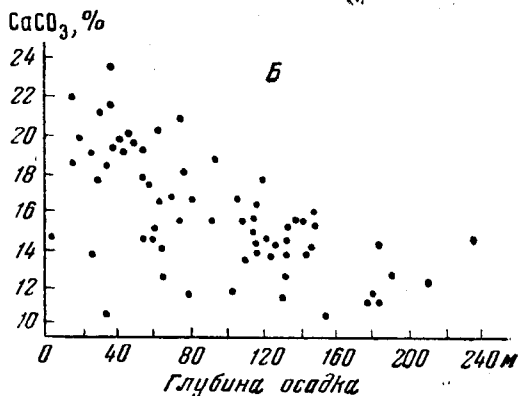
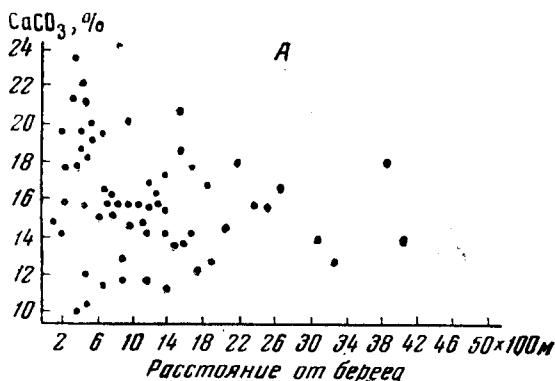
<sup>1</sup> Детали и подробную литературу см. в работе автора 1951 г. «Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах».

Что касается распределения озерного мела по простираанию мелководной зоны, то оно часто отличается прихотливостью: мел то образует мощные линзы, то на близком расстоянии отсутствует.

Во внутриконтинентальных опресненных морях умеренных зон накопление  $\text{CaCO}_3$  в осадках вновь практически прекращается.

Весьма поучительно в этом отношении Балтийское море. На фиг. 112 воспроизведена карта карбонатности его осадков, составленная С. Гриппенбергом. Из этой карты видно, что содержание  $\text{CaCO}_3$  чаще всего держится на уровне десятых

долей процента или немногих процентов. Правда, на юге Ботнического залива, у Аландских островов, карбонатность повышается до 40 и свыше процентов, но здесь это обуславливается, по Гриппенбергу, разрушением и переотложением в виде обломков подводных выходов силурийского известняка. Около о-ва Готланда и в некоторых других местах также встречаются ареалы с карбонатностью в 5—8%, но здесь на дне моря обнажаются не современные, а более древние послеледниковые осадки, более богатые карбонатами. Устойчивое обогащение современных балтийских отложений намечается лишь с приближением к проливу Каттегат и происходит, очевидно, в явной связи с прогрессирующим осолонением водоема и повышением его щелочного резерва до нормального уровня.



Фиг. 110. Связь содержания  $\text{CaCO}_3$  (в %) с расстоянием от берега (А) и с глубиной осадка (Б) в Боденском озере (по Гуммелю, 1923).

Аналогичные явления можно констатировать и в ряде других водоемов. Укажем из них лишь некоторые, наиболее крупные.

В *Гудзоновом заливе* (вместе с проливом) П. Траском (Trask, 1932) было сделано 13 станций на глубинах до 47 м. Из них единичные раковины были встречены лишь на 4 станциях,  $\text{CaCO}_3$  обнаружен в 6 станциях, причем содержание его колебалось в пределах от 1 до 10%, в среднем же 6%. Поскольку на некоторых из станций раковин не было найдено, карбонатность их осадков обуславливалась, очевидно, заносом обломочного кальцита с берегов, нередко сложенных известняками.

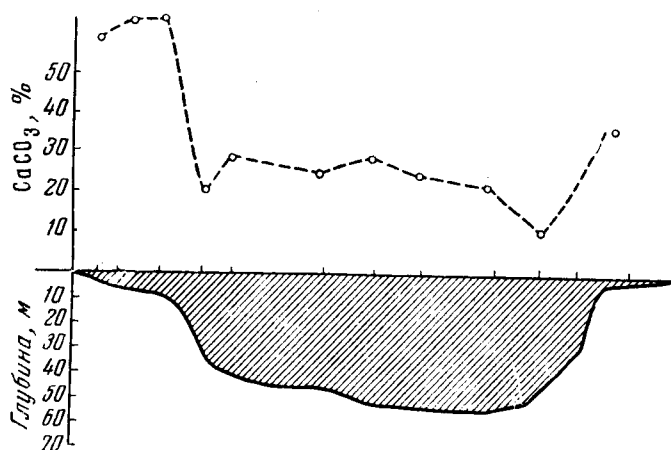
В *заливе Пюджет* (на Тихоокеанском побережье) на глубинах 120—238 м сделано 10 станций, принесших серый алеврит. Раковин ни на одной из станций не обнаружено. Карбонатность в 1% обнаружена лишь на 6 станциях, на остальных же карбонаты в осадке отсутствовали вовсе.

В *заливе Памлико* (Атлантическое побережье США) выполнено 74 станции на глубинах 2—6 м (залив очень мелководен). Осадки — преиму-

щественно алевроиты и глины; раковины в них редки и единичны;  $\text{CaCO}_3$  в пятидесяти случаях в осадке отсутствует совсем; на 21 станции он содержится в количестве 1%, на двух станциях в количестве 2%, на одной — 10% и на одной — 12%.

Охарактеризованные водоемы принадлежат северному умеренному климатическому поясу. Тождественная картина наблюдается и в заливах тропической влажной зоны, как показывает пример заливов Маракайбо и Венецуэльского в Южн. Америке.

Эти водоемы, составляющие один продолжение другого, располагаются в Венецуэле между 9 и 11° ю. ш. и 71 и 72° з. д. Маракайбо имеет длину около 185 км, ширину около 108 км и глубину до 30 м. Узким проливом в 72 км длиной он соединяется с Венецуэльским заливом, причем пролив имеет глубину не свыше 10 м, а у выходного конца замыкается баром всего в 4 м глубиной. Залив Венецуэльский — до 185 км шириной

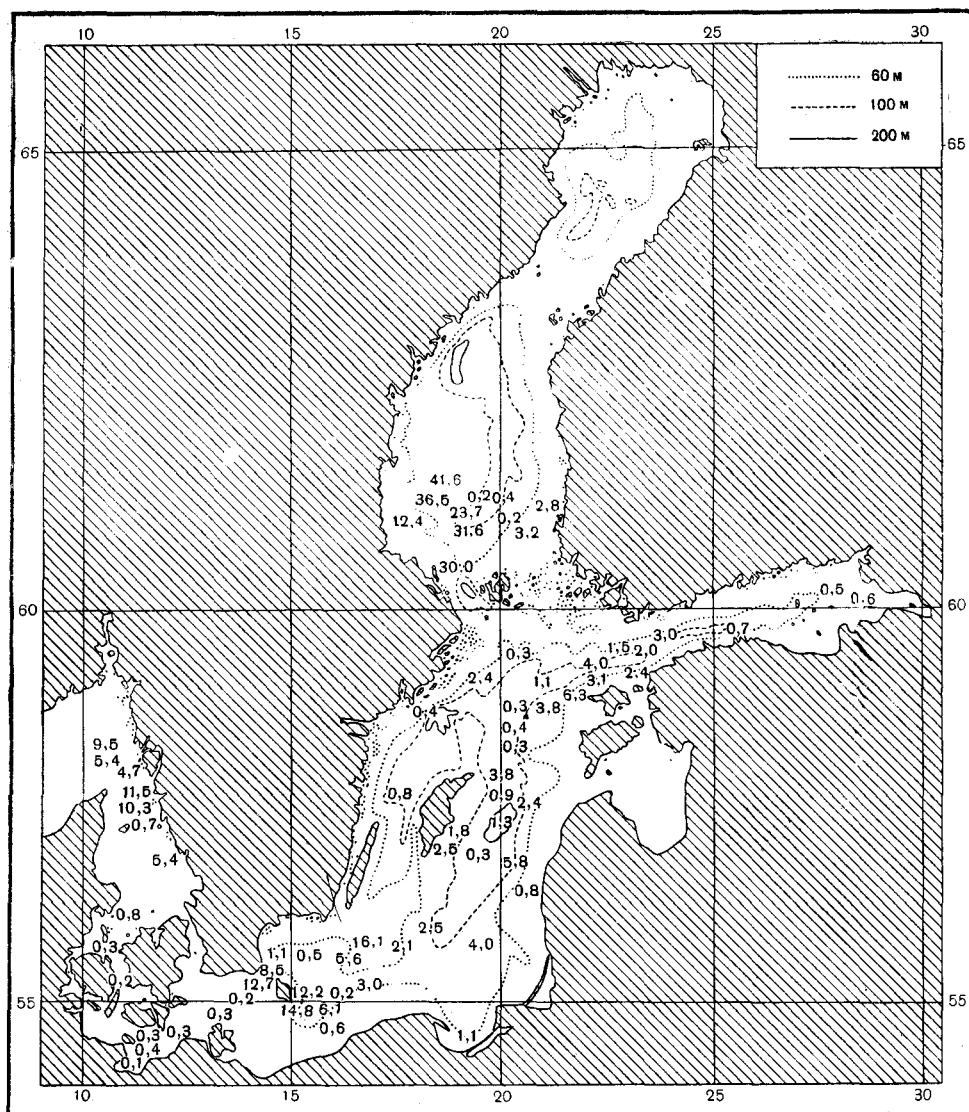


Фиг. 111. Распределение карбонатов на продольном профиле через оз. Грин-лейк (по Твенхофелу).

и до 370 км длиной — широко открыт в сторону океана, в направлении к которому он и углубляется. Климатические условия на территории заливов меняются очень характерно: залив Маракайбо находится в сильно влажной тропической зоне; северная часть канала приходится уже на полупустынную зону, а залив Венецуэльский — на область пустыни. Сообразно с этим залив Маракайбо резко распреснен, Венецуэльский же залив нормально соленый, а небольшие полузакрытые бухты на его побережье превращены в соленые, салящие соль. Осадки в пределах обоих заливов — очень тонкозернистые илы, со средним диаметром 0,004—0,011 мм и лишь на территории канала становятся песчаными; медианный диаметр здесь 0,125 мм (Trask, 1932).

Данных о содержании карбонатов в осадках обоих заливов немного, но они характерны. На Венецуэльский залив приходится 22 станции на глубинах от 2 до 22 м. Раковины в осадке встречены везде в небольшом или среднем количестве.  $\text{CaCO}_3$  также констатирован везде и составляет от 2 до 15%, в среднем 9%. В проливе к заливу Маракайбо раковины единичны и  $\text{CaCO}_3$  присутствует лишь в половине проб в количествах 1—2%; в другой половине проб карбонатов в осадке нет. В самом заливе Маракайбо на 26 станциях раковин не встречено вовсе;  $\text{CaCO}_3$  обнаружен лишь в 6 пробах в количествах около 1%; остальные 20 проб вовсе бескарбонатны. Ослабление карбонатообразовательного процесса при опреснении





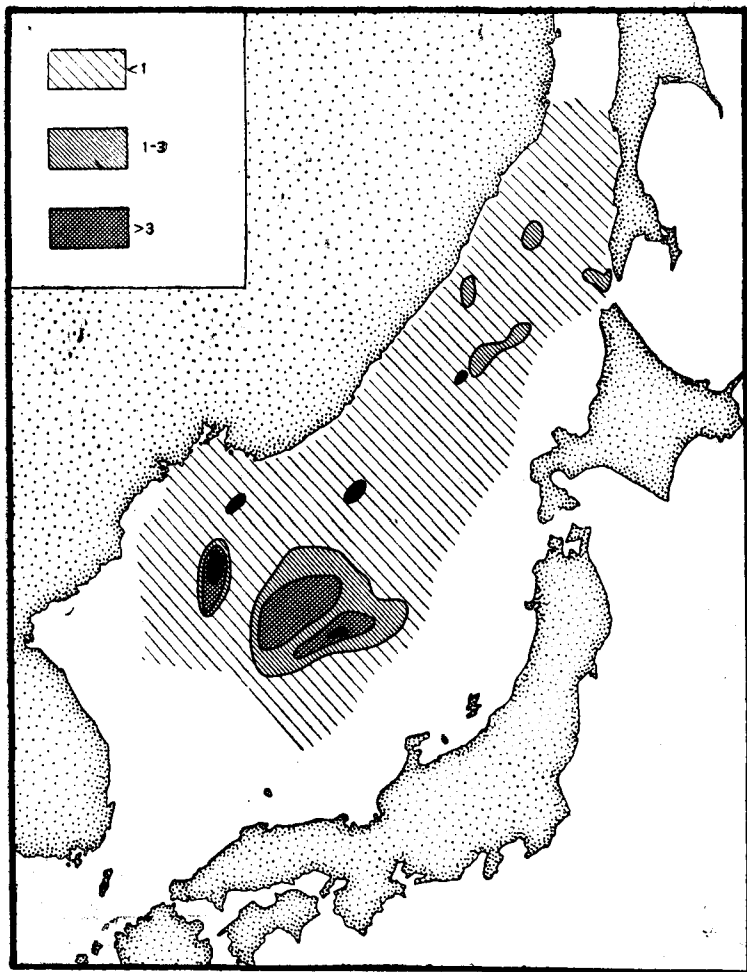
Фиг. 112. Распределение  $\text{CaCO}_3$  (в %) в осадках Балтийского моря (по С. Грешенберг).

заливов видно из этих данных с классической ясностью. Таким образом, на примере внутриконтинентальных морей и заливов проявляется та же закономерность, что и в озерах; водоемы северной умеренной зоны практически бескарбонатны; по мере приближения к засушливому поясу в них появляются заметные количества  $\text{CaCO}_3$ ; к сожалению, характер его распределения внутри бассейна неясен.

В отложениях Берингова, Охотского и Японского морей, являющихся представителями краевых нормально-соленых морей умеренного по температуре климата, карбонатов практически также не встречается, либо они содержатся в ничтожных количествах и только там, где сохранились остатки известняквыделяющей фауны (фиг. 113). Но в красных морях более теплого климата накопления  $\text{CaCO}_3$  уже появляются и порою достигают значительного развития; примерами могут служить моря Малайского ар-

хипелага (фиг. 114), Мексиканский залив. При этом накопления  $\text{CaCO}_3$  в данном случае проявляются не только в прибрежной зоне (как это наблюдается в озерах), но также и в пелагических частях бассейнов.

Наибольшие массы карбонатного материала в современный геологический момент накапливаются, однако, не в озерах и не во внутриконтин-



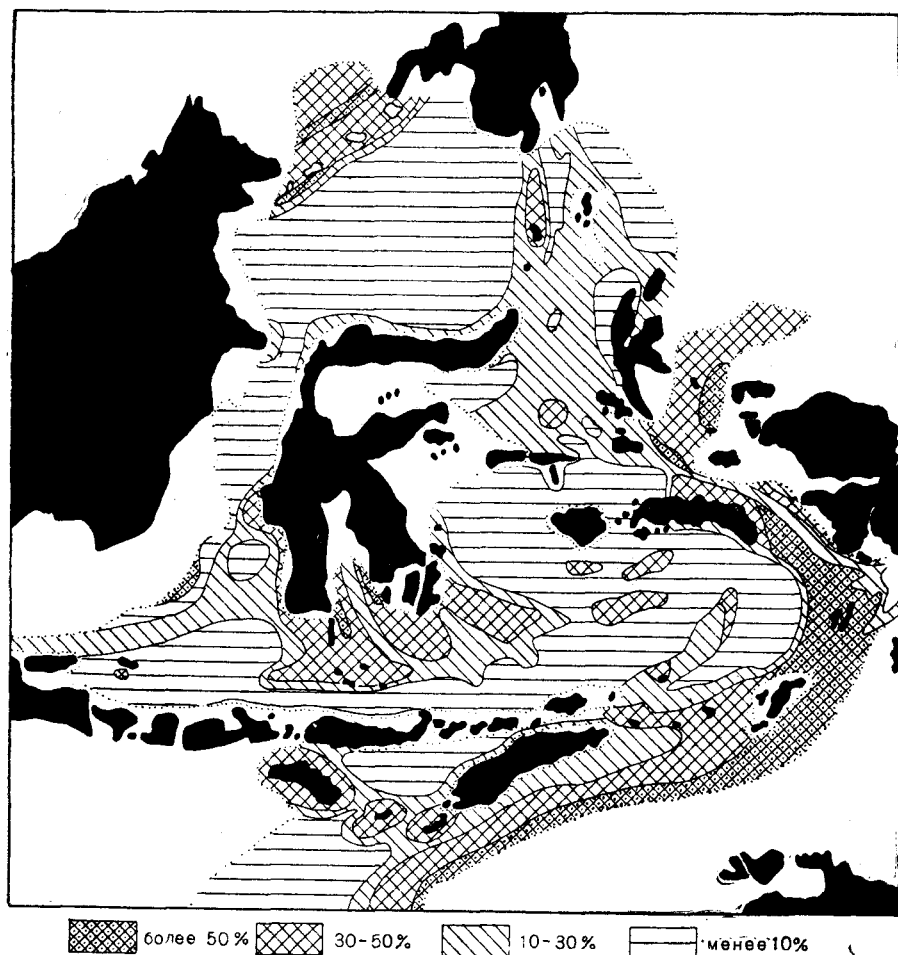
Фиг. 113. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в осадках Японского моря (в %).

нентальных и краевых морях гумидных зон, а в океанах. Содержание карбоната кальция здесь подымается до 70—80%, а местами он составляет все 100% осадка.

Изучая карту карбонатности океанских отложений (фиг. 115), можно констатировать, прежде всего, что осадки, обогащенные карбонатом кальция, явно тяготеют к низким широтам, т. е. к регионам с теплым климатом, и избегают высоких широт, т. е. районов с низкой температурой воды. Действительно, океанические илы с карбонатностью свыше 30% образуют широкий пояс в тропических и субтропических водах. При этом в южном полушарии они не заходят за пределы 56—60° к югу от экватора, осадки же с карбонатностью свыше 50% не переходят широты 45—50°. В северном полушарии сильно карбонатные осадки обычно не заходят даже за 10° с. ш. И только в Атлантическом океане, где под влиянием

Гольфстрима теплые воды проникают далеко в высокие широты, область высококарбонатных осадков уходит за 60-ю параллель.

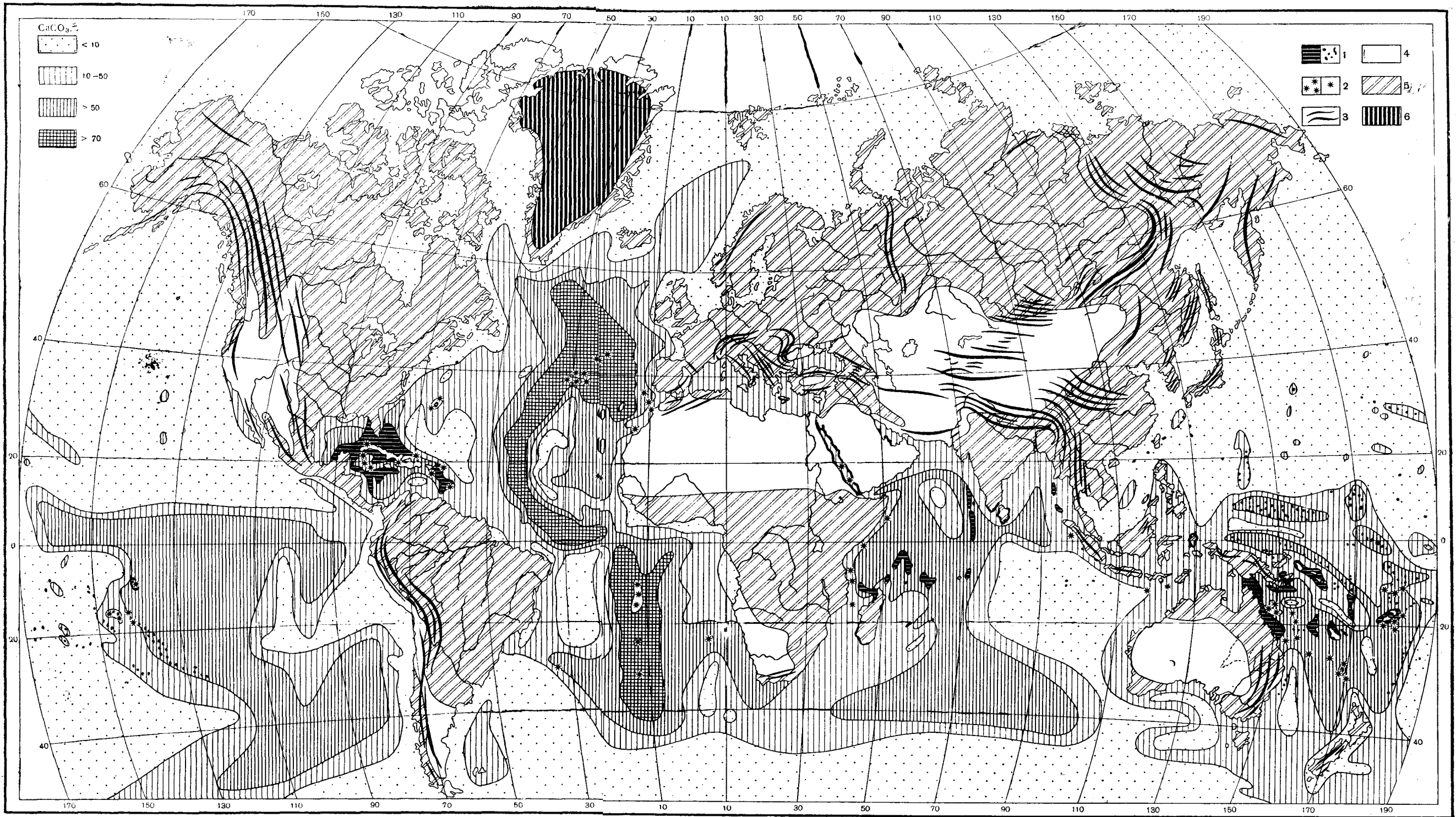
Таким образом, в локализации высококарбонатных отложений в современных океанах явно выступает асимметрия: широкий пояс их сдвинут в южное полушарие и только в Атлантическом океане огромный язык



Фиг. 114. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в морях Малайского архипелага (по данным Г. Ниб).

карбонатных отложений Гольфстримом далеко продвинут к северу. Эта асимметрия отчетливо видна на карте (фиг. 115).

Внутри областей теплого климата высококарбонатные океанические осадки располагаются, однако, не единым сплошным полем, но образуют огромные пятна и ареалы прихотливых очертаний, разбросанные крупными же ареалами низкокарбонатных ( $\text{CaCO}_3 < 10\%$ ) или практически бескарбонатных илов. Особенно отчетливо видно это в Тихом и Индийском океанах. Так, в южной части Тихого океана высокие содержания  $\text{CaCO}_3$  помещаются в западной и восточной третях, тогда как срединная часть содержит или малокарбонатные. В Индийском океане восточная половина очень бедна карбонатами, тогда как западная очень богата ими. В противоположность этим двум океанам, осадки Ат-



Фиг. 115. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в современных отложениях океанов (в % от сухого осадка).

1 — коралловые осадки (риффы, коралловые пески, илы); 2 — птероподовые илы; 3 — горные хребты; 4 — засушливые области; 5 — области питания океанов  $\text{CaCO}_3$ ; 6 — области материкового льда.

лантического океана, входящие в карбонатное кольцо, как правило, богаты  $\text{CaCO}_3$ ; пятен низкокарбонатных илов мало.

Неравномерность распределения  $\text{CaCO}_3$  внутри теплого пояса океанов в настоящее время может быть выражена не только картографически, но в известной мере и цифрами. В частности, она очень ясно демонстрируется нижеследующими подсчетами Ревелла (табл. 26).

Т а б л и ц а 26

Содержание (в %)  $\text{CaCO}_3$  в отложениях Тихого океана  
(по Свердрупу, Флемингу и Джонсону, (1955))

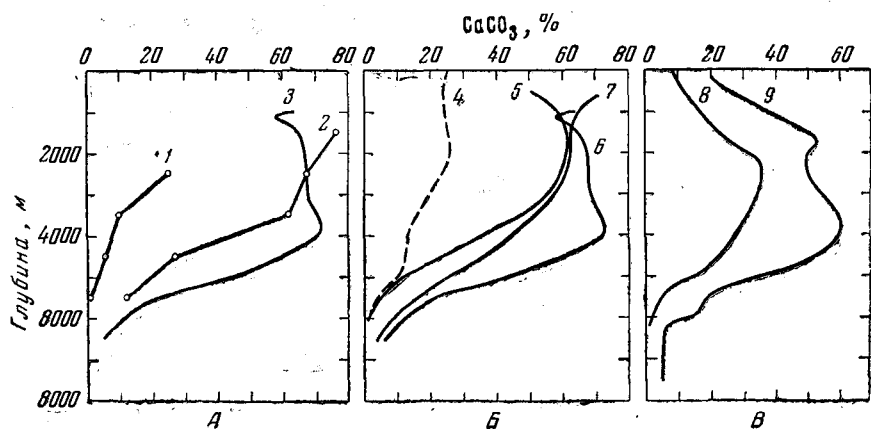
| Глубина, м | Южные широты |        |        |        |         | Северные широты |        |        |        |        |
|------------|--------------|--------|--------|--------|---------|-----------------|--------|--------|--------|--------|
|            | 50—40°       | 40—30° | 30—20° | 20—10° | 10—0° S | 0—10° N         | 10—20° | 20—30° | 30—40° | 40—50° |
| 0—1000     | —            | —      | —      | —      | —       | 41,0            | —      | —      | —      | —      |
| 1000—2000  | —            | —      | 14,0   | 74,4   | 75,0    | 38,4            | —      | —      | —      | —      |
| 2000—3000  | 82,0         | 74,7   | 63,5   | 65,9   | 68,0    | 57,8            | 32,5   | 18,0   | 22,0   | —      |
| 3000—4000  | —            | 63,6   | 58,4   | 72,3   | 54,0    | 49,4            | 0,6    | 11,7   | 56,0   | 6,0    |
| 4000—5000  | 37,5         | 18,8   | 17,9   | 19,9   | 47,5    | 55,9            | 17,6   | 1,9    | 1,8    | —      |
| 5000       | —            | —      | 0,0    | 16,0   | 10,7    | 24,7            | 1,0    | 0,8    | 0,6    | 0,5    |

На профилях от берега к центру океанов минимальные содержания  $\text{CaCO}_3$  (меньше 10 и 10—20 %), как правило, наблюдаются в прибрежных полосах, с удалением же от берега карбонатность возрастает. Эта закономерность особенно отчетливо видна в Атлантическом океане (см. фиг. 115), но легко констатируется и в океанах Индийском и Тихом. По подсчетам американских исследователей, среднее содержание  $\text{CaCO}_3$  в пелагических осадках океанов составляет 37 %, в прибрежных же около 25 %; однако последняя величина, вероятно, завышена за счет обилия станций в низких широтах; в действительности среднее содержание  $\text{CaCO}_3$  в мелко-водных осадках, вероятно, около 13—15 %. Таким образом, высококарбонатные илы явно отодвигаются от берегов в открытое море<sup>1</sup>.

Характерно, что локализация пятен высококарбонатных океанических осадков совершенно не зависит от локализации речного питания океанов растворенным карбонатным материалом. Больше того, в местах втока крупных рек карбонатные осадки отодвигаются от побережья в пелагическом направлении. Независимость плана локализации высококарбонатных осадков от плана речного стока особенно наглядно видна на Тихом океане, где основная масса рек приходится на северное полушарие, а карбонаты в осадках почти целиком приурочены к полушарию южному. Отодвигание же карбонатных осадков от устьевых частей крупных речных артерий показывают участки, прилегающие к Амазонке, Лаплате, Миссисипи, Конго, Нигеру, Инду, Гангу и другим рекам.

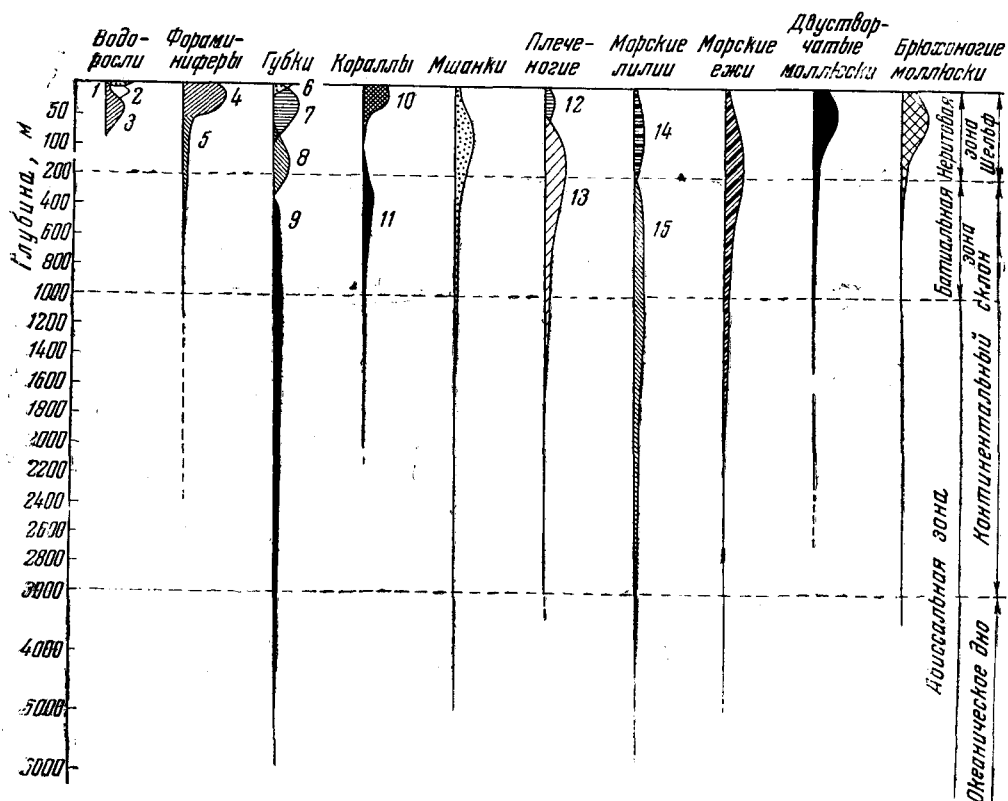
В пелагической зоне океанов накопления  $\text{CaCO}_3$  явно избегают больших глубин. Это обстоятельство наглядно видно на фиг. 116, дающей распределение  $\text{CaCO}_3$  по глубинам. Следует подчеркнуть, однако, что глубины, с которых начинается понижение карбонатности осадков, в разных океанах и даже в разных частях одного и того же океана значительно варьируют. Наименьшими оказываются они в северной части Тихого океана (около 4500 м), большими в южной его части (~ 5800—6000 м) и наибольшими в океане Атлантическом (около 6200 м).

<sup>1</sup> Исключение составляют, конечно, берега, сложенные известковыми породами.



Фиг. 116. Соотношение средних содержаний  $\text{CaCO}_3$  в океанических осадках разных глубин (по Свердрупу, Джонсону, Флемингу).

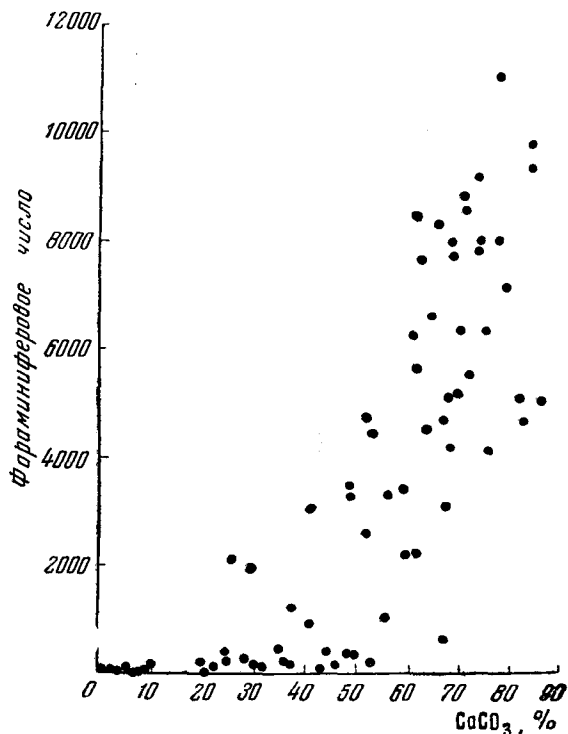
А — в пелагических осадках; Б — в пелагических и прибрежных осадках; В — во всех типах осадков. 1 — северная часть Тихого океана (от 10 до 50° с. ш.); 2 — южная часть Тихого океана (от 50° ю. ш. до 10° с. ш.); 3 — Атлантический океан; 4 — прибрежная зона; 5 — пелагическая зона Тихого океана; 6 — пелагическая зона Атлантического океана; 7 — Тихий океан; 8 — Атлантический океан.



Фиг. 117. Распределение в океанах по глубинам основных групп бентоса (по сводкам Динера, Циттеля, Твенхофела, Кэшмана и др.).

1 — синезеленые водоросли; 2 — бурые водоросли; 3 — красные водоросли; 4 — *Millioliidae*; 5 — *Lagenidae*; 6 — *Calcispongia*; 7 — кремнистые и роговые губки; 8 — литистиды; 9 — *Hexactinellidae*; 10 — рифостроющие колониальные кораллы; 11 — одиночные кораллы; 12 — *Inarticulata*; 13 — *Articulata*; 14 — *Comatulidae*; 15 — прочие группы морских лилий.

К сказанному следует добавить, что накопление  $\text{CaCO}_3$  в разных осадках океанов варьирует не только количественно, но и качественно. В мелководных прибрежных осадках оно происходит почти исключительно за счет донных известковидных организмов: двусторок, гастропод, нередко рифостроящих кораллов, известковых водорослей. С удалением от берега доля бентонных животных все резче падает, а пелагических — особенно фораминифер — увеличивается. Это обстоятельство наглядно демонстрируется распределением групп известковидных организмов



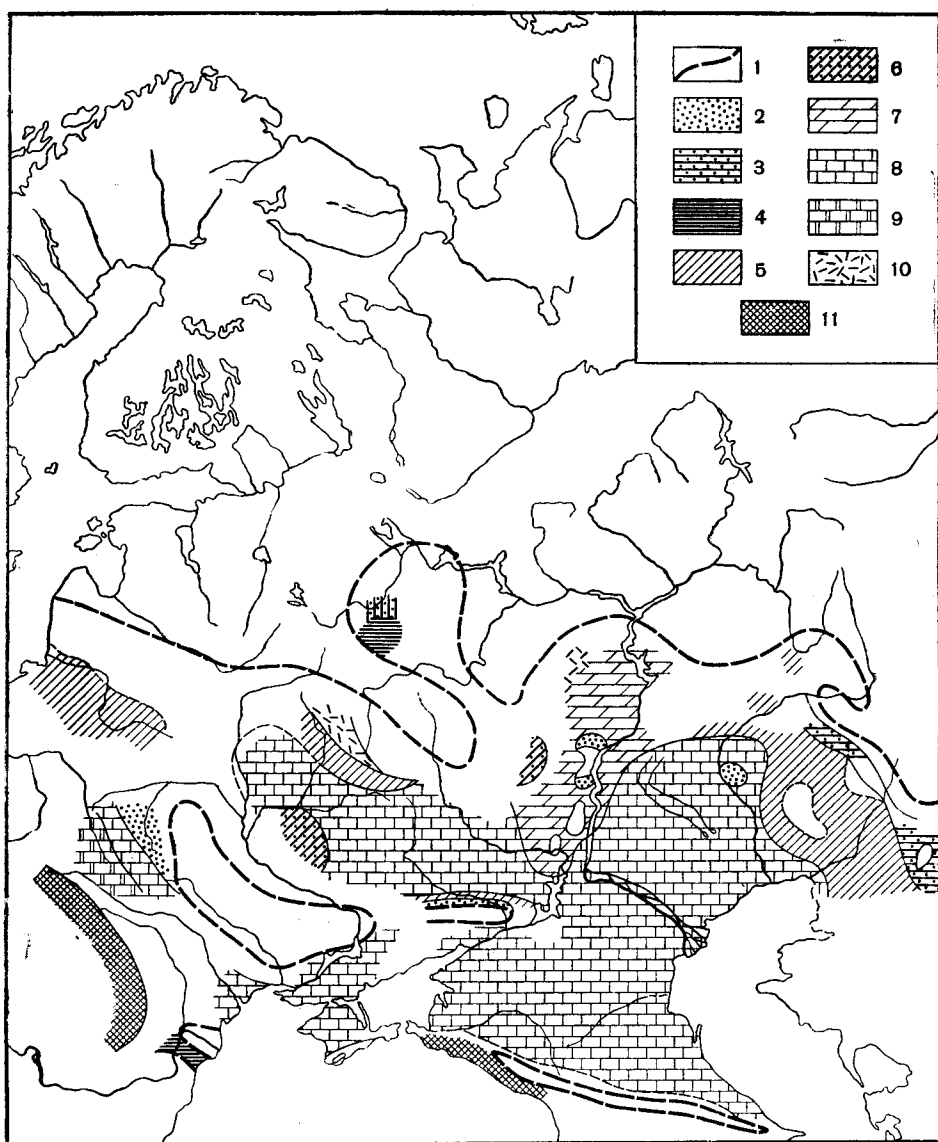
Фиг. 118. Связь фораминиферового числа со степенью карбонатности осадков Атлантического океана (по К. Корренсу).

(фиг. 117) и диаграммой К. Корренса, показывающей связь содержания  $\text{CaCO}_3$  в глубоководных осадках с так называемым фораминиферовым числом, т. е. числом раковин фораминифер в 1 г сухого осадка (фиг. 118).

Обобщая все изложенное о накоплении и распределении карбоната кальция в современных отложениях гумидных зон, можно считать установленными три основных факта: а) во всех типах водоемов накопление  $\text{CaCO}_3$  усиливается при переходе от участков с пониженной к участкам с более высокой температурой, особенно же при приближении к засушливым поясам; б) в морях и океанах теплых зон, являющихся сейчас главнейшими накопителями  $\text{CaCO}_3$ , последний локализуется, как правило, в более далеких от берега участках дна; иначе говоря, происходит сдвиг в пелагическом направлении химико-биогенно осаждаемого кальция относительно обломочного песчано-алевритового материала; в) только в океанах, отличающихся огромными глубинами ( $>4000$  м), последние начинают действовать в качестве фактора, тормозящего накопление  $\text{CaCO}_3$  на дне; ни в краевых, ни во внутриконтинентальных, гораздо более мелководных морях такого действия глубин не замечается.







Фиг. 120. Палеогеография турона Русской платформы (по В. Н. Соболевской).

1 — береговая линия; 2 — кварцевые пески; 3 — глины песчаные; 4 — глины; 5 — мергель; 6 — мергель песчаный; 7 — мел грубый песчанистый; 8 — мел типичный; 9 — известняки кремнистые; 10 — опоки; 11 — флиш. Белым внутри контуров моря показаны участки, где морские осадки уничтожены последующим размывом.

Древние известковые отложения подобно современным были приурочены к климатам теплым, тропическим и субтропическим, и не только влажным, но часто и засушливым. Это прекрасно демонстрируется сопоставлением регионов карбонатакопления с палеоклиматическими картами, что было сделано мною в 1950 г. в монографии, посвященной известково-доломитовым фациям. С переходом в зоны более холодные карбонатакопление сильно сокращается до полного прекращения. Это хорошо видно на отложениях верхней юры Русской платформы и Кавказа, Закавказья, Средней Азии. На Русской платформе, более северно расположенной, верхнеюрские породы бескарбонатные, либо слабо карбонатные; на Кавказе, в Закавказье и Средней Азии среди толщ  $J_3$  преобладают карбонатные породы; сходные соотношения характерны для нижнего мела тех же регионов, для палеогена Западно-Сибирской низменности и Средней Азии и др. Такая связь древнего известнякакопления с климатом в точности повторяет соотношения, наблюдающиеся в современный геологический момент.

Внутри древних известнякакопляющих регионов теплого климата высококарбонатные отложения характеризовали, как и современные, более удаленные от берега, участки дна, сменяясь в прибрежных зонах песчано-глинистыми. Это прекрасно видно, например, на картах В. Н. Соболевской для верхнемеловых отложений Русской платформы (фиг. 119, 120), на карте Киевского (верхнеэоценового) моря той же платформы, на карте сталингорского и тульского веков и др. Только очень редко, при очень пологом рельефе водосборных пространств, карбонатные осадки почти вплотную подходили к берегу. *Тяготение высококарбонатных отложений к более далеким от берега участкам морских бассейнов является одной из характерных черт гумидного седиментогенеза, отличающих его от осадкообразования в слабоминерализованных водоемах зон аридных, где карбонатные осадки по причине отсутствия речного стока, как правило, очень близко подходят к берегу, нередко прямо впритык к нему.*

Наконец, надобно подчеркнуть, что во всех платформенных морях, для которых составлялись палеогеографические карты, пока не установлено случаев, позволяющих говорить об отрицательном влиянии больших глубин на накопление  $\text{CaCO}_3$ . Что касается морей геосинклинальных, то в них найдены примеры, когда на выступах рельефа концентрируется биогенное карбонатакопление, в разделяющих же их депрессиях осаждаются бескарбонатные глинистые сланцы или слабокарбонатные породы; так обстояло, например, дело в юре Альп. Не исключено поэтому, что по крайней мере в отдельных случаях в геосинклинальных водоемах с резко расчлененным дном в прошлом создавались условия, когда накопление карбонатов в депрессиях тормозилось глубоководностью бассейна.

Как видим, основные закономерности распределения  $\text{CaCO}_3$  в современных водоемах повторяются и в карбонатообразовании прошлых эпох.

### 3. Механизм накопления $\text{CaCO}_3$ в водоемах гумидных зон

Механизм накопления карбонатных осадков сложен и до сих пор до конца не расшифрован. Тем не менее ряд существенных его сторон вырисовывается отчетливо.

Тяготение известковых осадков к областям теплого климата во всех типах современных и древних водоемов имеет своей причиной разное состояние растворов  $\text{CaCO}_3$  при низких и высоких температурах.

В первом случае воды обычно изобилуют свободной углекислотой, которая по законам карбонатных равновесий делает присутствующие в природных водах массы  $\text{CaCO}_3$  значительно недосыщающими раствор.

Мы уже приводили в первом томе монографии соответствующие цифровые данные по Атлантическому океану; они относятся и к северным крайним морям: Берингову, Охотскому, Японскому. Для Балтийского моря недосыщение воды углекислым кальцием было установлено (по данным Буха и др.) С. Гриппенберг (Grippenberg, 1934). Для опресненных озер оно подчеркивалось неоднократно рядом исследователей — Л. В. Селивановым (1932—1937), Трифоновым (1926), Г. Ю. Верещагиным (1926), Ю. Пиа (Pia, 1931) и др.

Недосыщенность воды углекислым кальцием определяет характер карбонатообразовательного процесса в северных морях и пресных озерах. Химическая садка  $\text{CaCO}_3$  этим обстоятельством исключается из круга седиментационных процессов; исключается и сколько-нибудь значительный принос и устойчивое сохранение обломочных карбонатов. Единственным видом первичного карбонатообразования является непосредственное выделение  $\text{CaCO}_3$  организмами в виде скелетов и раковин.

Но находясь на дне в соприкосновении с ненасыщенной  $\text{CaCO}_3$  водой и подвергаясь дополнительному растворяющему влиянию со стороны  $\text{CO}_2$ , обильно выделяемой в диагенезе, раковинные остатки в значительной мере, иногда целиком, растворяются и осадки северных водоемов становятся безызвестковыми.

В климатах теплых содержание  $\text{CO}_2$  в воде резко понижается, и тогда прежние — и даже несколько меньшие — количества  $\text{CaCO}_3$  в водах оказываются, по законам карбонатных равновесий, пересыщающими раствор. Мы видели это на современных океанах, вода которых при таких же, как на севере, абсолютных массах  $\text{CaCO}_3$  (в мг/л) становится, благодаря повышенной температуре, в 2—3 раза пересыщенной углекальциевой солью. Аналогичные явления свойственны водам краевых и внутриконтинентальных морей и даже озер; так, по Пиа, вода верхних горизонтов оз. Форэ осенью и летом пересыщена  $\text{CaCO}_3$  на 16—40%; вода оз. Цюрихского даже на 96—100%. Это обстоятельство не только делает возможной здесь химическую садку кальцита, но и стимулирует его биогенное осаждение: известно, что бентос теплых морей изобилует известью выделяющими организмами, а в планктоне становятся обильными известью выделяющие водоросли — кокколитофориды и фораминиферы. Нужно учесть также, что и возможности сохранения биогенного кальцита в осадках водоемов теплого климата существенно улучшаются, ибо они окружены наддонной водой, насыщенной  $\text{CaCO}_3$ . Все вместе взятое и вызывает обогащение кальцитом осадков водоемов всех типов на низких широтах, в теплых климатах, особенно в полосе, переходной к аридным ареалам.

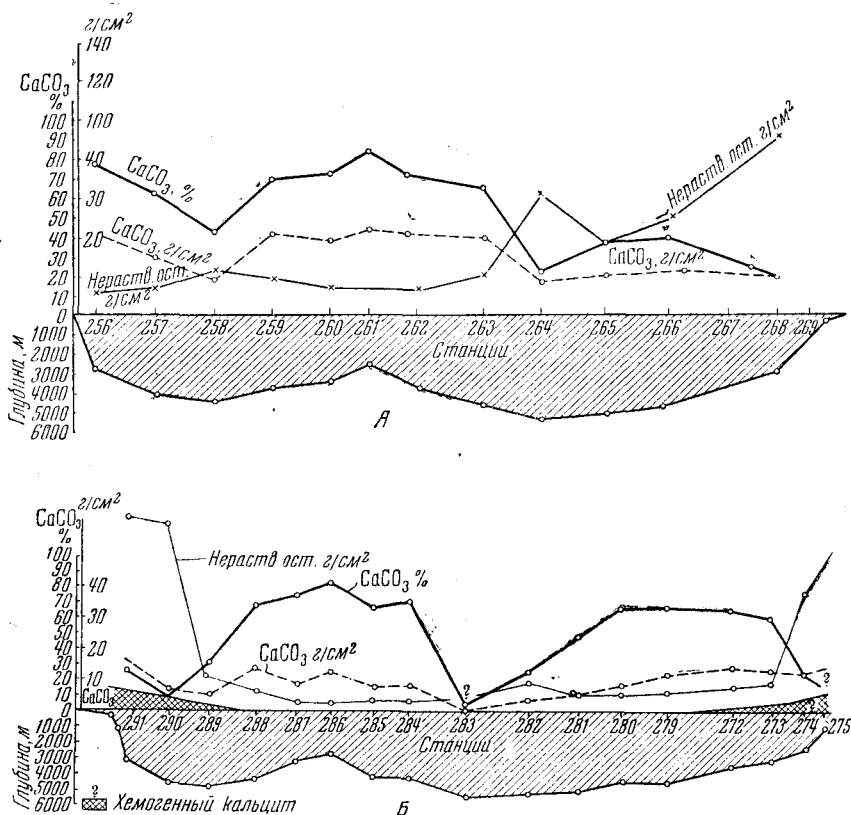
*Говоря иначе, тяготение карбонатных осадков к водоемам теплых климатов в современный момент и в геологическом прошлом объясняется резкой абсолютной интенсификацией карбонатоосаждения с повышением температуры воды, особенно поверхностной, где, собственно говоря, и сосредоточивается главным образом этот процесс.*

Существенно иной механизм определяет тяготение высококарбонатных отложений к более удаленным от берега частям морей и океанов. Разобраться в нем помогает метод абсолютных масс, примененный к экваториальной части Атлантического океана.

Для двух профилей в этой области мною были рассчитаны абсолютные массы обломочного материала и  $\text{CaCO}_3$ , осевшие за послеледниковое время (фиг. 121). Из рассмотрения профилей выясняются два существенных обстоятельства.

1. В то время как абсолютные массы обломочного материала резко убывают от берега к центру океана, абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  (в г/см<sup>2</sup>) убывают мало, иногда не уменьшаются совсем, а местами даже слегка возрастают. Это означает, что в Атлантическом океане в процессе осадко-

образования имеет место ясно выраженный сдвиг в пелагическом направлении абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  относительно обломочного материала. Резкость самого сдвига, однако, в разных случаях сильно варьирует. На профиле втором пелагический сдвиг выражен весьма четко, на профиле первом — ослабленно. Причина сдвига заключается в том, что обломочный компонент, подаваемый с берега, представляет собой механическую взвесь, среди которой много относительно крупных и тяжелых



Фиг. 121. Распределение абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  на двух профилях (А, Б) через экваториальную часть Атлантического океана (по данным Корренса, 1935).

частиц, падающих на дно еще вблизи к берегу; к центру океанов доходят лишь тончайшие и легчайшие частицы, которых, вообще говоря, мало в исходном материале и которые поэтому дают ничтожные абсолютные массы (в  $\text{г/см}^2$ ) в пелагической области бассейна. Углекислый кальций поступает в виде истинных растворов и гораздо легче и в больших массах переносится движениями воды в любую точку океана, в том числе и в пелагиаль. Отсюда его гораздо большее — в абсолютных величинах — накопление в центральных областях океанов и пелагический сдвиг масс карбонатов относительно кластического материала. Здесь осуществляется то же самое, что мы видели на примере рассеянных содержаний элементов в упорядоченном типе с пелагическим сдвигом элементов.

2. Для возникновения высоких процентных содержаний карбонатов в пелагических областях океанов существенно важными оказываются, однако, не абсолютные массы осевшего здесь (на единицу площади) карбонатного материала, а его соотношения с абсолютными массами одновре-

менно осевших терригенных частиц. В самом деле, абсолютные массы  $\text{CaCO}_3$  на первом профиле в пелагической зоне вдвое выше, чем на профиле втором, а процентные содержания  $\text{CaCO}_3$  в осадке остаются одинаковыми на обоих профилях. Это объясняется тем, что на первом профиле в два раза интенсивнее сидился не только  $\text{CaCO}_3$ , но и терригенный материал; усиленная садка последнего и «погасила» усиленное накопление карбонатов; при пересчете на проценты это дало весьма близкие содержания карбонатов в осадке на обоих профилях, несмотря на усиленную его садку на площади первого профиля.

Всегда ли, однако, усиленная садка  $\text{CaCO}_3$  сопровождается одновременно усиленной садкой обломочного материала, как в нашем случае, или же могут существовать и другие соотношения? Конечно, не всегда. Заведомо существуют случаи, когда биогенное выделение  $\text{CaCO}_3$  интенсифицируется в абсолютных массах, не сопровождаясь интенсификацией осаднения терригенных частиц; таковы, например, все современные рифовые постройки в океанах и аналогичные сооружения в древних морях. Огромное накопление  $\text{CaCO}_3$  в этих типах осадков было обусловлено именно усиленной биологической активностью рифостроящих кораллов, мшанок, гидрактиниоидов, водорослей.

Таким образом, следует различать два принципиально разных механизма накопления высококарбонатных осадков в удаленных от берега частях морей: при одном высокие содержания карбонатов обусловлены аномально высокой интенсивностью биогенного карбонатовыделения; при втором — вызывались уменьшенным поступлением на данную территорию разбавляющего терригенного материала.

При такой ситуации естественно встают вопросы: как же в конкретных случаях разобрать, обязано ли возникновение карбонатной породы действию разбавления или усиленной садке карбонатов из воды? И какой из двух механизмов был главным при образовании карбонатных осадков в древних водоемах: абсолютная интенсификация карбонатоосаднения, или же уменьшенное разбавление осаждающихся карбонатов обломочным материалом?

Ответ на первый вопрос дает изучение мощностей или абсолютных масс карбонатных отложений и синхроничных им терригенных осадков на единице площади. Там где терригенные породы переходят в большие по мощности карбонатные, мы имеем дело заведомо с резко повышенной интенсивностью химико-биогенного осаднения  $\text{CaCO}_3$ . В тех же случаях, когда толщи терригенных пород (песков, глин, алевроитов) замещаются резко пониженными мощностями строго им синхроничных карбонатных отложений, высокие концентрации  $\text{CaCO}_3$  достоверно возникли за счет главным образом ослабленного заноса разбавляющего терригенного силикатного материала. Применение метода абсолютных масс (конечно, на строго синхроничных пачках пород) может дополнительно вскрыть много достоверных деталей в конкретных случаях образования рассматриваемых типов отложений.

Что касается вопроса о том, какой механизм — абсолютная ли интенсификация карбонатоосаднения, или же уменьшенное разбавление обломочным материалом — преимущественно формировал карбонатные осадки в древних водоемах, то в настоящее время он может быть решен лишь в первом приближении.

Три факта при этом имеют особое значение: связь карбонатных осадков с морфологией побережья, локализация карбонатных пород на основных структурных единицах земной коры и тектонический характер эпох усиленного карбонатообразования.

Замечено, чем более гориста водосборная часть океана или моря, чем более энергично идет на ней денудация, чем больше на ней рек, тем дальше

*отступают от побережья карбонатные осадки. Чем более плоско побережье и водосборы, чем меньше на них рек, и чем меньше выносят они терригенного материала, тем ближе к побережью придвигаются высококарбонатные отложения. Они накапливаются иногда и вблизи побережья, порою впритык к берегу, но только на участках, где побережье плоско и за ним следует низкий и плоский водосбор, где нет крупных рек, выносящих много терригенной взвеси, или где среди океана возвышается плоская отмель. Так обстоит дело, например, у п-ова Флориды, на огромной Багамской отмели, у коралловых островов. Эти факты наглядно демонстрируют огромную роль разбавления осаждающегося  $\text{CaCO}_3$  обломочным материалом в формировании карбонатных отложений.*

О том же свидетельствует и размещение карбонатных пород по основным структурным единицам земной коры.

На платформах известняки, доломиты и мергели занимают обычно огромные по площади сплошные участки, причем сами толщи достигают мощностей в сотни метров для ярусов, до тысячи — полутора тысяч метров для системы. В геосинклинальных зонах карбонатные породы образуют, как правило, ограниченные, локальные, обычно вытянутые в длину, узкие ленты, линзы, линзочки, а порою и прямо штокообразные массы, включенные в гораздо более крупные по площади массивы терригенных пород или пород эффузивно-осадочных. Протяжение таких линз может колебаться от нескольких сот метров до нескольких десятков (иногда сотен) километров; ширина — от немногих километров до нескольких десятков метров; мощность — десятки до сотен метров. Стратиграфический объем карбонатных линз в геосинклиналях измеряется обычно горизонтами или даже долями горизонта, реже — ярусами и совсем редко — системами. Такого рода расположение весьма ярко выступает уже в палеогене, верхнем мелу и юре, где мы видим, с одной стороны, колоссальные и очень длительно формировавшиеся карбонатные массивы на Гондване и частично (в  $\text{Cr}_2$ ) на Русской платформе, с другой же, хотя и многочисленные, но сравнительно с платформами весьма малые по площади линзы, ленты карбонатных пород в геосинклиналях Тетис. Только на Кавказе и кое-где в Иране площади эти приобретают более значительные размеры. Те же соотношения прекрасно видны и на всех других картах «карбонатных» эпох вплоть до силура и кембрия. Таким образом, *платформы являются структурами, которые были в прошлом максимально приспособлены к обширному и длительно устойчивому развитию карбонатных фаций; в геосинклиналях же образование их приурочивалось к весьма ограниченному (специфическим) участкам морского дна и бывало, как правило, кратковременным и скоропреходящим эпизодом.*

Чем же обусловлена эта своеобразная тектоническая локализация карбонатных фаций?

Вспомним основные физико-географические черты платформ и геосинклинальных зон. Платформы были, как известно, областями плоского равнинного рельефа. Водное пространство эпиконтинентального моря было лишено или почти лишено островов. Прилежащий же континент, в силу своей равнинности, давал обычно мало обломочного силикатного материала и, стало быть, мало загрязнял им аутигенный карбонатный — химический или биогенный — осадок. В этих условиях в эпиконтинентальных морях неизбежно возникали обширные поля высококарбонатных илов, давших впоследствии, после уплотнения, карбонатные платформенные толщи. В геосинклиналях же с их обилием гористых, интенсивно денудированных островов подача обломочного материала в море была резко повышена, и это приводило к сильному разбавлению одновременно сажающихся карбонатов и к возникновению вместо карбонатных осадков — обычных слабо известковых песков, глин, реже мергелей. В том же на-

правлении действовал и вулканизм, свойственный геосинклиналям. Лишь на отдельных участках, малоостровных или вовсе безостровных, с затопленными островами, куда обломочного материала с соседних удаленных мест попадало мало, или он не пропускался подводными барьерами, накоплялись собственно карбонатные осадки. Сообразно с конфигурацией дна островного геосинклинального моря, осадки лежат узкими и относительно небольшими линзами, почти штоками.

Таким образом, приуроченность массового накопления карбонатных пород к платформам и «избегание» ими геосинклиналей имеют в основе своей неодинаковые у этих структур возможности питания морей обломочным материалом, неодинаковые шансы «загрязнения», разбавления им одновременно накапливающегося карбонатного вещества.

Что касается эпох усиленного карбонатообразования, то они отвечают максимальному развитию трансгрессий моря на континенты и последующему длительно стабильному существованию бассейнов в достигнутых максимальных границах. Эпохи регрессий, напротив, характеризуются минимальным развитием известковых фаций. Эта закономерность выражена столь отчетливо, что не требует дальнейших пояснений, тем более, что в региональных историко-геологических обзорах эта закономерность уже давно и многократно отмечалась. Отчетливо выступает и другое обстоятельство: *максимальное накопление карбонатных пород приходится на средние отрезки каледонского, герцинского и альпийского тектонических этапов*; начало и конец каждого этапа, напротив, дают минимум площадей развития карбонатного осадка. Причина такой историко-геологической приуроченности карбонатных отложений лежит опять-таки в условиях питания водоемов обломочным материалом.

Действительно, в эпохи трансгрессий на отдельных участках геосинклиналей происходит потопление многих островов, что вызывает на этих площадях уменьшенный принос обломочных частиц и отсюда расширение прежде существовавших ареалов карбонатных осадков и возникновение новых. Одновременно заливаются огромные площади платформ, которые, как мы знаем, всеми своими физико-географическими особенностями «приспособлены» к малой подаче в моря обломочных частиц и к образованию карбонатных осадков. Так, палеогеографические особенности эпох трансгрессий и стабильного стояния возникших водоемов через специфику питания морей обломочным материалом неизбежно влекут за собой усиленное образование карбонатных осадков и тем самым делают их «карбонатными эпохами».

Из изложенного следует, что хотя в карбонатообразовании современной и прошлых эпох в некоторых случаях, например при образовании рифовых толщ, несомненное значение имела абсолютная интенсификация карбонатоосаждения, все же главным, решающим фактором было уменьшенное разбавление накапливающихся карбонатов обломочным материалом.

Правильность этого вывода, сделанного мною еще в 1951 г., подтверждается данными А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (1956) относительно содержания Са и Mg в послепрогерозойских песках, алевролитах и глинах Русской платформы. Оба эти элемента присутствуют в песчано-алевритово-глинистых породах в виде карбонатной примеси. Сопоставление количеств этой примеси в терригенных породах с развитием карбонатных отложений показало, что «самые высокие содержания Са и Mg приурочены к пескам и глинам, которые формировались в те геологические эпохи, когда накопление чистых известняков и доломитов играло подчиненную роль в бассейнах Русской платформы. С другой стороны, обеднение этими элементами наблюдается в тех песчаных и глинистых толщах, которые отлагались в эпохи господствующего накопления чистых карбонатных пород. Известны примеры отклонения от этой тенденции, но

в большинстве случаев она выдерживается, указывая на то, что кальций и магний *всегда* приносились в значительных количествах в воды морских бассейнов, а не только в эпохи чистого карбоната накопления. В периоды формирования терригенных осадков, т. е. в эпохи тектонических поднятий суши, снос колоссальных масс обломочного материала как бы подавлял чисто карбонатное осадконакопление. Са и Mg захватывались глинами, алевролитами и песками, образуя в результате смешанные карбонатно-глинистые (известковистые глины, глинистые мергели, мергели и т. п.), карбонатно-песчаные или карбонатно-алевритовые породы, столь типичные для отложений силурийского, верхнедевонского, верхнепермского, триасового и третичного возрастов» (Виноградов и Ронов, 1956<sub>1</sub>, стр. 20).

Напомню, наконец, что первостепенная важность именно механизма разбавления для возникновения бассейновых осадков с разным содержанием карбонатов предопределяется законами механической и химической денудации водосборных площадей, изложенными в гл. 1 первого тома монографии; об этом уже шла речь при изложении общей схемы гумидного литогенеза.

Как видим, самые разнообразные и независимые друг от друга данные приводят к одному и тому же заключению, которое, очевидно, и нужно признать отвечающим действительному ходу природных процессов.

В качестве третьего фактора, контролирующего процент  $\text{CaCO}_3$  в осадках современных океанов и некоторых древних геосинклинальных морей, выступает глубина их. При глубинах свыше 4500—6000 м, в разных современных океанах по-разному,  $\text{CaCO}_3$  исчезает из осадков в силу вторичного его растворения глубинными водами.

Причиной усиленного растворяющего влияния глубинных вод является увеличение обеих констант диссоциации  $\text{CO}_2$  под влиянием большого гидростатического давления; это обстоятельство усиливает действие  $\text{CO}_2$  в качестве растворителя карбонатного материала, падающего сверху, из более высоких горизонтов океанической водной массы; на дно поступает меньше раковинного  $\text{CaCO}_3$  и осадки обезызвествляются.

Наряду с этим, имеет место, видимо, влияние еще и фактора разбавления. Дело в том, что наиболее глубокие места океанов являются своего рода ловушками, куда сносится движениями воды главная масса тончайшего взвешенного терригенного материала, получаемого с континентов. Усиленно здесь накапливаясь, он, естественно, разбавляет тот карбонатный материал, который все же падает на дно котловин, что и вызывает дополнительное понижение процента  $\text{CaCO}_3$  в отложениях.

Итак, *повышение температуры водоема, содействующее интенсификации химической и биогенной садки карбонатов из воды; уменьшенное поступление разбавляющего терригенного материала; наконец, мелководность области осадконакопления — вот основные факторы, способствующие в настоящее время и содействовавшие в прошлом формированию высококарбонатных отложений в конечном водоеме стока.*

Резкая разница в локализации питания современных океанов карбонатным материалом и в размещении накоплений карбонатных отложений на дне позволяет вскрыть еще одну деталь механизма карбонатообразования.

Возникновение карбонатных осадков в океанах и морях связано в первую очередь с использованием организмами уже имеющихся в океанической воде запасов карбонатов, а не с непосредственной подачей  $\text{CaCO}_3$  речными водотоками. Объем водной массы современных океанов равен  $1370 \times 10^6 \text{ км}^3$ ; содержание  $\text{CaCO}_3$  в воде в среднем 125 мг/л. Отсюда общие запасы  $\text{CaCO}_3$  в океанической воде составляют  $171\,250 \times 10^8 \text{ т}$ ; между тем ежегодный внос в океан карбоната кальция равен всего  $2,16 \times 10^9 \text{ т}$ ,



что составляет приблизительно  $\frac{1}{80\,000}$  часть от уже имеющихся в океанах запасов. Таким образом резерв растворенного углекислого кальция в океанской воде огромен, и это дает возможность известьевыделяющим организмам при их развитии на том или ином участке океана извлекать из воды большие массы  $\text{CaCO}_3$ , независимо от того, имеется ли вблизи речная артерия, доставляющая  $\text{CaCO}_3$ , или же отсутствует. Пополнение локально потребляемых запасов углекальциевой соли в пунктах усиленного биогенного осаждения идет за счет приноса ее из других частей океана движениями водных масс, а также за счет речного вноса, *в какой бы части океана он ни происходил*. Так, благодаря циркуляции водных масс осуществляется грандиозное стягивание  $\text{CaCO}_3$  в районы его усиленного осаждения из всех других, даже отдаленных районов океана, а само размещение карбонатных осадков оказывается совершенно независимым от локализации речного питания океанов.

Такой механизм карбонатообразования делает возможной садку  $\text{CaCO}_3$  в океанах в течение некоторых промежутков времени *в значительно больших массах, чем это диктуется их ежегодным поступлением*; источником  $\text{CaCO}_3$  являются в этих случаях собственные запасы  $\text{CaCO}_3$  в океанской воде. Однако промежутки эти невелики; для современных океанов при удвоенном против нормы потреблении карбонатов они не превосходят 80 000 лет; в древние эпохи они были больше благодаря повышенному щелочному резерву вод. Усиленное карбонатоосаждение за счет имеющихся в воде запасов  $\text{CaCO}_3$  принципиально возможно и в краевых и во внутриконтинентальных морях, даже относительно слабо связанных циркуляцией с океанами. Но чем меньше море по размерам и глубине, тем меньше его собственные запасы  $\text{CaCO}_3$ , тем быстрее они исчерпываются и тем слабее вообще эффект избыточного карбонатообразования. Можно принять поэтому, что во внутриконтинентальных морях, плохо связанных с океанами, избыточное карбоната накопление за счет запасов  $\text{CaCO}_3$  в водной массе бассейна вообще имело ничтожное значение. *Интенсивность карбонатоосаждения в них контролировалась ежегодным речным стоком  $\text{CaCO}_3$ , а возможности возникновения более или менее чистых карбонатных осадков — соотношением растворенного  $\text{CaCO}_3$  с одновременно вносимым в море обломочным кварцево-силикатным материалом.*

#### 4. О трансформации накопления известковых осадков в водоемах аридных зон

Все вышеизложенное относится к накоплению  $\text{CaCO}_3$  в водоемах гумидных поясов. Однако из сути механизма этого процесса явствует, что он с таким же и даже большим успехом может функционировать и в водоемах аридных областей. И действительно, *большая или меньшая известковистость является характерной особенностью всех фациальных типов аридных отложений*, начиная от коры выветривания через делювий и пролювий к аллювию и, наконец, к отложениям конечных водоемов стока — озер и морей. Это повсюдное и нередко значительное накопление  $\text{CaCO}_3$  в аридных осадках свидетельствует, *что процессы извлечения извести из текущих и бассейновых вод в аридных областях резко интенсифицируются сравнительно с тем, что наблюдается в поясах гумидных*. Пользуясь методом балансов и абсолютных масс, нетрудно было показать (Страхов, 1954), что средняя интенсивность годового кальцитоосаждения в таких бассейнах, как Каспий, Аральское море, Балхаш, в десятки раз превосходит годовичную садку этой соли, например — в экваториальной части Атлантического океана. И если это резко усиленное осаждение  $\text{CaCO}_3$  обычно приводит лишь к весьма небольшому повышению содержания

кальцита в осадках (либо даже не отражается на нем совсем), то это обусловлено одновременным усиленным же поступлением в названные бассейны разбавляющего терригенного материала. К сожалению, подобного рода расчеты пока не выполнены применительно к древним аридным отложениям, но судя по их известковистости, едва ли можно сомневаться, что и древние засушливые области, подобно современным, отличались резко повышенным кальцитонакоплением. Таким образом, *подобно фосфатонакоплению, интенсивная садка кальцита является характернейшим процессом именно аридных зон.* Интенсивность ее в гумидных поясах резко подавлена. Накопления обоих названных компонентов суть типичные биоклиматические образования с максимальным развитием именно в аридных, а не в гумидных поясах.

Причина тяготения кальцитоосаждения именно к аридным зонам заключается в существовании засушливого климатического режима. Благодаря преобладанию испарения над атмосферными осадками, все типы поверхностных вод — речные, озерные, морские — теряют огромное количество влаги, т. е. растворителя. Природные растворы становятся постепенно пересыщенными относительно  $\text{CaCO}_3$ , что доказывается наблюдениями над современными реками и водоемами аридных полос. Пересыщенность же природных вод углекислым кальцием неизбежно влечет усиленное выпадение его в твердую фазу, как биогенным, так и химическим путем, и отсюда — усиленное накопление его в осадках.

Более глубокое изучение процессов кальцитообразования, выполненное автором на ряде осовремененных аридных водоемов (Страхов, 1951), показало, что в них имеет место не просто усиление этого процесса, но его полная трансформация — перестройка. Биогенное извлечение извести, являвшееся резко господствующим или даже единственно развитым в водоемах гумидных поясов, в условиях осолонения аридных водоемов с подавленным биосом постепенно отходит на второй план и с некоторого момента (при  $S > 5\%$ ) исчезает совсем. На первый план все сильнее выходит, а затем становится единственно значимым, чисто химическое осаждение  $\text{CaCO}_3$ . Это обстоятельство сейчас же сказывается на морфологическом облике накапливающегося кальцита; раковинный (биоморфный и детритный)  $\text{CaCO}_3$  вытесняется тонкодисперсным пелитоморфным, диффузно рассеянным в породе; усиливается оолитообразование. А так как пелитоморфный кальцит весьма транспортабелен и легко перемещается движениями воды на значительные расстояния, то естественно, что распределение его по площади дна бассейна все больше начинает управляться законами механической седиментации. Детальный разбор всех этих превращений кальцитообразования в водоемах аридной зоны был дан мною в монографии 1951 г. и потому здесь опускается (см. также III том настоящей монографии, посвященный аридным отложениям).

### III. НАКОПЛЕНИЕ $\text{MgCO}_3$ И $\text{SiO}_2$ В ОТЛОЖЕНИЯХ ГУМИДНЫХ ЗОН

#### I. Накопление углекислого магния

Соединения углекислого магния в виде  $\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  и доломита резко недосыщают все типы природных вод в гумидных зонах. Естественно поэтому, что извлечение углекислого магния из растворов происходит здесь только биогенным путем, а распределение и накопление его контролируются локализацией магниевыделяющих организмов. Поэтому наш анализ в данном случае удобно начать с выяснения тех биологических групп, у которых констатирована более или менее выраженная «магниевая функция».

Уже более 160 лет тому назад было установлено, что в раковинах ряда животных, помимо  $\text{CaCO}_3$ , отлагается еще более или менее значительная масса  $\text{MgCO}_3$ . Многочисленные, проделанные с той поры анализы, сведенные А. П. Виноградовым (1935—1944), конечно, далеко не исчерпали материала, но все же дают уже сейчас некоторое представление об интенсивности накопления  $\text{MgCO}_3$  в минеральном скелете различных ветвей животного царства (фиг. 122). Оказалось, что тип *Vertebrata* является единственным, члены которого не используют  $\text{MgCO}_3$  при построении скелета; во всех остальных типах углемагниеваая соль утилизируется в большей или меньшей степени тем или иным количеством родов и видов. Масштаб использования виден из следующих цифр (табл. 27).

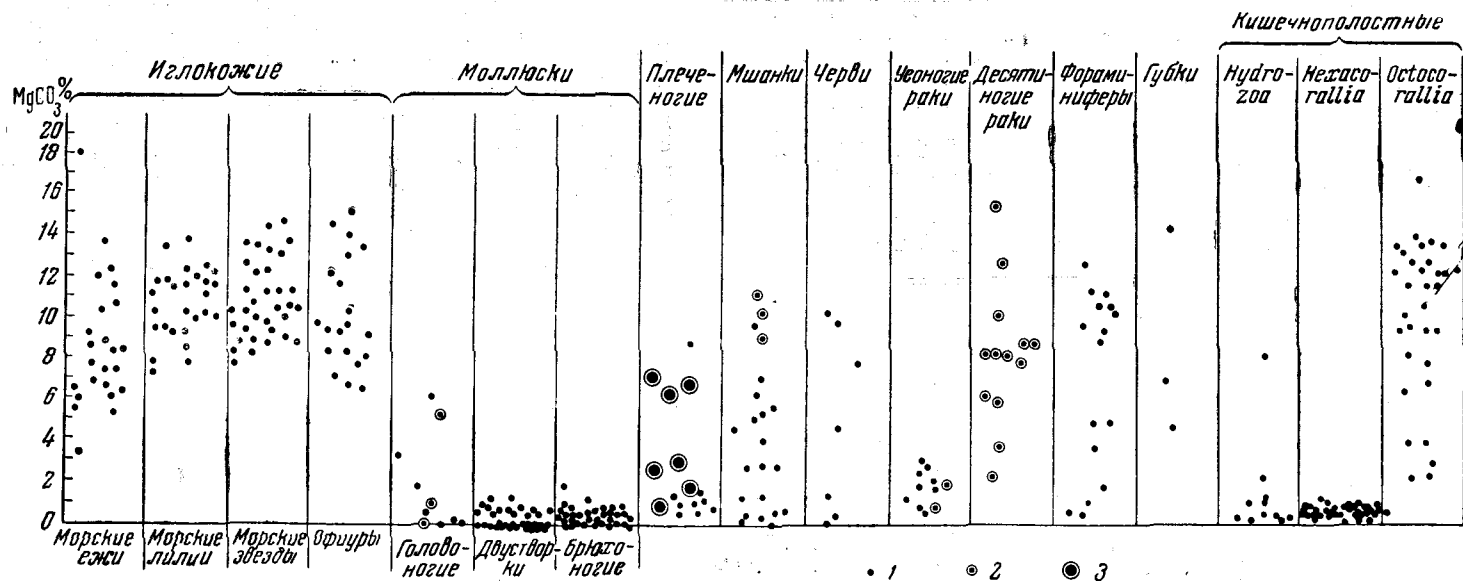
Таблица 27

Интенсивность накопления  $\text{MgCO}_3$  в скелетах различных животных

| Животные                   | Содержание $\text{MgCO}_3$ , % | Животные                    | Содержание $\text{MgCO}_3$ , % |
|----------------------------|--------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|
| Foraminifera . . . . .     | 0,30—12,52                     | Lamellibranchiata . . . . . | 0,0—1,28                       |
| Spongiae . . . . .         | 6,84—14,10                     | Gastropoda . . . . .        | 0,0—1,78                       |
| Hydrozoa . . . . .         | 0,26—8,15 (редко)              | Echinoidea . . . . .        | 3,24—13,79                     |
| Hexacorallia . . . . .     | 0,11—1,11                      | Crinoidea . . . . .         | 7,28—13,74                     |
| Octocorallia . . . . .     | 0,35—16,90                     | Asteroidea . . . . .        | 7,79—14,55                     |
| Vermes (serpula) . . . . . | 0,0 —9,72                      | Ophiuroidea . . . . .       | 7,62—14,95                     |
| Bryozoa . . . . .          | 0,0 —11,08                     | Cirripedia . . . . .        | 0,75—2,49                      |
| Brachiopoda . . . . .      | 0,45—8,63                      | Decapoda . . . . .          | 2,34—12,58                     |
| Cephalopoda . . . . .      | 0,0 —6,02                      |                             |                                |

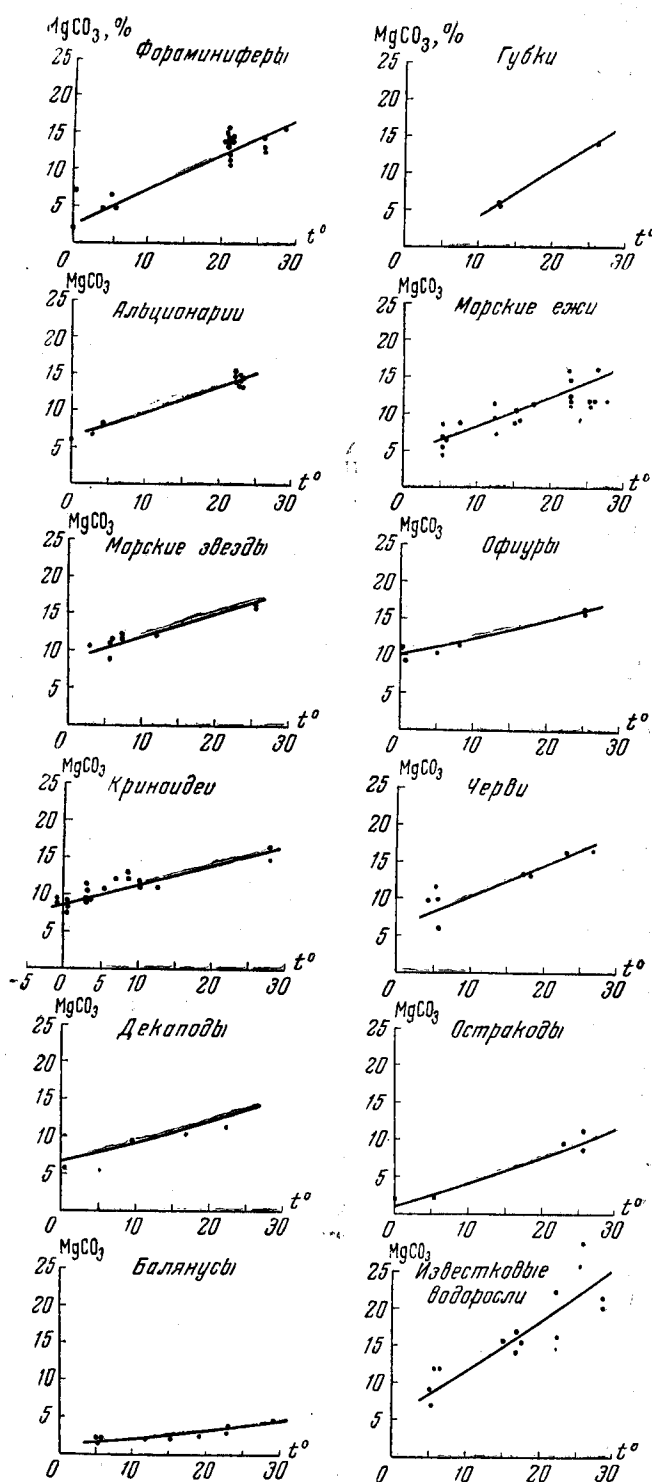
Если принять 2%  $\text{MgCO}_3$  в минеральной части скелета за грань, отделяющую известковые организмы от известково-магнезиальных, то окажется, что последняя группа довольно многочисленна и вкраплена в самые разнообразные ветви животного царства, обычно непосредственно филогенетически не связанные. Нередко даже члены одного и того же рода резко варьируют по способности утилизировать  $\text{MgCO}_3$  для постройки своего скелета. По-видимому, «магниеваая функция» представляет собою физиологическую особенность протоплазмы, которая многократно и легко появлялась и соответственно терялась в ряде ветвей животного и растительного мира вне зависимости друг от друга.

Интенсивность «магниеваой функции» у известково-магнезиальных форм, вообще говоря, мала, особенно у высокоорганизованных групп (Chave, 1954). В то время как, наряду с известковыми скелетами, существуют скелеты кремневые, фосфатные или комбинированные из кальцита и фосфата, *чисто магнезитовые раковины полностью отсутствуют*. Наибольшее из найденных пока содержаний  $\text{MgCO}_3$  в раковине животных равно 16,90% от веса минеральной части скелета (*Octocorallia*). Обычно же даже у заметно магнезиальных организмов оно составляет всего 3—5—7%. Замечено, что интенсивность накопления  $\text{MgCO}_3$  у магнезиальных организмов следует тому же правилу, что накопление  $\text{CaCO}_3$ : под низкими широтами, в тропическом климате содержание  $\text{MgCO}_3$  обычно возрастает, в умеренном и холодном климате падает; увеличение глубины местообитания действует как перемещение в северные широты (фиг. 123). Установлено также весьма любопытное соотношение между минералогическими формами  $\text{CaCO}_3$  и накоплением магния. Чисто известковые скелеты обычно арагонитовые, реже кальцитовые; при появлении заметных



Фиг. 122. Содержание  $\text{MgCO}_3$  в скелетах морских животных разных систематических групп.

1 — единичные анализы; 2 — среднее из анализов; 3 — раковины фосфатные.



Фиг. 123. Содержание  $MgCO_3$  в скелете морских организмов в зависимости от широты их местообитания (по Chave, 1954).

количеств  $MgCO_3$  углекислый кальций встречается обычно в виде кальцита; это в точности отвечает тому, что имеет место и в осадках.

Уже давно был поставлен вопрос о минералогических формах  $MgCO_3$  в раковинах, но, к сожалению, так и остался пока нерешенным. Как бы, однако, он ни решался, очень быстро после захоронения раковин  $MgCO_3$  переходит в форму доломита, который затем устойчиво существует в последующей истории породы. Биогенно внесенный в осадок  $MgCO_3$ , следовательно, становится источником доломитизации осадочных пород.

Из рассмотрения списка организмов с «магниево-функцией» видно, что это сплошь организмы морские, а не пресноводные; в морях же наиболее богаты магнием иглокожие (все классы), плеченогие, десятиногие раки, октокораллы, багряные водоросли, которые являются сейчас и были в прошлом типично мелководными обитателями. Отсюда вытекает, что накопление  $MgCO_3$  в отложениях гумидных зон полностью отсутствовало в осадках рек, пресных озер и опресненных водоемов и приурочивалось только к нормально-морским осадкам. При этом среди последних оно в наибольшей степени проявлялось среди мелководных рифовых отложений, резко понижаясь в пелагических осадках или даже здесь отсутствуя.

Нельзя не отметить вместе с тем, что максимальное содержание  $MgCO_3$  в органических остатках много ниже уровня, отвечающего нормальному доломиту. Поэтому, если даже среди органического населения прибрежной полосы виды с магниево-функцией резко преобладали, средняя доломитность карбонатов была невысокой. При диагенетическом перераспределении  $MgCO_3$  возникали участки сильной доломитизации и вовсе бездоломитные, т. е. распределение доломита оказывалось резко пятнистым, и появлялось много структур метасоматоза доломита по кальциту. Это как раз типичная форма нахождения доломита среди карбонатных отложений гумидных зон низкой средней доломитизации.

К сказанному необходимо добавить, что в исключительных случаях, при локальном резком повышении pH до 9,1 и выше, возможна была также и химическая садка  $n MgCO_3 \cdot m Mg(OH)_2 \cdot pH_2O$ , т. е. основной соли углекислого магния. Попадая в осадок, эта соль затем усреднялась и переходила в доломит. Такого рода дополнительная доломитизация, однако, была всегда лишь строго локальной и очень небольшой. Территориально же она могла приурочиваться лишь к прибрежной зоне, где при скоплениях водорослей и их усиленном фотосинтезе как раз и происходило аномальное повышение pH.

Впрочем, в более древние эпохи, когда  $CO_2$  в атмосфере было больше и щелочной резерв морской воды выше, такого рода дополнительное биохимическое доломитообразование было развито значительно сильнее, чем сейчас. Вот почему, по мере того, как мы спускаемся вниз по стратиграфической шкале, доломитообразование в отложениях гумидных зон становится все сильнее, *хотя в послепротерозойское время в водоемах гумидных поясов оно всегда было второстепенным и резко уступало тому, что наблюдалось в почти одинаково минерализованных водоемах аридных зон.*

Чтобы отчетливо выявить особенности истории  $MgCO_3$  в водоемах гумидных зон, полезно и в данном случае заглянуть в бассейны зон аридных и кратко познакомиться с тем, как обстоит дело с этим соединением там.

История  $MgCO_3$  в этих морях несравненно полнее и красочнее той, какая типична для водоемов гумидных. Бросается в глаза, прежде всего, грандиозность масштабов накопления углекислого магния в осадках в виде доломита. Доломитные породы представляют собою характернейшее и распространеннейшее образование древних морей в областях аридного климата. Нередко состав их строго отвечает составу нормального доломита с ничтожной (в 1—3%) примесью кальцита, либо вовсе без него; это так называемые пластовые пелитоморфные доломиты. Чаше доломит

слагает значительную или даже большую часть карбонатной породы — 30—70% и выше; при этом доломит залегает пятнами прихотливых очертаний, то небольших, то огромных размеров, с ясными признаками метасоматоза по кальциту; это так называемые пятнистые или метасоматические доломиты. Локализация пластовых и метасоматических доломитов внутри бассейна варьирует: иногда они тяготеют к периферическим частям моря, сменяясь к центру его чистыми известняками с богатой фауной, но чаще располагаются, напротив, в центральных областях огромных древних эпиконтинентальных бассейнов, на колоссальных площадях, окаймляясь по периферии чистыми или только слегка доломитизированными известняками с более или менее богатой фауной. И тот и другой типы нахождения доломитов прекрасно видны на картах, недавно опубликованных А. Б. Роновым (1956) для верхнего палеозоя Русской платформы. Добавим, что средняя доломитность карбонатных пород во многих горизонтах этой территории достигает 50—60%, а мощности отложений — многих десятков и сотен метров. Все это дает представление о колоссальном размахе доломитообразования в древних наплатформенных плоских водоемах, когда они располагались в засушливых поясах. В сравнении с этой грандиозной фиксацией углекислого магния в аридных морских осадках, аналогичный процесс в морях гумидных зон выглядит более чем скромным, часто ничтожным. Таким образом, и *третий член тетрады оказывается не только биклиматическим, но и чрезвычайно отчетливо тяготеющим именно к аридным, а не к гумидным областям*; в последних накопление его резко подавлено.

Как и в случае  $\text{CaCO}_3$ , интенсификация магнийнакопления в аридных водоемах сопровождается радикальной перестройкой самого механизма его осаждения здесь. Чисто биогенное извлечение  $\text{MgCO}_3$ , характерное для седиментационного процесса в гумидных морях, остается принципиально и в морях аридных областей, но имеет ничтожное и прогрессивно убывающее значение, поскольку осолонение водоемов приводит к быстрому вымиранию фауны. Уже очень скоро на первый план выступает, а затем становится и единственным, химическое осаждение доломита из воды. При низкой минерализации растворов химическая садка доломита мало интенсивна; параллельно ей происходит осаждение и кальцита; из этих смешанных известково-доломитовых илов в диагенезе, при перераспределении карбонатного материала, возникают пятнистые метасоматические доломиты. С повышением минерализации морской воды садка доломита интенсифицируется, и возникают нормальные пластовые доломиты.

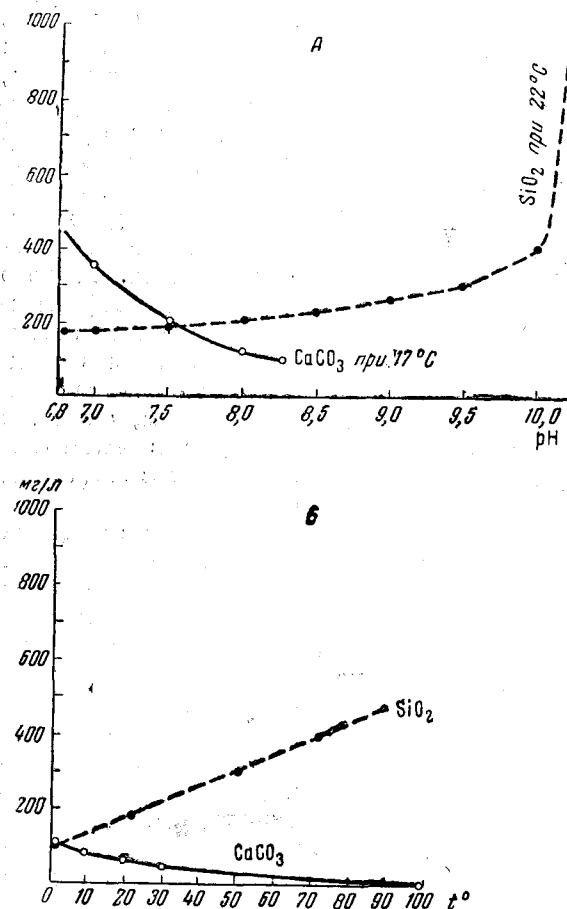
За последние годы выявилась и еще одна интересная подробность истории магния в древних морях аридных областей: нередкая ассоциация доломитов с магниевыми силикатами. Уже давно И. И. Трофимовым (1940) было обнаружено нахождение во многих среднекарбонатных доломитах каширского яруса Подмосковья палыгорскитов. В настоящее же время М. А. Ратеевым установлено, что еще более характерен для доломитов сепиолит, а также комбинация палыгорскита с сепиолитом, постоянно в них встречающаяся. Эти минералы порознь или вместе обнаружены в отложениях конца  $\text{C}_1$  и  $\text{C}_{2+3}$  в скважинах: Лысково, Порецкая, Красная поляна, у гг. Шацка и Воротынска и в ряде других мест. Обилие сепиолита (и палыгорскита) в палеогене Ферганы, принадлежащем типично аридной полосе. Эти факты показывают, что в седиментации аридных морей геохимический цикл магния как бы пересекается с геохимическим циклом кремнезема, что и вызывает новообразование названных магниезиликатных силикатов. Конкретный механизм формирования последних был, впрочем, достаточно сложным. Для нас достаточно отметить наличие этой своеобразной минералогической группы, не вдаваясь в детали ее генезиса, что сделано в III томе монографии при анализе аридных отложений.

## 2. Распределение и накопление аутигенной $\text{SiO}_2$

При анализе распределения и накопления аутигенного кремнезема в осадках гумидных зон необходимо иметь в виду три его геохимические особенности, ярко выступающие при сравнении с углекальцевой солью.

1. Двуокись кремния обладает большой растворимостью в воде; при обычных в гумидных зонах температурах ( $0-25^\circ\text{C}$ ) и pH ( $7,0-8,0$ ) растворимость ее практически равна растворимости углекислого кальция и составляет  $100-120$  мг/л.

Между тем реальные содержания  $\text{SiO}_2$  во всех природных водах резко, иногда в десятки раз, уступают содержаниям  $\text{CaCO}_3$ , составляя  $10-15$ , редко  $20$  мг/л. Причина различия следующая. Кремнезем получается в природных водах за счет растворения кварца, опала и выветривания силикатов и алюмосиликатов; все эти процессы протекают гораздо медленнее растворения  $\text{CaCO}_3$ . Потребление  $\text{SiO}_2$  в седиментогенезе совершается также несравненно более слабыми темпами, чем потребление  $\text{CaCO}_3$ , ибо осуществляется весьма узким кругом организмов, но оно все же оказывается достаточно энергичным относительно крайне медленных процессов растворения кремнезема. Это обстоятельство и является причиной весьма низких содержаний  $\text{SiO}_2$  во всех



Фиг. 124. Соотношение растворимостей  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  в морской воде.

А — при разных pH:  $\text{CaCO}_3$  по данным Шеперкло и Тильманса (1927);  $\text{SiO}_2$  — по данным, Окамото, Окура и Гото (1957).  
Б — при разных температурах:  $\text{CaCO}_3$  — по Ваттенбергу (1933) при парциальном давлении  $\text{CO}_2 = 0,0004$  атм;  $\text{SiO}_2$  по Окамото, Окура и Гото (1957) при pH = 7.

природных водах, несмотря на высокую растворимость ее.

2. Очень малое содержание  $\text{SiO}_2$  во всех типах природных вод гумидных зон при ее высокой растворимости естественно приводит к тому, что кремнезем везде находится в них в состоянии резкого недосыщения. Это обстоятельство исключает химическое его осаждение из воды и делает возможным только биогенное извлечение. И если в образовании высоких концентраций  $\text{CaCO}_3$  в осадках гумидных зон принимали участие и хемогенные и биогенные процессы, то образование высоких концентраций  $\text{SiO}_2$  происходит только биогенно.

3. Наконец, необходимо отметить резко разное отношение  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$  к температурным условиям и к pH.



При повышении температуры и pH растворимость  $\text{SiO}_2$  растет и наличные в воде количества ее дальше уходят от точки насыщения; при тех же условиях растворимость  $\text{CaCO}_3$  падает (фиг. 124) и имеющиеся в воде количества углекальцевой соли приближаются к насыщению или даже становятся пересыщающими. При чисто биогенном осаждении  $\text{SiO}_2$  эти физико-химические отличия ее от  $\text{CaCO}_3$ , казалось бы, не представляют интереса. Но это не так. Давно уже общепризнано, что биологическое извлечение любого компонента из раствора осуществляется тем легче, чем ближе к точке насыщения он в этом растворе находится. Поэтому биологическое извлечение компонентов пространственно в общих чертах все же контролируется их физико-химическими особенностями. Иначе говоря, *за кулисами чисто биологических процессов при более глубоком прощупывании начинается чувствоваться их физико-химическая основа*. Это очень ярко сказывается, между прочим, в некоторых чертах пространственного размещения кремневых накоплений сравнительно с известковыми, на чем остановимся несколько ниже.

При резкой недосыщенности кремнеземом природных вод совершенно естественно, что в речных водотоках сколько-нибудь заметного осаждения аутигенной кремнекислоты не происходит. Реки для кремнезема, так же как для  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  являются транзитными каналами в строгом значении этого термина. Как и у карбонатов кальция и магния, единственными участками на поверхности гумидных зон, где осуществляется накопление в осадках  $\text{SiO}_2$ , являются конечные водоемы стока — озера и моря.

Накопления аутигенного кремнезема за счет створок диатомей известны во многих современных озерных водоемах, хотя сколько-нибудь изучены они пока едва ли не в одном оз. Байкал. По данным Л. М. Князевой (1954)<sup>1</sup> и Г. И. Патрикеевой, работавших под руководством автора, распределение аутигенной  $\text{SiO}_2$  в южном Байкале и его крупном заливе («Малое море») следующее (табл. 28).

Т а б л и ц а 28

Распределение  $\text{SiO}_2$  (аутигенного) в осадках оз. Байкал  
(в % от сухого натурального осадка)

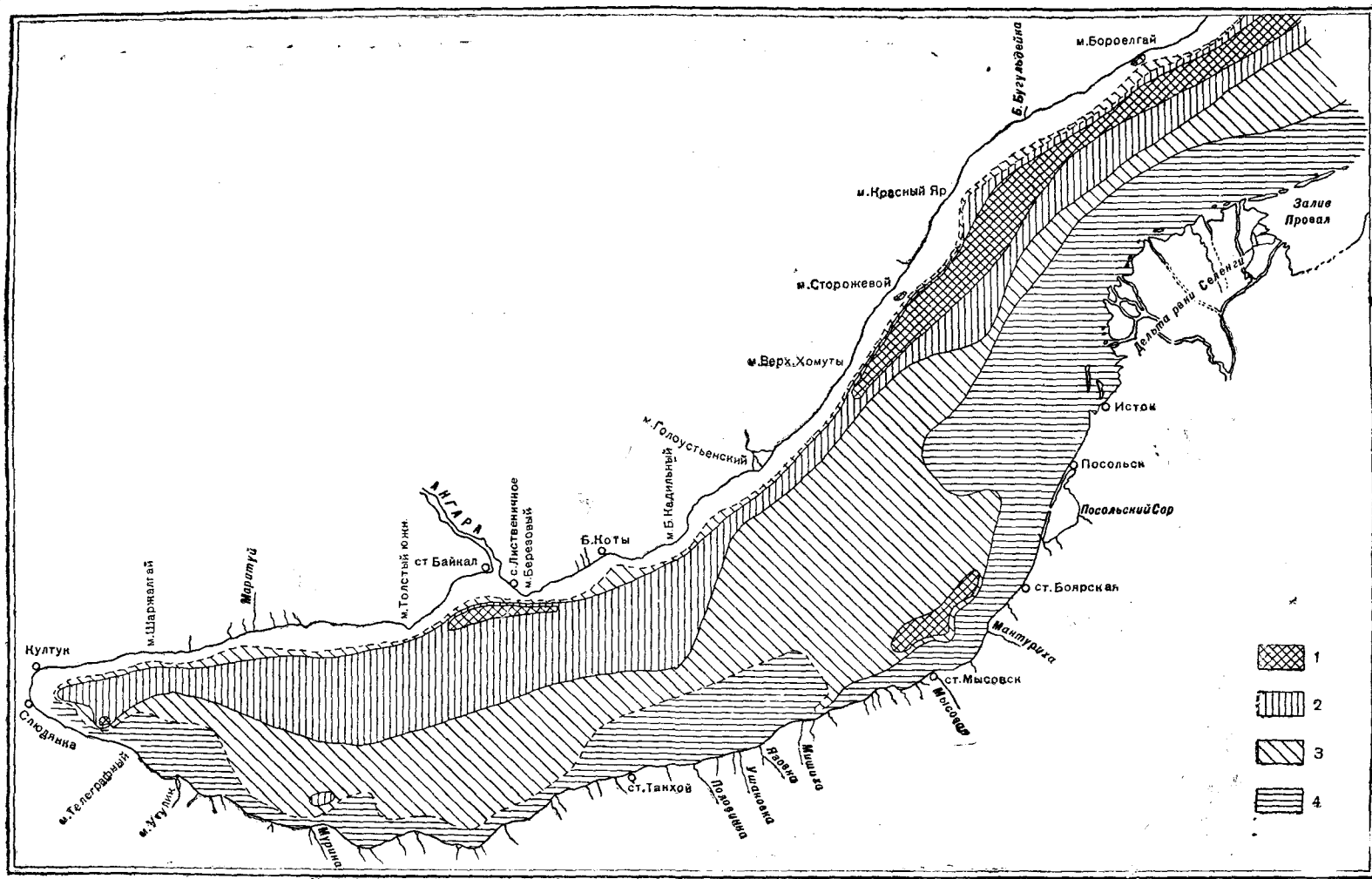
| Осадки                          | Байкал | «Малое море» |
|---------------------------------|--------|--------------|
| Средне- и крупнозернистые пески | —      | 2,20         |
| Мелкозернистые пески . . . . .  | —      | 2,84         |
| Крупноалевритовые илы . . . . . | —      | 9,16         |
| Мелкоалевритовые илы . . . . .  | 3,76   | —            |
| Глинистые илы . . . . .         | 6,60   | —            |
| Слабо диатомовые глинистые илы  | 20,10  | —            |
| Диатомовые илы . . . . .        | —      | 33,41        |

Содержание  $\text{SiO}_2$  в осадках, как видим, растет по мере уменьшения *Мd* частиц.

Пространственное распределение  $\text{SiO}_2$  в поверхностном слое осадков оз. Байкал показано на фиг. 125.

Вся периферическая часть площади водоема, отвечающая пескам, алевритовым и глинистым илам, содержит аутигенный кремнезем в количествах,

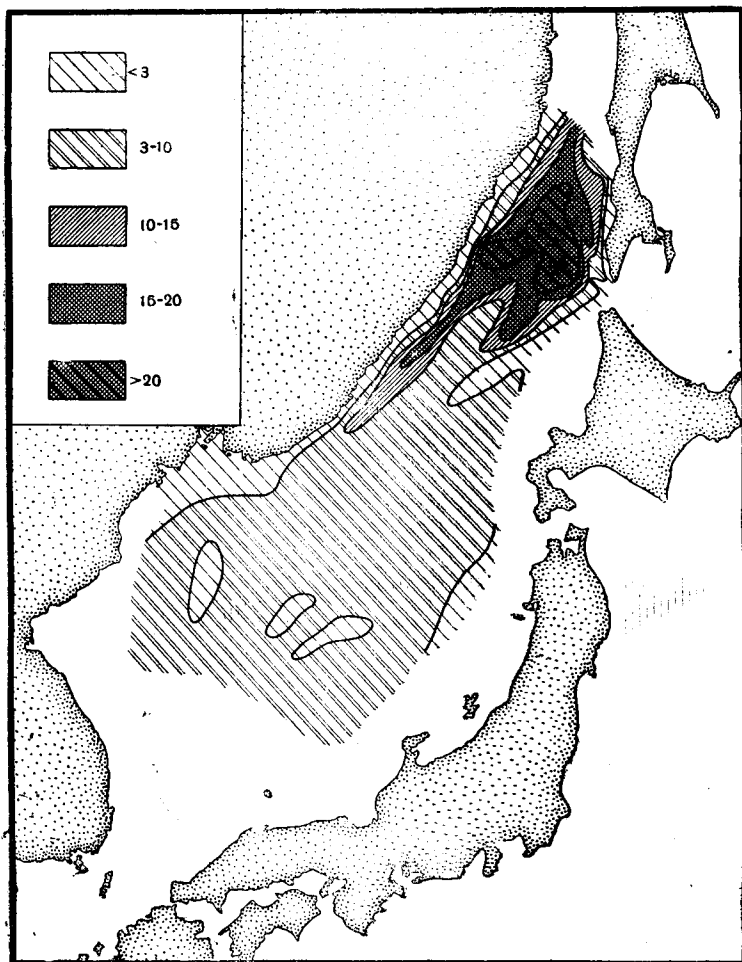
<sup>1</sup> Глава в книге «Образование осадков в современных водоемах» (1954).



Фиг. 125. Схема распределения аутигенного кремнезема в верхнем слое донных отложений южной части оз. Байкал.

1 — больше 24%; 2 — от 19 до 24%; 3 — от 10 до 19%; 4 — меньше 10%.

меньших 10%. В пределах центральной части озера массы его колеблются от 10 до 38,39%. Наиболее распространены содержания от 10 до 24%, но на четырех участках — от 24 до 38,39%. Наибольший из участков, линзовидно вытянутый, располагается на востоке обследованной части Байкала, приближаясь к северо-западным берегам озера. Остальные три,



Фвг. 126. Распределение аморфного кремнезема в осадках Японского моря (по А. В. Соловьеву)

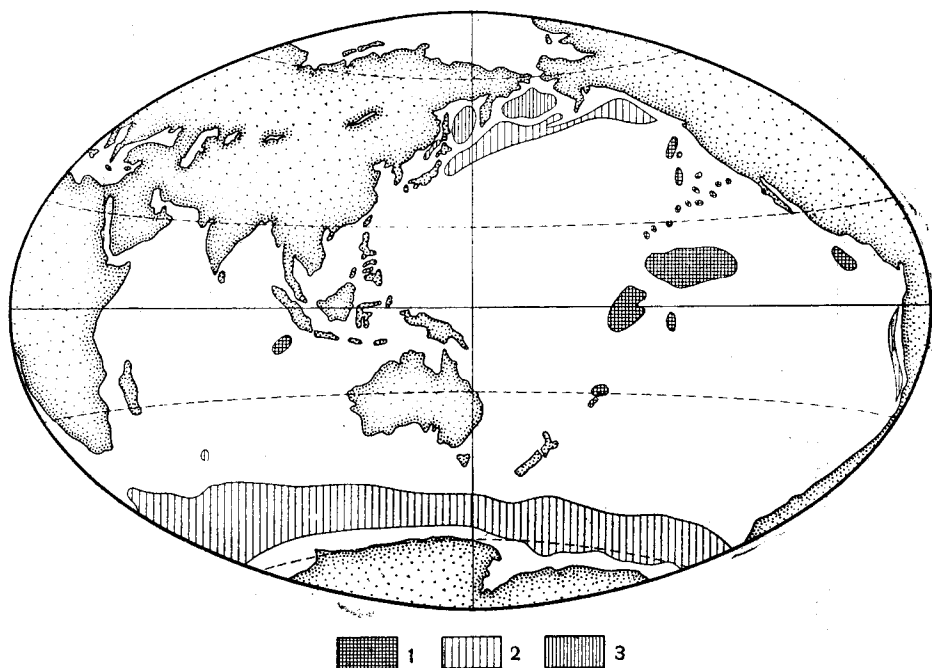
меньшие по площади, размещаются в южной части Байкала. Таким образом, наибольшие процентные концентрации аутигенного кремнезема тяготеют к центральной части озера, особенно вдоль северо-западного берега.

Сопоставляя это распределение  $\text{SiO}_2$  в осадках Байкала с прижизненным размещением на дне озера кремневых организмов, можно убедиться, что они существенно различны. Губки и бентонные формы диатомовых водорослей при своей жизни сбитают в прибрежной части Байкала — до глубины 100 м (губки частично и до 500 м); накопление же  $\text{SiO}_2$  в илах сдвинуто в более центральные части озера.

Такое различие прижизненного места извлечения кремнезема из воды и места окончательного захоронения его в осадке объясняется тем, что после гибели диатомей и губок остатки их скелетов переносятся течениями

и волнениями в другие части водоема, где и захороняются как любое другое взвешенное тело, согласно своему размеру и удельному весу. Это и вызывает почти полное отсутствие створок диатомовых и спикул губок в крупноалевритовых илах и песках, развитых в прибрежной части озера, и, наоборот, обогащение ими более тонкозернистых осадков, залегающих в центральной части водоема.

В морях и океанах, наряду с отмеченными, появляются и новые черты в распределении и накоплении аутигенного кремнезема.



Фиг. 127. Распределение диатомовых и радиоляриевых илов в осадках Тихого океана (по Шотту с добавлениями и исправлениями).

1 — радиоляриевый ил; 2 — диатомовый ил; 3 — глинисто-диатомовый ил.

Сходным оказывается размещение содержаний  $\text{SiO}_2$  по разным петрографическим типам осадков (табл. 29).

Содержания аутигенного кремнезема, как и в случае оз. Байкала, увеличиваются с утонением зерна осадков.

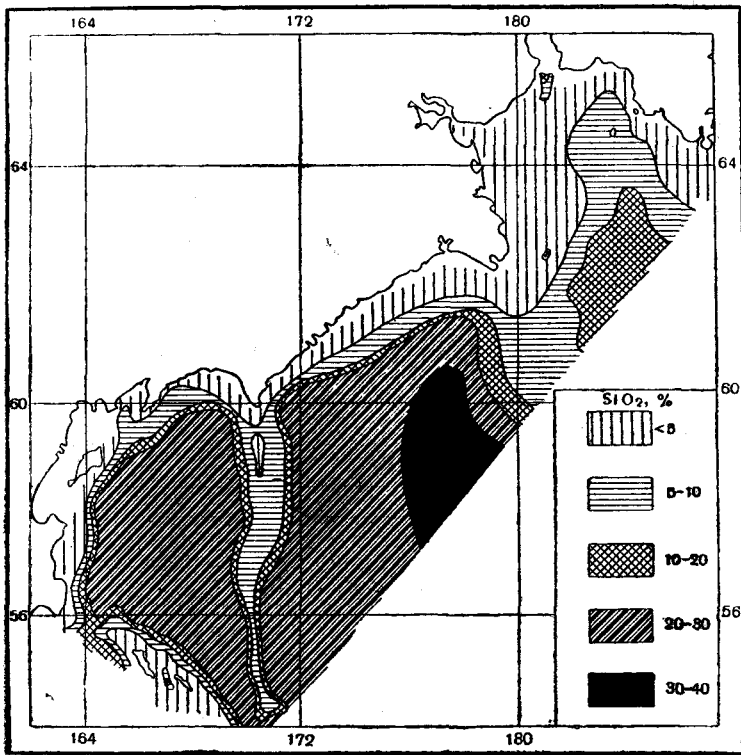
Но распределение  $\text{SiO}_2$  на площади океанов и морей становится совершенно иным, чем в озерах (фиг. 126—129). Особенно наглядно видно это на карте океанов. Здесь диатомовые илы тяготеют к прибрежной полосе и к области высоких широт с низкими температурами воды, что объясняется, очевидно, биологическими особенностями размещения самих диатомовых водорослей, которые, как известно, являются холодолюбивыми формами. Исключением являются незначительные пятна диатомовых илов с *Etmodiscus*, приуроченные к экваториальной зоне всех трех океанов. Радиоляриевые илы развиты почти исключительно в тропической области, образуя два крупных широтных пятна (или широкую полосу?), совпадающие с северным экваториальным течением в Тихом океане, и крупное пятно в Индийском океане, более или менее отвечающее южному экваториальному течению. Такая локализация радиоляриевых илов также единственную причину имеет в биологических особенностях самих радиолярий, являющихся теплолюбивыми организмами.

Таблица 29

Распределение  $\text{SiO}_2$  (аутигенного) в отложениях морей  
(в % от сухого натурального осадка)

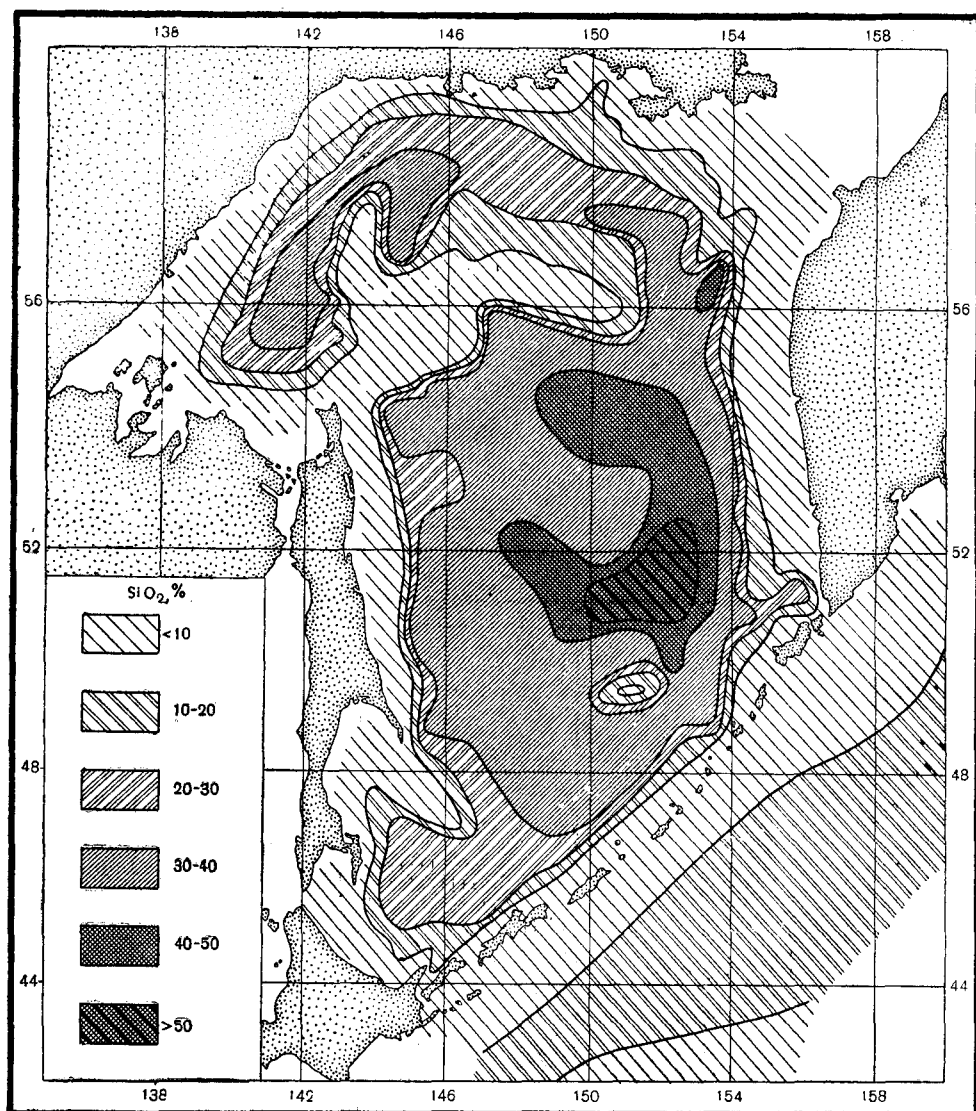
| Морские осадки                    | Японское море | Охотское море | Берингово море | Океаны     | Океанические осадки               |
|-----------------------------------|---------------|---------------|----------------|------------|-----------------------------------|
| Пески . . . . .                   | 2,59          | 4,12          | 3,45           | Немного    | Осадки шельфа                     |
| Крупноалевритовые илы             | 8,04          | 10,46         | 7,40           | 3,27       | Синяя глина                       |
| Мелкоалевритовые илы              | —             | 14,28         | 15,42          | 1,84       | Глобигериновый ил                 |
| Глинистые илы . . . .             | 14,4          | 31,94         | 26,76          | 2,39       | Красный глубоководный ил          |
| Глинисто-диатомовые илы . . . . . | до 23,0       | 30—50 и выше  | —              | 41<br>54,4 | Диатомовый ил<br>Радиоляриевый ил |

В общем же накопления аутигенного кремнезема в тонкозернистых океанических осадках локализуются как в периферических их зонах, так и в центральных, но по преимуществу все же в первых, что объясняет



Фиг. 128. Распределение аутигенного кремнезема в поверхностном слое осадков западной части Берингова моря.  
(по А. П. Лисицыну).

ся локализацией кремневых организмов. Влияние гидродинамического режима в данном случае ограничено. Оно сводится частью к выбрасыванию движениями воды аутигенной  $\text{SiO}_2$  из прибрежной зоны взмучивания в более глубокую центральную котловину с тонкозер-



Фиг. 129. Распределение аутигенного кремнезема в поверхностном слое осадков Охотского моря. (по П. Л. Безрукову).

нистыми илами, частью к созданию условий обитания кремневых организмов вдали от берегов (радиоляриевые илы).

Близкие соотношения сохраняются в крупных окраинных морях, например в Японском и Охотском морях. Тяготение в Японском море кремневых глин к Татарскому проливу и залегание их в более южной части бассейна узкой полосой вдоль континентального склона полностью объясняются температурными условиями моря, контролирующими распределение диатомей в этом бассейне. Роль биогенного фактора в локализации аутигенной  $\text{SiO}_2$  выступает и в данном случае с полной наглядностью, и гидродинамический режим не в состоянии стереть следы его влияния.

Характерную особенность распределения накоплений  $\text{SiO}_2$  в современных морях составляет то обстоятельство, что оно не имеет ничего общего с планом речного питания океанов осадочным материалом. Широкая кайма

диатомовых илов вокруг Антарктики возникла в условиях полного отсутствия речного стока. Вдоль восточного берега Южн. Америки речной сток очень велик, но диатомовых илов не образуется; вдоль западного побережья того же континента речной сток ничтожен, а диатомовые илы сильно развиты. Широкая полоса диатомовых илов вдоль северо-восточного побережья Азии в своей большей северной половине также приходится на участок, бедный речным питанием. В то же время на обоих берегах Атлантического океана речной сток велик, а кремнистых осадков нет. Что касается пятен радиоляриевых илов в центре Тихого океана и диатомовых илов с *Etmodiscus* в экваториальных частях всех океанов, то связать их генезис с речным стоком вообще невозможно.

Все это доказывает, что *генерация твердой фазы  $\text{SiO}_2$ , подобно химическому осаждению фосфатов и карбонатов, не связана непосредственно с подтоком речных вод и не возникает прямо за счет вносимого ими материала.* Непосредственным источником кремнезема, как и фосфатов и карбонатов, является сама водная масса океанов, вернее ее более глубоких горизонтов, мобилизуемая вертикальными движениями и поступающая вверх, в зону фитопланктона, где  $\text{SiO}_2$  затем осаждается биогенным путем. Соответствующие подсчеты дают величину в  $5480 \times 10^9 \text{ m SiO}_2$ , растворенной в воде океанов. Речной подток, как бы он ни размещался, является лишь фактором, пополняющим океанские запасы, причем разнообразные вертикальные и горизонтальные движения воды являются механизмом, подводящим пополнение запасов к районам их интенсивного расходования.

С этой точки зрения накопления  $\text{SiO}_2$ , фосфатные руды, карбонаты кальция и магния в осадках водоемов образуют единую генетическую группу.

Обращаясь к древним морским водоемам влажных зон, нетрудно убедиться на многих примерах, что по крайней мере в мезозойских и кайнозойских бассейнах локализация аутигенного кремнезема та же, что в современных морях. На картах В. Н. Соболевской для верхнего мела (см. фиг. 119—120) Русской платформы видно, что кремнистые породы располагаются по периферии прибрежных песчано-глинистых отложений, образуя как бы переходную зону между ними и пелагическими карбонатными осадками. То же — в палеогене Русской платформы. В палеогене Западно-Сибирской низменности кремнистые (диатомовые) накопления также непосредственно примыкают к мелководной зоне, уступая место в центральной части водоема глинистым осадкам. Кроме того, они не заходят далеко на теплый юг (Средняя Азия), где сменяются карбонатными отложениями. Как обстояло дело в более глубоком прошлом, в палеозое, и подчинялось ли распределение  $\text{SiO}_2$  и в те времена той же закономерности, — остается пока неясным за отсутствием надлежащих исследований. Нужно отметить, однако, что на палеогеографических картах верхнего девона Урала, недавно составленных С. М. Андроновым, кремнистые отложения занимают ту же переходную зону между прибрежными песчано-глинистыми осадками и более удаленными от берега карбонатными, что и в альпийском этапе. Похоже поэтому, что докарнизация кремнистых пород вне ареалов влияния подводного вулканизма, в течение всего последнего этапа литологической эволюции, т. е. с девона — доныне, была одинаковой.

Сопоставляя размещение кремнистых и известковых накоплений в морских бассейнах, нельзя не подчеркнуть двух характерных отличий между ними. Располагаясь среди тонкозернистых глинистых осадков, кремнистые отложения обычно гораздо ближе придвинуты к берегу сравнительно с карбонатными. Это хорошо видно и на картах современных осадков и на многих палеогеографических картах. Вместе с тем не только в современный геологический момент, но, по-видимому, и в течение всего последнего этапа литологической эволюции  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  характеризуются противоположным отношением к климатическому режиму. В то время как  $\text{CaCO}_3$

в пределах гумидных зон тяготеет к низким широтам с теплым климатом,  $\text{SiO}_2$ , напротив, явно приурочивается к более высоким широтам с климатом холодным.

В чем причина таких отличий? *Непосредственная причина, конечно, в разнице экологических особенностей известьвыделяющих и кремневых планктонных организмов.* Последние в главной своей массе холодолюбивы и предъявляют более высокие требования к концентрациям питательных компонентов; поэтому они обитают главным образом в высоких широтах, а в их пределах — в прибрежных зонах. Известьвыделяющий планктон теплолюбив и может развиваться при пониженных уровнях первичной продукции. Отсюда его стремление к низким широтам и возможность большего удаления от берега. Но за этими часто биологическими причинами, по крайней мере отчасти, стоит и физико-химическая основа. Мы видели выше, что  $\text{CaCO}_3$  на холодном севере не насыщает морскую воду, на теплом юге же пересыщает ее. Для  $\text{SiO}_2$  соотношения прямо противоположны: на теплом юге он гораздо дальше удален от насыщения морской воды, чем на холодном севере. Вот почему большинство кремневых организмов тяготеет к высоким широтам и холодной воде, а большинство известьвыделяющих — к низким широтам и теплой воде. Отсюда накопление карбонатных осадков происходит главным образом в низкоширотных теплых водоемах, а кремнистых в высокоширотных, холодных.

Подобно остальным членам тетрады, кремнезем дает накопления в водоемах не только гумидных поясов, но аридных зон, и является, таким образом, типичным биклиматическим компонентом; при описанном выше механизме его концентрирования в осадках это и естественно.

Несомненно, что в истории кремнезема в аридных бассейнах имеется какая-то специфика сравнительно с описанным только что поведением его в морях гумидных поясов. Но раскрыть эту специфику полностью пока не удастся. Единственно, что можно пока отметить, это появление взаимодействия кремнезема с магнием, что вызывает садку в аридных морских водоемах магниевых силикатов — сепиолитов, палыгорскита. Имела ли место также интенсификация накопления свободного кремнезема сравнительно, скажем, с морями соседней области влажных тропиков — остается неясным; возможно ее и не было.

### 3. Фациальные и генетические соотношения между членами тетрады: $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$ в гумидных зонах

В начале главы накопления  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{SiO}_2 - \text{MgCO}_3$  в отложениях гумидных зон были названы единым геохимическим целым — тетрадой, во многом противоположной рудной триаде  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ . Сейчас, после детального разбора закономерностей и механизма накопления отдельных членов тетрады, можно конкретно указать, что объединяет названные компоненты и вместе противопоставляет их рудной триаде.

1. По степени геохимической подвижности в гумидных зонах члены тетрады выстраиваются в ряд:  $\text{P} \rightarrow \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{MgCO}_3$ ; при этом подвижность группы в целом во много раз больше, чем у членов рудной триады; исключением является лишь фосфор, подвижность которого сравнима с подвижностью марганца. Именно в силу своей высокой подвижности, все члены тетрады вовсе не задерживаются в коре выветривания континентов и в путях переноса (реки, дельтовые зоны) и накапливаются лишь в конечных водоемах стока и притом почти исключительно в морях.

2. Только соединения наименее подвижного фосфора присутствуют в глубоких горизонтах морской воды в состоянии насыщения или близком к нему и при подъеме глубинных водных масс на поверхность переходят в связи с потерей  $\text{CO}_2$  в стадию резкого пересыщения и химически осаж-



даются. В осаждении и накоплении  $\text{CaCO}_3$  химический процесс играет совершенно подчиненную роль, в осаждении же  $\text{SiO}_2$  и  $\text{MgCO}_3$  практически никакой, ибо эти соединения повсеместно находятся в морской воде в состоянии резкого недосыщения. В целом же господствующим процессом осаждения в тетраде является биогенное извлечение компонентов из воды; при этом даже у фосфора, накапливающегося в осадках химическим путем, подготовка к химической осадке, — в виде аккумуляции фосфатов в глубоких горизонтах морской воды, — осуществляется биогенным путем: разложением бактериями падающих сверху трупов планктонных организмов. Все это свидетельствует, что геохимическая история тетрады стоит под решающим влиянием живой материи, которая в одних случаях (Р) подготавливает химическое осаждение, в других же действует и как главный ( $\text{CaCO}_3$ ) или как единственный осадитель ( $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ). В этом коренное отличие рассматриваемой тетрады от рудной триады  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ , в истории накопления которой «живая материя» прямого участия не принимает и где процессы текут по законам физики и химии.

3. С решающим влиянием «живого вещества» в генерации накоплений Р,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  связано то характерное для тетрады обстоятельство, что соотношения фациальных профилей членов тетрады перестают контролироваться геохимической подвижностью каждого члена. Действительно, хотя  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$  обладают примерно одинаковыми растворимостями, накопления кремнезема, как правило, сдвинуты в более прибрежные части пелагических зон моря сравнительно с накоплениями  $\text{CaCO}_3$ . Еще ярче это сказывается в локализации накоплений  $\text{MgCO}_3$ : этот член тетрады, несомненно, геохимически гораздо подвижнее и  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$ , а накопления его в виде доломита резко сдвинуты в мелководную зону по сравнению с ними. Фактором, определяющим соотношения фациальных профилей внутри тетрады, оказывается не геохимическая подвижность ее членов, как в рудной триаде  $\text{Al} - \text{Fe} - \text{Mn}$ , а локализация в бассейне организмов с кальциевой, кремневой и магниевой функциями.

4. Возникновение высоких концентраций Р,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{SiO}_2$  не связано с непосредственной подачей растворенных компонентов с континента, что характерно для рудной триады, но происходит реально за счет использования уже имеющихся в морях и океанах огромных запасов их. Речной сток играет роль только пополнителя этих запасов. Такие соотношения приводят к тому, что локализация на площади моря накоплений членов тетрады не зависит от локализации речного стока; нередко она даже противоположна последней. В то же время на первый план выступает собственная гидродинамика моря, режим горизонтальных и особенно вертикальных (глубинных) течений, ибо с ними в одних случаях непосредственно связано химическое осаждение и накопление компонента (Р), в других же — создание благоприятных условий для усиленного развития организмов с кальциевой, магниевой и кремневой функциями.

5. Независимость накоплений членов тетрады от непосредственного речного стока с континентов и связь их с гидродинамикой моря приводят к тому, что накопления эти не являются специфическими для гумидных зон, что так характерно для рудной триады, но возникают и в пределах зоны аридной. Это образования биоклиматические. Больше того, по крайней мере у трех членов тетрады  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$  процессы их накопления в аридных областях резко интенсифицируются сравнительно с процессами в поясах гумидных. Одновременно сам процесс накопления компонентов радикально видоизменяется: биогенное извлечение отходит далеко на второй план и практически теряет значение; его замещает все усиливающаяся чисто хемогенная садка. Некоторое исключение образует кремнезем; в его истории и в аридных зонах биогенный фактор продолжает играть крупную роль и только дополняется образованием магнезиальных силикатов.

#### IV. РАЗМЕЩЕНИЕ НАКОПЛЕНИЙ ТЕТРАДЫ ВНУТРИ ГУМИДНЫХ ЗОН. ЭВОЛЮЦИЯ ИХ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

##### 1. Размещение накоплений $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ среди синхроничных им тектонических структур

Знание механизма образования фосфоритных месторождений, карбонатных и кремнистых пород позволяет понять их тектоническую локализацию внутри гумидных зон. Две черты характеризуют ее.

1. *Все члены тетрады явно тяготеют к стабильным платформенным участкам земной коры, гораздо слабее развиваясь на подвижных геосинклинальных территориях.*

С большой ясностью это проявляется на фосфоритовых месторождениях, которые в пределах гумидных поясов приурочены почти исключительно к платформам, давая в геосинклиналях совершенно ничтожные накопления. В несколько меньшей степени то же самое, как было показано выше, свойственно и карбонатным породам, главная масса которых, несомненно, привязана к платформам. Труднее решить этот вопрос относительно кремнистых пород, которых много — и пожалуй даже много больше — в геосинклинальных зонах. Но в последних, особенно в их центральных частях, образование кремнистых сланцев, яшм, как правило, связывается с подводными эффузиями и сама порода относится, следовательно, к эффузивно-осадочному типу. Если же брать собственно осадочные кремнистые отложения, достаточно удаленные от очагов извержений и не имеющие с ними видимых связей, то главной площадью их накопления оказываются платформенные участки. Таковы опоки и гёзы  $Sr_2 + Pg$  Русской платформы,  $Sr_2 + Pg$  Западно-Сибирской низменности, кое-где в западно-европейских герцинидах и др.

Тяготение накоплений тетрады к стабильным платформенным территориям коренится, несомненно, в геоморфологических условиях и в интенсивности денудационных процессов. Малая обычно интенсивность биогенной садки  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$  и  $SiO_2$ , особенно же химической садки фосфатов в гумидных зонах, требует минимального поступления разбавляющих кластических частиц. Это условие в наибольшей степени реализуется на участках платформ и меньше на площадях геосинклиналей, где только в краевых их частях и на внутригеосинклинальных консолидированных массивах временами устанавливаются тектонический режим и геоморфологические условия, благоприятствующие образованию химико-биогенных накоплений. Отсюда — указанное выше общее тектоническое распределение пород тетрады  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ .

2. *В областях платформ и геосинклиналей, где возникают накопления тетрады, их локализация относительно положительных и отрицательных структур, синхроничных эпохам накопления, характеризуется сдвинутой к отрицательным структурам.*

В самом деле, платформенные фосфориты, как показал недавно Б. М. Гиммельфарб, располагаются обычно на склонах синеклиз, но иногда в их центральных частях, либо даже на низко стоящих выступах.

Такая тектоническая позиция их с неизбежностью вытекает из привязанности к краевым частям морей — «фосфоритному шельфу» А. В. Казакова. Поскольку синеклизы в рельефе платформ, как правило, отвечали депрессиям, трансгрессии моря всегда устремлялись прежде всего по ним, лишь позже затопляя в большей или меньшей мере выступы. Когда размеры трансгрессии были невелики, и море не выполняло даже всей синеклизы, а только ее более низкие для данного момента времени части, то фосфоритные месторождения, естественно, были локализованы в пределах впадин; примером могут служить верхневолжско-валанжинские фосфориты

Русской платформы. При более широком развитии моря, когда оно затопляло уже не только синеклизы, но и склоны высоких и своды низких выступов, фосфоритные месторождения, естественно, перемещались на эти более приподнятые части структурных элементов платформ. Примером являются фосфориты Из на Общем Сырту (Татарский свод), фосфориты сеномана Украинской впадины и склона Воронежского массива, сантонские фосфориты Актюбинской области (склон Прикаспийской впадины) и др. Иногда фосфатные месторождения приурочиваются и к тем брахиантклиналям и валам, которые развиты в пределах синеклиз и их склонов и которые в момент развития моря той или другой эпохи отвечали более мелководным его участкам. Короче говоря, *фосфориты на платформах приурочиваются к тем структурным элементам, на которых глубины моря отвечали условиям «фосфатного шельфа», т. е. были глубже 50 м.*

По всей вероятности, когда и в геосинклинальных зонах возникало ничтожное фосфатонакопление, первичная тектоническая обстановка была аналогична: фосфаты и здесь тяготели к тогдашним позитивным тектонически и геоморфологически элементам — поднятиям в краевых частях геосинклинальных зон. Но в связи со сложной последующей тектонической историей этих областей, эти позитивные тектонические элементы не всегда отвечают современным позитивным, что затушевывает первоначальные соотношения тектонических структур и фосфатонакопления и делает их гораздо менее очевидными, чем на платформах.

*Карбонатные отложения на платформах локализуются главным образом в синеклизах, особенно же в их центральных, наиболее удаленных от выступов частях.* Это и естественно, если учесть фациальные условия образования карбонатных осадков. Но в эпохи особенно сильных погружений платформ, когда затоплялись все низкостоявшие выступы и значительная часть высокостоявших, известковые отложения отлагались и на выступах и их склонах; это имело место, например, в нижнем карбоне, когда были затоплены Токмовский и Татарский своды, и в верхнемеловую эпоху, когда затоплялась значительная часть Азовско-Подольского и Воронежского массивов. При этом наблюдалась характерная пространственная и тектоническая дифференциация разных типов известковых и известково-доломитовых накоплений. Биоморфные чистые и доломитизированные известняки, особенно рифовые, грубые биоморфно-детритусовые тяготеют к окраинным, наиболее приподнятым в рельефе частям синеклиз, тогда как пелитоморфные и шламмовые, а также мелкофораминиферовые — к более центральным частям синеклиз, очевидно более глубоководным. Такая ситуация наблюдается, например, в отложениях  $C_1$  и  $C_2$  Русской платформы. В верхнемеловое время более грубые разности мела, обогащенные раковинным материалом двустворок (иноцеромор, экзогир, устриц и др.), также локализованы в более периферических зонах собственно писчего мела, отвечающих позитивным элементам затопленной морем площади; это особенно видно в кампанскую и маастрихскую эпохи.

В геосинклинальных зонах разная локализация разных генетических типов карбонатных отложений выступает еще более ярко. Так, по С. М. Андронову, в среднедевонскую эпоху на площади Сев. и Средн. Урала рифовые (биогермные) отложения большой мощности возникали на положительных тектонических структурах как восточного, так главным образом западного склонов Уральского хребта; плитчатые же тонкозернистые пелитоморфные известняки, порою глинистые, локализовались в депрессионных участках между ареалами рифогенных толщ, причем отличались многократно меньшими мощностями. Такие соотношения свидетельствуют, что депрессионные участки с тонкозернистыми известковыми осадками между рифовыми зонами отличались значительным глубоководием сравнительно с последними. Аналогичные соотношения наблюдаются в нижне-

меловых отложениях Альпийской геосинклинали, где так называемая «ургонская фация» — биоморфные, частью и детритусовые известняки с рудистами — характеризует линейновытянутые антиклинории, а пелитоморфные мергели и глинистые известняки — депрессионные участки между ними. То же — в предгорных депрессиях. В нижней перми Предуральского прогиба рифовые фации характеризуют западный мелководный борт прогиба, тогда как центральная часть занята тонкозернистыми, глинистыми известняками и мергелями. В предкарпатской депрессии толстовые рифовые известняки также отвечали мелководной, относительно приподнятой части северо-восточного борта предгорного прогиба, а тонкозернистые мергели — центральной зоне депрессии. На Керченском полуострове в меотисе мшанковые рифовые накопления приурочивались к склонам растущих антиклинальных структур. Наконец, и в современной геологической момент биоморфные, как рифовые, так и ракушняковые, накопления характеризуют также наиболее приподнятые участки морского дна, часто — вулканические острова, тогда как тонкозернистые мелкофосфоритовые пелитоморфные — более глубокие депрессионные зоны.

*Итак, и на платформах, и в геосинклинальных зонах, и в передовых прогибах, когда создавались условия для заметного развития карбонатных отложений, биоморфные и рифовые накопления тяготеют к положительным элементам рельефа и обычно лежащим в их основе тектоническим поднятиям, тонкозернистые же — к отрицательным элементам рельефа и тектоническим депрессиям<sup>1</sup>.*

Так как кремнистые осадки отвечали, как правило, периферической части тонкозернистых известковых отложений, то это предопределяло их нахождение в синеклизах платформ (чаще — их периферических частях) и в тектонических депрессиях среди геосинклинальных зон (то же главным образом по периферии депрессий).

*В общем же тектоническая локализация членов тетрады внутри гумидных зон целиком предопределяется их фаціальными профилями и механизмом образования и вне последних не может быть понята.*

## **2. Размещение накоплений $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ внутри вмещающих формаций**

Размещение членов тетрады внутри гумидных формаций также предопределяется их фаціальными профилями. Тяготее к мелководным песчано-алевритовым отложениям, реже к глинам, фосфориты естественно оказываются локализованными в периферических частях формаций, причем залегают здесь обычно на поверхностях размыва подстилающих пород. Эти поверхности нередко являются базальными для формаций, но чаще лишь внутриформационными, отвечая эпизодически повторявшимся локальным изменениям площади и размеров морского водоема. Благодаря периферическому расположению, районы фосфатонакопления перекрывают области развития железных и марганцовых руд. Отсюда фосфоритные пласты в разрезе периферических частей формаций, располагаясь на несколько иных стратиграфических уровнях, территориально перекрывают руды Fe и Mn, либо находятся на близком расстоянии по горизонтали. Особенно часто наблюдается ассоциация P-руд и марганцовых накоплений. Фаціальная сближенность Fe, Mn, P-руд ведет также к тому, что Fe-руды порою резко обогащены фосфором (керченские руды) или даже формируются смешанные железофосфатные накопления (сынтульские руды, хоперские руды). Кларк концентрации фосфора в марганцевых рудах, как правило, значительно выше кларка концентрации железа.

<sup>1</sup> Биоморфные глобигериновые илы, благодаря ничтожным размерам слагающих их раковин, ведут себя как пелитоморфные карбонатные илы.

Карбонатные и кремнистые породы, опять-таки в соответствии с их фаціальными профилями, локализуются главным образом в центральных частях формаций — особенно когда известняки бывают тонкозернистыми, шламмовыми или пелитоморфными. При этом карбонатные, а порою и кремнистые породы в срединных частях платформ образуют нередко значительные по мощности толщи, вытесняя собою песчано-глинистые отложения. Но раковинные, бисморфные известковые породы могут заходить в виде ограниченных по мощности горизонтов в периферические части формаций.

Чтобы подчеркнуть своеобразие тектонической локализации тетрады  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  и ее места внутри осадочных формаций, напомним, что локализация накоплений триады  $Al - Fe - Mn$  существенно иная и, в известном смысле, противоположная. Бокситы, оолитовые Fe-руды и марганцовые руды тяготеют к позитивным тектоническим структурам как на платформах, так и в геосинклинальных зонах, к выступам, антиклинальным участкам; внутри же осадочных формаций — к их периферическим зонам. Из членов тетрады только фосфориты локализованы сходным образом; накопления же  $CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  *in statu nascendi* приурочиваются главным образом к негативным элементам тектонической структуры, к депрессиям и соответственно к срединным частям осадочных формаций.

*Так, разная генетическая и фаціальная природа двух групп накоплений приводит к существенно различной их локализации и среди синхронным им тектонических структур и внутри осадочных формаций, членами которых эти группы являются.*

### 3. Следы эволюции карбонатных и кремнистых пород в истории Земли

Вышеизложенное рисует накопления  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  такими, какими мы знаем их на последнем этапе эволюции литогенеза: с девона — доныне. Остановимся теперь вкратце на тех особенностях их генезиса и распространения, которые характеризовали породы тетрады в более древние геологические эпохи — в докембрии.

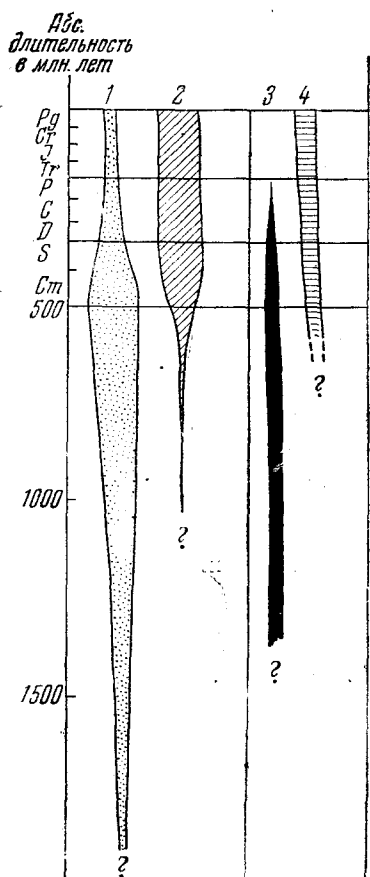
Наибольшие данные в этом отношении имеются относительно карбонатных пород, особенно известняков.

Известно, что карбонатные породы встречаются уже среди древнейших известных нам докембрийских отложений (свита Каучичинг в США) и затем непрерывной чередой следуют вплоть до настоящего момента. Оценить количественно прямым путем суммарное развитие их за разные этапы докембрийской и послеальгонкской истории земной коры пока невозможно. Но косвенные признаки указывают, что массы карбонатных пород в более поздние этапы были, по-видимому, больше, чем в более ранние. Это вытекает из того, что в ходе геологической истории, площадь платформ непрерывно росла за счет геосинклинальных зон. А карбонатные породы, как указывалось выше, являлись образованиями, явно тяготеющими именно к платформенным структурам. Вот почему, хотя прямые подсчеты пока и невозможны, нам представляется вероятным, что по мере перехода от архея к альгону и от последнего к историческим этапам геологической истории массы карбонатных пород росли. Эта идея и вложена в диаграмму (фиг. 130)<sup>1</sup>.

Древнейшие архейские карбонатные породы совершенно лишены органических остатков и это, видимо, не потому, что эти остатки уничтожены

<sup>1</sup> Прирост масс карбонатных пород в известной степени был процессом пассивным, ибо на платформах обуславливался уменьшенным разбавлением  $CaCO_3$  терригенным материалом.

последующим метаморфизмом, а потому, что организмы в те удаленные от нас времена еще не использовали известь для постройки своих скелетов. Иными словами, древнейшие карбонатные породы были, по всей вероятности, химическими образованиями, не связанными с организмами совсем или связанными с ними лишь косвенно, через режим  $\text{CO}_2$  и фотосинтез. В протерозое на отдельных горизонтах появляются массовые скопления



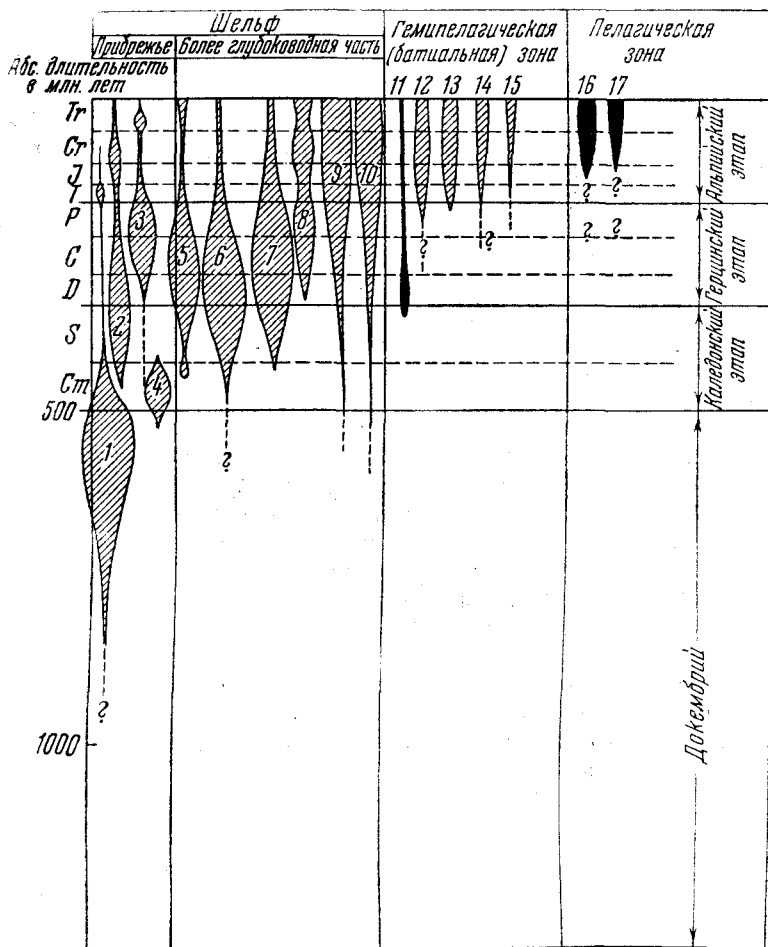
Фиг. 130. Схема эволюции морских карбонатных пород в истории Земли.

- 1 — химическое кальцитобразование;  
2 — биогенное кальцитобразование;  
3 — первичное химическое доломитообразование; 4 — диагенетическое доломитообразование.

секретов известьвыделяющих водорослей (строматолиты). Начиная с этой поры, участие известьвыделяющих организмов в экстракции  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  идет, нарастая вплоть до настоящего времени. Все новые группы организмов принимают участие в извлечении извести из растворов. Вымирающие виды, роды, семейства, целые отряды сменяют друг друга в ходе времен, все усиливая биогенное карбонатоосаждение. Особенно отчетливо видно это в морях, в чем можно убедиться из рассматриваемой диаграммы (фиг. 131). Характерно, что если в докембрийское время известьвыделяющие организмы (водоросли) приурочивались исключительно к прибрежной зоне фотосинтеза (0—50 м), то уже с кембрия, а особенно с силура, заселяются области, заведомо отвечающие всей площади шельфа. С девона известны планктонные птероподы, участвующие в сложении осадков гемипелагического типа. В мезозое заведомо ряд групп, прежде шельфовых, уходит на значительные глубины (криноидеи, теребратулиды, ринхонеллиды, часть двустворок). А с юры массами появляются кокколитофориды и планктонные фораминиферы, становящиеся настоящими породообразующими организмами и слагающие толщи осадков пелагического типа (например, мел в эпоху  $\text{Ct}_2$ ). Таким образом, происходит постепенное расширение площадей местообитания известьвыделяющего бентоса и планктона. Это обстоятельство приводит к мысли, что в истории Земли в море имело место непрерывное и прогрессивное подавление биогенным процессом чисто химического карбонатоосаждения. Все большая доля ежегодно поступающего в море  $\text{CaCO}_3$  перехватывалась организмами и извлека-

лась из раствора биогенным путем и все меньшая садилась химическим путем. Не случайно поэтому, что в современный момент в океанах подавляющую роль играет именно биогенное карбонатоосаждение, происходящее на шельфе — за счет бентоса, в пелагической зоне — за счет планктона. Химическое карбонатоосаждение имеет ничтожное значение и локализуется исключительно в прибрежной зоне тропических районов (тип — Багамская отмель). Единственными водоемами, где в настоящее время биогенный карбонатный процесс все еще отодвинут на задний план, являются внутренние моря, заливы и озера засушливой зоны (Черное, Кас-

пийское, Аральское моря, оз. Иссык-Куль, оз. Балхаш). Здесь резко повышенной ежегодной подаче растворенного  $\text{CaCO}_3$  (в среднем на единицу площади) противостоит весьма угнетенный и бедный качественно мир организмов кальцитоосадителей, который не справляется со всей массой подаваемого растворенного кальцита, почему главная масса последнего



Фиг. 131. Развитие биогенного карбонатакопления в морях в ходе истории Земли.

1 — известковые водоросли; 2 — кораллы; 3 — донные фораминиферы (главным образом фузулиниды и нуммулитиды); 4 — археоциаты; 5 — мшанки; 6 — брахиоподы; 7 — криноидеи; 8 — морские ежи; 9 — пелециподы; 10 — гастроподы; 11 — птероподы; 12 — глубоководные брахиоподы (теребратулиды и ринхонеллиды); 13 — глубоководные криноидеи; 14 — глубоководные двустворки; 15 — глубоководные ежи; 16 — кокколитофориды; 17 — фораминиферы. Косая штриховка — бентос; черное — планктон.

идет по каналу химическому. Эта своеобразная особенность водоемов засушливой зоны была подробно описана и аргументирована мною ранее (Страхов, 1951).

В целом же все характерные черты современного карбонатообразования в океанах и водоемах гумидной зоны представляют собой особенности, выросшие исторически и являющиеся, так сказать, последним словом длинной предшествующей истории карбонатного процесса.

Поскольку в сложении послеальгонкских известковых пород всегда выдающуюся роль играют организмы, а последние быстро эволюционировали, естественно, что конкретные структурно-текстурные черты известняков также заметно менялись с ходом истории, и эти породы являются одним из наиболее ярких примеров необратимой эволюции осадочных пород вообще.

История доломитов рисуется пока в более гипотетических чертах. Известно, что в протерозое и более ранние эпохи доломиты были широко распространены, хотя особенности этих толщ и их фациальный парагенезис не свидетельствуют об их лагунном происхождении. Напротив, огромные площади развития доломитных пород (например, в системе Нама-Трансвааль в Южн. Африке) явно указывают на морской их генезис. Отсюда естественно возникает мысль, что в ранние эпохи геологической истории доломит, подобно  $\text{CaCO}_3$ , был первичным химическим осадком из морской воды, причем осаждался не только в аридных зонах, но и в поясах гумидных. Но уже с самого начала палеозоя ситуация существенно меняется: *доломиты становятся типичными образованиями аридных зон, причем здесь характеризуют начальные стадии осолонения морских водоемов.* Это доказывается работами по нижнему кембрию Сибирской платформы, выполненными К. К. Зеленовым (1956). Пространственно доломиты локализируются в аридных зонах частью в краевых осолоненных зонах моря, их заливах и лагунах, частью же в центральных, несколько осолоненных районах огромных эпиконтинентальных морей (Страхов, 1956<sub>2</sub>, 1958). В морях гумидных поясов доломитообразование уже с начала палеозоя проявляется спорадически, локально, причем формируются не пластовые, а большей частью макропятнистые метасоматические доломиты. В тропической зоне нижнего палеозоя, т. е. в Урало-Сибирской геосинклинали, мы находим еще довольно крупные доломитные толщи. Встречаются они еще и в теплых гумидных поясах верхнего палеозоя, но в мезозое, а тем более в кайнозое, становятся все более редкими и практически исчезают из этих поясов. Таким образом, *доломиты на последнем этапе эволюции гумидного литогенеза являются своего рода «вымирающим осадком».*

При этом дело заключается не только в том, что происходит чисто количественное сокращение доломитовых отложений: меняется самый механизм образования доломита. Как мне уже неоднократно приходилось отмечать, в древнейшие времена, при высоком  $p\text{CO}_2$  в атмосфере и при большом щелочном резерве в морских водах, садка доломита осуществлялась химическим путем из наддонной воды. Этот механизм работал тогда и в аридных и в гумидных условиях. С падением  $\text{CO}_2$  в атмосфере и убылью щелочного резерва в море, что достаточно выявилось уже к концу протерозоя, хемогенный процесс удержался лишь в аридных областях. Здесь при испарении морской воды щелочной резерв несколько подрастал, благодаря чему доломитовое вещество вновь входило в стадию пересыщенного раствора и осаждалось. В условиях гумидных поясов такого рода подведение морской воды к химической садке доломита было исключительно, почему хемогенный тип этих пород здесь и исчез уже в конце протерозоя. Химическую садку заменил другой — биогенный механизм, действовавший двойко. В подавляющем большинстве случаев дело заключалось в извлечении  $\text{MgCO}_3$  из морской воды организмами, обладающими «магниевой функцией». Но в некоторых случаях имело место косвенное влияние организмов, в частности — водорослей, которые в процессе фотосинтеза локально резко подщелачивали морскую воду и осаждали основную соль углекислого магния, в диагенезе превращавшуюся в доломит.

Так, в противоположность известнякам, которые в ходе геологической истории обретали в гумидной зоне все большее распространение, доломиты



постепенно «вымирали», превращаясь во все более редкие образования биогенного генезиса.

Эволюция накопления кремнезема в истории Земли может быть установлена в весьма общих чертах.

Кремнистые породы исключительно изобильны в докембрии и резко сокращаются в послеальгонскую эпоху. К тому же в докембрии кремнистые породы относятся к несомненно химически осажженным образованиям и всегда теснейшим образом связаны с железом, образуя джеспилиты. В позднейшей истории Земли эта связь  $\text{SiO}_2$  с железом нарушается; появляются опоки и кремнистые мергели и сланцы почти без Fe. Вместе с тем устанавливается все большая зависимость садки  $\text{SiO}_2$  от организмов. Губковые и диатомовые опоки, а также радиоляриты как бы замещают (частично) химически осажденные кремневые породы глубокого геологического прошлого. Как и садка  $\text{CaCO}_3$ , осаждение  $\text{SiO}_2$  в истории Земли чем дальше, тем больше становится процессом биогенным, хотя полного подавления химического осаждения ни в том, ни в другом случае не происходит.

Что касается эволюции фосфатонакопления в ходе геологической истории, то она пока неизвестна вовсе. Можно лишь предполагать, что геохимия фосфора весьма рано стала под контроль биоса и приобрела те черты, которые она имеет в послепротерозойские времена. При этом, поскольку воздействие органического мира на геохимию моря в ходе геологической истории все возрастало, интенсивность фосфатонакопления, вероятно, также увеличивалась; известные сейчас данные по распределению фосфатов в геохронологической колонке не противоречат такому заключению.

В целом же в геологической истории всей тетрады ярко отпечатлевается все увеличивающееся вытеснение хемогенных процессов биогенными.

## Глава VI

### ТИПЫ НАКОПЛЕНИЙ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ НА ПЛОЩАДИ ГУМИДНЫХ ЗОН

Интенсивно развитое «живое вещество» на поверхности континентов и в водах является одной из характернейших особенностей гумидных зон. Уже в девоне появляются заросли земноводных псилофитов и примитивных лепидофитов, с карбона же гумидные пояса становятся типичными лесными зонами, которые в умеренных поясах имеют характер тайги, а в тропическом влажном — современной гилеи. Чрезвычайно богаты жизнью также все озерные водоемы гумидных зон и во многих случаях внутриконтинентальные моря и заливы. Органическое вещество оказывает огромное влияние как на процессы седиментации, происходящие в гумидных поясах, так особенно на процессы диагенеза отложений и превращения их в породы. Поэтому анализ закономерностей распределения и накопления органического вещества в осадках является одной из существенных задач теории гумидного литогенеза. Большое число работ, посвященных углям, горючим сланцам, органическому веществу, рассеянному в породах, наконец, недавно выполненный В. А. Успенским (1956) баланс углерода в биосфере позволяют в настоящее время дать отчетливую картину распределения и накопления органического вещества в гумидных отложениях.

Рассмотрим вначале общую схему этого процесса.

#### 1. ОБЩАЯ СХЕМА НАКОПЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА НА ПЛОЩАДИ ГУМИДНЫХ ЗОН

##### 1. Современная биомасса и продуктивность живого вещества

Общая масса органического вещества, по данным В. А. Успенского (1956) и В. А. Скопинцева (1953), составляет в современную геологическую эпоху около  $1800-1900 \times 10^9$  т. При этом отмечают три принципиально различные группы его: *автотрофные организмы* — растения, создающие органическую массу за счет  $\text{CO}_2$  воздуха и минеральных веществ при помощи энергии солнечного луча; *гетеротрофные организмы* — бактерии и животные, разрушающие эту вновь создаваемую органику и возвращающие в атмосферу ее летучие компоненты —  $\text{CO}_2$ , азот и др.; *растворенное косное органическое вещество* — промежуточный продукт минерализации отмерших животных и растений, возникающий в результате гидролиза отмерших клеток. Общая масса автотрофного живого вещества составляет (по Успенскому)  $539,68 \times 10^9$  т; гетеротрофного —  $1,54 \times$



Т а б л и ц а 30

**Распределение планктона по глубинам Атлантического океана  
(по В. Г. Богорову)**

| Глубина,<br>м | Число кле-<br>ток в литре | Процентное<br>распреде-<br>ние | Глубина,<br>м | Число<br>клеток<br>в литре | Процентное<br>распреде-<br>ние |
|---------------|---------------------------|--------------------------------|---------------|----------------------------|--------------------------------|
| 0             | 10147                     | 43                             | 1000          | 87                         | 0,4                            |
| 50            | 9443                      | 40                             | 2000          | 57                         | 0,2                            |
| 100           | 2749                      | 11                             | 3000          | 18                         | 0,05                           |
| 200           | 726                       | 3                              | 4000          | 17                         | 0,05                           |
| 400           | 216                       | 1                              | 5000          | 15                         | 0,05                           |
| 700           | 114                       | 0,5                            |               |                            |                                |

ное развитие планктона возникает лишь на участках интенсивных восходящих движений воды, выносящих снизу вверх (из глубоких ее горизонтов) биогенные элементы. Эти движения последних характерны для приполярных областей («полярные фронты», см. фиг. 134), но встречаются и в тропиках на участках восходящих течений, возникающих под влиянием сгонных ветров у западных берегов суши.

Количественные соотношения между массами живого вещества на континентах и в морях имеют, по вычислениям В. А. Успенского, следующий вид (табл. 31).

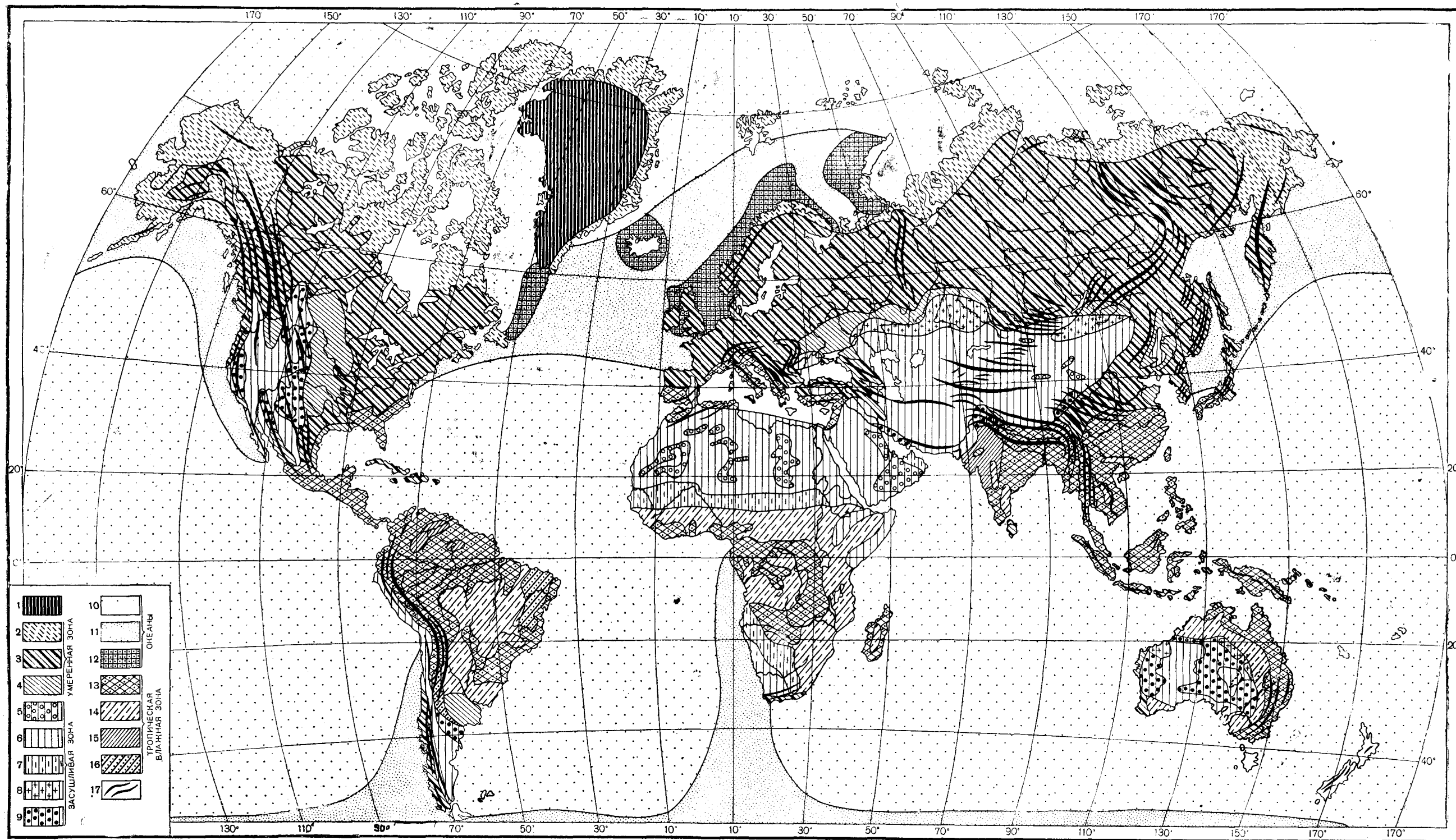
Т а б л и ц а 31

**Распределение масс живого и растворенного органического  
вещества, в тоннах  $C_{орг}$   
(по В. А. Успенскому)**

|                                         | Автотрофы            | Гетеротрофы        | Растворенное<br>органическое<br>вещество |
|-----------------------------------------|----------------------|--------------------|------------------------------------------|
| <b>Суша</b>                             |                      |                    |                                          |
| Древесная раститель-<br>ность . . . . . | $517 \times 10^9$    | $0,72 \times 10^9$ | Нет                                      |
| Травы и посевы . .                      | $16,5 \times 10^9$   |                    |                                          |
| Болотная раститель-<br>ность . . . . .  | $6,2 \times 10^9$    | $0,01 \times 10^9$ | »                                        |
| Реки и озера . . . .                    | $0,05 \times 10^9$   | $0,03 \times 10^9$ | $0,5 \times 10^9$                        |
|                                         | $539,75 \times 10^9$ |                    | (вынос в океаны)                         |
| <b>Океан</b>                            |                      |                    |                                          |
| Фитобентос . . . . .                    | $0,41 \times 10^9$   | $0,78 \times 10^9$ | $1301 \times 10^9$                       |
| Фитопланктон . . . .                    | $0,27 \times 10^9$   |                    |                                          |
|                                         | $0,68 \times 10^9$   |                    |                                          |
|                                         | $540,43 \times 10^9$ | $1,54 \times 10^9$ | $1300,5 \times 10^9$                     |

Как видим, подавляющая часть биомассы сосредоточена на континентах и лишь ничтожная в океанах. Еще нагляднее выступают эти соотношения, если рассчитать те количества  $C_{орг}$ , которые приходятся на  $1 \text{ м}^2$  поверхности Земли или на  $1 \text{ м}^3$  объема главного слоя жизни, как это сделано в табл. 32.

На суше органическая масса распределена весьма неровно. Во влажных зонах «в живом веществе деревьев — гигантов растительного царст-



Фиг. 134. Распределение биомассы на современной поверхности литосферы.

1 — жизнедеятельность организмов подавлена низкой температурой; 2 — очень малая биомасса из-за низкой температуры; 3 — наибольшая биомасса; 4 — пониженная биомасса из-за недостатка влаги; 5 — организмы отсутствуют; 6 — очень скудная биомасса; 7 — сухие саванны; 8 — сухие степи; 9 — редкостойные кустарники и леса; 10 — обычная биомасса; 11 — резко повышенная биомасса; 12 — особо большая биомасса; 13 — максимальная биомасса; 14—16 — пониженная биомасса; 14 — влажные саванны; 15 — степи; 16 — редкостойные леса; 17 — горные хребты.

Таблица 32

**Удельные концентрации живого вещества**  
(по В. А. Успенскому)

| Области биосферы                                      | Примерная средняя мощность главного слоя жизни, м | Средняя биомасса авто- и гетеротрофных организмов, в граммах углерода на 1 м² поверхности Земли | Примерная средняя биомасса авто- и гетеротрофных организмов, в граммах углерода на 1 м² главного слоя жизни |
|-------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Педосфера (растительный и почвенный покров) . . . . . | 5,0                                               | 4365,1                                                                                          | 900                                                                                                         |
| Болота . . . . .                                      | 0,5                                               | 78,5                                                                                            | 150                                                                                                         |
| Озера и реки . . . . .                                | 25                                                | 21,1                                                                                            | 1                                                                                                           |
| Океаны . . . . .                                      | 200                                               | 4,3                                                                                             | 0,02                                                                                                        |

ва — сосредоточено 96,9% углерода, принадлежащего всем автотрофным организмам биосферы» (В. А. Успенский, стр. 65); на зоны аридные приходится, следовательно, лишь около 3%  $C_{орг}$ , а вернее еще меньше, так как в гумидных полосах наряду с деревьями существуют и травы. Эти цифры наглядно иллюстрируют сосредоточение биоса именно в гумидных поясах континентов.

Резко отлично локализована продуктивность биоса, т. е. прирост органического вещества в годичном цикле. Соответствующие цифры приведены в табл. 33.

Таблица 33

**Распределение годовой продукции органического вещества, в тоннах  $C_{орг}$**   
(по В. А. Успенскому)

|                                | Автотрофы           | Гетеротрофы          | Растворенное органическое вещество           |
|--------------------------------|---------------------|----------------------|----------------------------------------------|
| <b>Суша</b>                    |                     |                      |                                              |
| Древесная растительность . . . | $9,3 \times 10^9$   | $14,7 \times 10^9$   |                                              |
| Трава и посевы . . . . .       | $8,7 \times 10^9$   |                      |                                              |
| Болотная растительность . . .  | $6,2 \times 10^9$   | $0,4 \times 10^9$    |                                              |
| Реки и озера . . . . .         | $0,728 \times 10^9$ | $0,6 \times 10^9$    | $0,5 \times 10^9$                            |
|                                | $24,93 \times 10^9$ | $15,7 \times 10^9$   |                                              |
| <b>Океан</b>                   |                     |                      |                                              |
| Фитобентос . . . . .           | $0,97 \times 10^9$  | } $41,4 \times 10^9$ | $5 \times 10^9$ за счет разложения планктона |
| Фитопланктон . . . . .         | $40 \times 10^9$    |                      |                                              |
|                                | $41 \times 10^9$    | $41,4 \times 10^9$ } | $5,5 \times 10^9$                            |

Таким образом, соотношение годовой продукции на континентах и в океанах противоположно соотношению биомасс: океаны почти в два раза опережают сухопутные районы по годичной генерации органического вещества. Это станет еще более наглядным, если рассчитать в процентах долю участия каждой области биосферы в общей продуктивности (табл. 34),

Относительная биомасса и продуктивность суши и океанов,  
в %  
(по В. А. Успенскому, 1956)

| Области биосферы                               | Углерод автотрофных организмов |                   | Углерод гетеротрофных организмов |                   |
|------------------------------------------------|--------------------------------|-------------------|----------------------------------|-------------------|
|                                                | биомасса                       | годовая продукция | биомасса                         | годовая продукция |
| Педосфера (растительный покров суши) . . . . . | 99,73                          | 36,98             | 46,91                            | 25,88             |
| Болота . . . . .                               | 0,12                           | 0,92              | 0,68                             | 0,79              |
| Реки и озера . . . . .                         | 0,01                           | 1,09              | 1,26                             | 1,18              |
| Океаны . . . . .                               | 0,14                           | 61,01             | 51,15                            | 72,15             |

Обратные соотношения биомассы и продуктивности объясняются разными скоростями размножения разных групп организмов. Бактерии и одноклеточный фитопланктон отличаются изумительно быстрой сменой поколений, доходящей у первых до 500, у вторых до 300 в год; это и порождает их огромную продуктивность. Высшая сухопутная растительность, напротив, отличается долголетием; ее годовая продукция значительно меньше веса продуцирующих индивидуумов, что в итоге и приводит к многократному уменьшению годовой продуктивности суши сравнительно с биомассой ее автотрофов.

В. А. Успенским было подчеркнуто то характерное обстоятельство, что распределение годовой продукции гетеротрофных организмов показывает значительное сходство с распределением годовой продукции автотрофных организмов, но отлично от распределения их биомассы. Это естественно: величина средней биомассы гетеротрофов определяется размерами постоянно возобновляющейся массы питательных веществ, а не накопленными запасами последних, не могущими обеспечить длительно устойчивой массы гетеротрофов.

Изложенное характеризует, строго говоря, лишь современную геологическую эпоху. В прошлом распределение биомассы и ее продуктивности, несомненно, было иным и тем более отличным, чем к более древним этапам истории Земли мы обращаемся. На заре жизни в очень глубоком докембрии все живое вещество сосредоточивалось практически в океане и, в частности, в его верхней планктонной пленке. Отсюда пошло заселение, с одной стороны, дна океана от его прибрежных частей к более глубоким и возникновение донной пленки жизни, с другой — переход живого вещества на сушу и возникновение пленки наземной жизни. Формирование бентоса, несомненно, имело место уже в архее, наземной же жизни в верхнем протерозое — нижнем палеозое. В начале верхнего палеозоя, судя по наличию крупных древесных форм, мощная биомасса наземной растительной жизни уже была накоплена, а вместе с тем оформилось и то замедленное воспроизведение высших наземных растительных организмов, которое свойственно им сейчас. Бурное же воспроизводство микроорганизмов океанического планктона, издревле ему присущее, было сохранено. Таким образом, те основные черты распределения биомасс и продуктивностей, которые мы наблюдаем сейчас в разных областях биосферы, сложились в основных главнейших чертах своих не менее, чем 350 млн. лет тому назад и с той поры существуют доселе в более или менее стабильной, мало меняющейся форме.

## 2. Разложение «живого вещества» после смерти; идеальная схема его захоронения в осадках

Познакомимся теперь с разложением органического вещества в разных условиях. Опыты, проведенные в этом направлении почвоведом и химиками, показали, что интенсивность разложения трупов зависит от трех основных факторов: а) физико-химической среды разложения; б) длительности процесса; в) температуры среды.

Роль физико-химической среды наглядно демонстрируется фиг. 135, показывающей ход разложения разных видов органического вещества в аэробных и анаэробных условиях: *всегда в аэробной среде разложение идет энергичнее, чем в анаэробной, хотя различия не всегда бывают очень большими.*

Понятно, что чем дольше протекает процесс разложения, тем значительней его эффект. Однако темп разложения не остается при этом постоянным, но закономерно меняется во времени: в первые дни (недели) разложение наиболее бурное, впоследствии же затухает, постепенно приближаясь к нулю. Это обстоятельство весьма наглядно отображено на кривых скорости распада планктона, полученных Б. А. Скопинцевым (фиг. 135, В): разложение особенно интенсивно в первые 4 дня, после чего течет уже очень медленно. Разложение наземных растений вообще протекает гораздо медленнее, но, как это видно из фиг. 135, А, В, подчиняется той же закономерности: в первый месяц темпы распада наибольшие, потом резко убывают, на что указывает выполаживание кривых.

Что касается влияния температуры, то разложение органического вещества в данном случае подчиняется общему правилу: *с возрастанием температуры скорость распада увеличивается.*

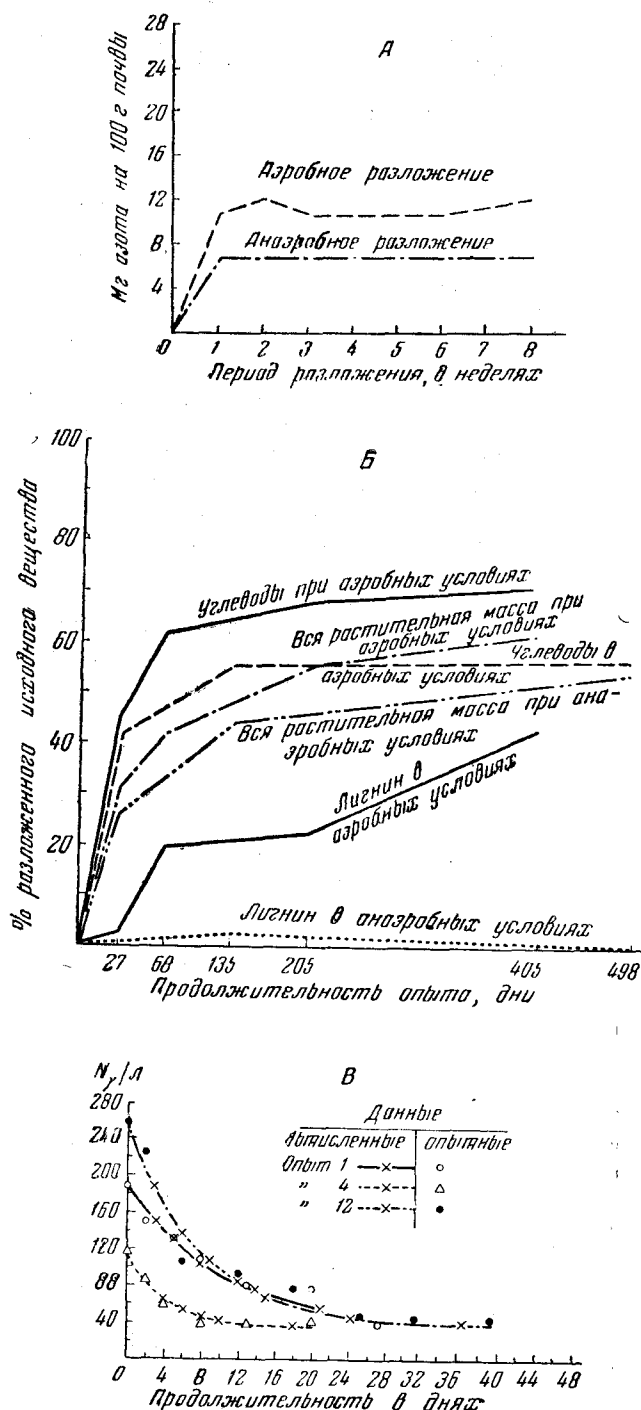
Знание этих закономерностей позволяет конструировать общую схему фоссилизации органического вещества в разных физико-географических обстановках на поверхности Земли. *Совершенно очевидно, что субаквальные условия всегда гораздо более благоприятны для сохранения и фоссилизации органического вещества сравнительно с субаэральными.*

В самом деле, в аэробных условиях каждый литр воздуха, соприкасающийся с разлагающимся органическим веществом, приносит с собой 210 см<sup>3</sup> О<sub>2</sub>. Кроме того, воздушные течения и очень быстрая диффузия О<sub>2</sub> в воздухе легко пополняют убыль кислорода в непосредственном контакте с разлагающейся органикой и поддерживают, таким образом, идеальные условия для ее окисления. Совершенно иначе обстоит дело в водной среде. В табл. 35, заимствованной из известной работы Н. М. Книповича (1938), дается содержание кислорода в пресной и морской воде при условии равновесия с атмосферой.

Таблица 35  
Содержание О<sub>2</sub> в воде и в атмосфере при разных температурах  
(по Н. М. Книповичу)

| Среда                  | Температура, °C | Содержание О <sub>2</sub> в см <sup>3</sup> /л | % от содержания в воздухе |
|------------------------|-----------------|------------------------------------------------|---------------------------|
| Атмосфера . . . . .    |                 | 210                                            | 100                       |
| Пресная вода . . . . . | 0               | 10,29                                          | 5                         |
| » . . . . .            | 20              | 6,57                                           | 3                         |
| Морская вода . . . . . | 0               | 8,04                                           | 4                         |
| » . . . . .            | 20              | 5,36                                           | 2                         |





Фиг. 135. Влияние аэрации на разложение органической массы.

А — разложение люцерны (по Ваксману);  
 Б — разложение овечьего навоза в аэробных и анаэробных условиях, измеряемое выделением азота (по Ваксману);  
 В — скорость распада органического вещества планктона после его отмирания (по Б. А. Скопинцеву).  $N_{\gamma}$  — содержание азота в  $\gamma$  ( $= 0,001$  мг).

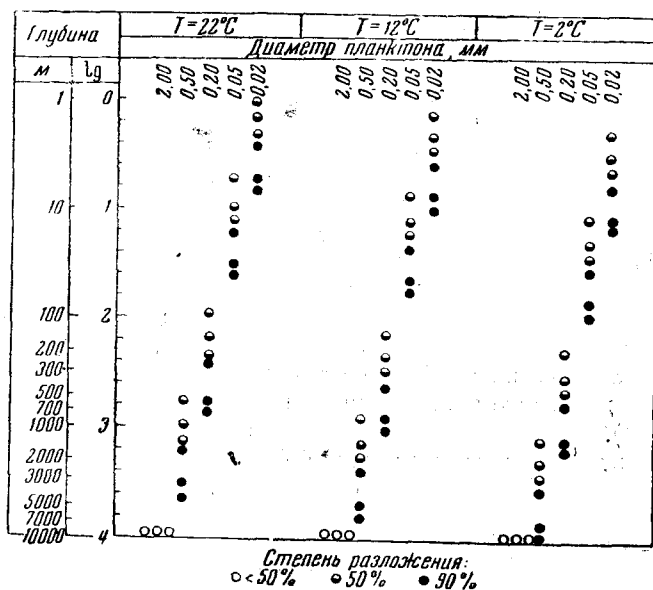
Вода бассейнов, которые мы считаем нормально кислородными, содержит даже при условии полного насыщения ее  $O_2$  всего 4—3% от содержания кислорода в воздухе. Это обстоятельство дополняется еще тем, что приток новых порций кислорода к каждой данной точке, где он расходуется, осуществляется весьма вялыми темпами, ибо конвекционные вертикальные перемещения воды очень медленны, а диффузия газов в воде еще и того медленнее (~4 м за год).

Таким образом, условия разложения органического вещества в водоемах вообще приближаются к анаэробным, мало по существу от них отличаясь. Естественно поэтому, что именно субаквальные обстановки максимально приспособлены для фоссилизации органического вещества, что и наблюдается в природе. С другой стороны, кислорода в воде даже нормально аэрируемых водоемов столь мало, что дальнейшая убыль его и переход к настоящей анаэробии и к возникновению сероводородного заражения придонной воды уже не дает дополнительного сколько-нибудь заметного эффекта: загорение органики в этих бассейнах с количественной стороны идет практически так же, как в бассейнах нормально аэрируемых. Это было показано мною еще в 1937 г. и с той поры вновь неоднократно подтверждалось при дополнительном изучении судьб органики в Черном море (А. Е. Крисс).

Обращаясь далее к разбору условий фоссилизации органического вещества в пределах субаквальных обстановок, приходится отметить, что здесь они сильно меняются в зависимости от глубины бассейнов. В болотах и мелких озерах, где трупам планктонных организмов приходится проходить лишь немногие метры до дна, количество разрушенного при оседании органического вещества будет, конечно, много меньше, чем в глубоководных морских бассейнах; условия для фоссилизации органики в озерах, следовательно, гораздо благоприятнее, чем в морях. Насколько интенсивно идет разрушение планктона в морях и океанах, видно из интересных расчетов Б. А. Скопинцева, изображенных графически на фиг. 136. Оказалось, что: «1) организмы мезопланктона (диаметр ~1 мм) достигают максимальных океанских глубин при всех исследованных температурах в сравнительно малой степени разложения (<50%); 2) организмы микропланктона, имеющие диаметр от 1 до 0,20 мм, достигают глубин <200 м в состоянии глубокой стадии распада (>90%); в то же время распад организмов диаметром 0,20—0,05 мм в основном заканчивается в толще, не превышающей 150 м; 3) и, наконец, наннопланктон (<0,05 мм), составляющий основную массу планктона тропических и арктических морей, целиком распадается в слое 0—100 м».

Изложенные результаты, по мнению Б. А. Скопинцева, «должны быть оценены как приближенная схема, указывающая на нижнюю границу проникновения остатков организмов в той или иной степени разложения. В действительности указанные процессы будут заканчиваться в более высоких слоях, так как в расчетах было допущено, что: 1) организмы имеют форму шара; 2) вода находится в состоянии покоя; 3) плотность воды и давления с глубиной не изменяются; 4) размеры организмов по мере распада не уменьшаются. Отметим здесь, что уменьшение размеров организмов при распаде установлено опытным путем; за 10 дней при 22° С диаметр организмов уменьшился в 2 раза. Учет всех перечисленных факторов приводит к уменьшению скорости падения, а поэтому, надо полагать, все организмы планктона в основном распадаются в толще нескольких верхних сот метров. Очевидно, можно также считать, что наибольшая часть всех трупов планктона разложится в океане в этой толще, которая еще может получать кислород в достаточном количестве... Ниже этого слоя толща воды будет в основном содержать трудно распадающиеся остатки организмов — детрит» (Скопинцев, 1949, стр. 40).

«Высказанное представление о том, что наибольшая масса отмерших организмов распадется в верхней толще океана, подтверждается нижеследующими наблюдениями, полученными непосредственно в море. Солевой



Фиг. 136. Поступление отмирающего планктона на дно океанов (по Б. А. Скоплицеву).

аммиак, первый продукт распада органической материи, в наибольшем количестве сосредоточен в поверхностных слоях; так, в Тихом океане в поверхностных слоях среднее содержание  $\text{NH}_3$  — 0,020 мг/л, а в нижних слоях — от 0,05 до 0,001 мг/л. ...Растворенный органический N и азот взвешенных частиц в океане достигают максимума в верхних слоях и значительно убывают с 400—500 м; то же установлено и для растворенного органического фосфора взвешенных частиц в Каспийском море. Наконец, изучение распределения по вертикали бактерий — главных агентов распада органического вещества планктона — показывает, что в воде их количество достигает максимума в слое 50—100 м» (там же).

Резюмируя изложенное, получаем следующую общую схему фоссилизации органического вещества. На субаэральной поверхности континентов фоссилизация ничтожна, чаще всего близка к нулю. В озерных и болотных водоемах она максимальная из возможных для субаквального режима вообще. Уже в пределах шельфа моря условия захоронения органики резко ухудшаются, на абиссальных же глубинах океанов становятся очень плохими. Органического вещества в абсолютных массах сюда доходит мало и оно представлено устойчивыми формами.

Этот идеальный профиль фациальных условий фоссилизации органики может, видимо, несколько видоизменяться под разными широтами, в зависимости от температурных условий. Однако влияние их, по всей вероятности, второстепенно и незначительно, ибо на суше ускоренное разложение при повышении температуры в известной мере компенсируется одновременным повышением продуктивности автотрофов. В морях ускоренное разложение планктона при падении на дно компенсируется возрастом

тенсивности захоронения органики применим с небольшими вариациями ко всем широтам.

Посмотрим теперь, как в действительности распределяется захороняемое в разных осадках органическое вещество.

### 3. Рассеянное органическое вещество в отложениях гумидных зон

Подобно минеральным компонентам, органическое вещество встречается в осадочных породах чаще всего в рассеянном состоянии, но иногда в высоких концентрациях, образуя углистые сланцы, горючие сланцы, угли.

В табл. 36 собраны усредненные величины рассеянных содержаний  $C_{орг}$  в разнофациальных отложениях древних и современных гумидных зон.

В этих цифрах следует отметить прежде всего очень низкие и довольно равномерные содержания  $C_{орг}$  в делювиально-пролювиальных отложениях; притом же распределены эти содержания прихотливо, не показывая определенных связей с петрографическими разностями пород. И то и другое вполне закономерно. Накопление делювия и пролювия происходит при смене субаквальных и субаэральных условий; поскольку последние неблагоприятны для накопления  $C_{орг}$ , его содержания в делювиально-пролювиальных осадках естественно оказываются минимальными. Отсутствие закономерного распределения  $C_{орг}$  по петрографическим разностям есть следствие весьма слабой гранулометрической сортированности делювия и пролювия.

Речные осадки, особенно пойменные, отличаются резко повышенными количествами  $C_{орг}$ , однако при отсутствии в них явно выраженной связи с петрографическими типами пород; точнее — связь эта то проявляется в них, то исчезает. Усиление концентрации органики объясняется большей ролью субаквального режима, а также тем, что речная долина является местом, куда сбрасывается масса раздробленного растительного материала с водосборных площадей. Обилие грубых обломков, попадающих главным образом в живое русло реки, влечет за собой порою повышенные содержания  $C_{орг}$  не только в тонкозернистых отложениях поймы, но и в грубозернистых песчаных породах живого русла.

Для озерных отложений характерны еще более высокие концентрации  $C_{орг}$  особенно в глинах и *ясно выраженное упорядоченное распределение его по типам пород с минимумом в песках, большим количеством в алевритах и максимальным в глинистых осадках*; исключения редки. В тех случаях, когда удастся составить карту распределения  $C_{орг}$  в озерных осадках, оказывается, что минимальные количества его характеризуют прибрежную грубозернистую зону, максимальные же — центральные области водоема. Причина концентрирования  $C_{орг}$  в тонких осадках заключается в том, что органическое вещество в озерах возникает главным образом за счет планктона. Легкие мелкие и мельчайшие трупы отмерших форм разносятся движениями воды и оседают в местах отложения наиболее тонкого минерального материала, т. е. в центре озер.

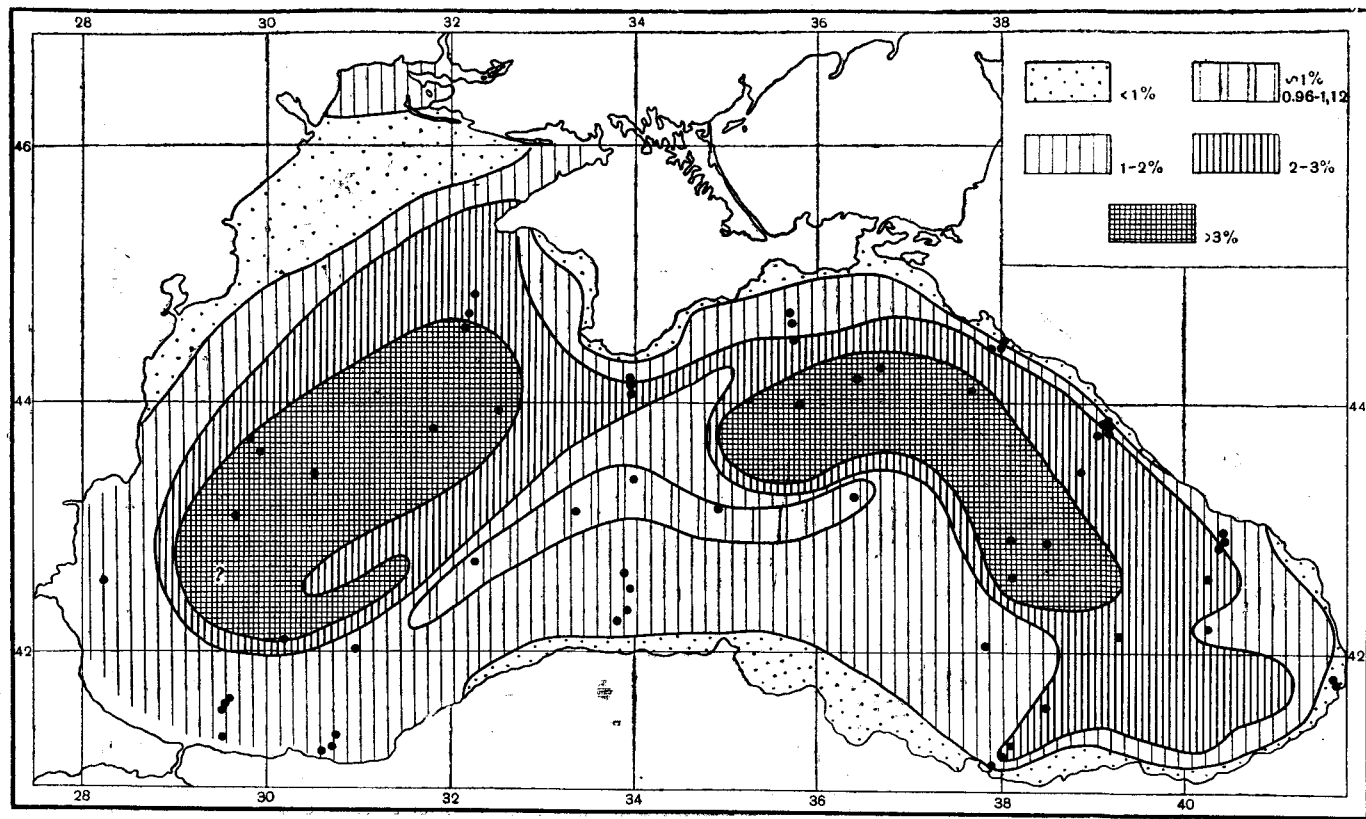
В прибрежной полосе озер, однако, порою встречаются донные заросли макрофитов, захороняющиеся на месте; поэтому иногда содержание  $C_{орг}$  в песчаных осадках аномально высоко и в целом по бассейну органика тогда не показывает связи с петрографическими типами осадка.

В отложениях современных внутриконтинентальных и краевых морей, Черного, Охотского, Берингова, Японского, а также ряда древних морских бассейнов, распределение  $C_{орг}$  строго упорядочено *и содержания*

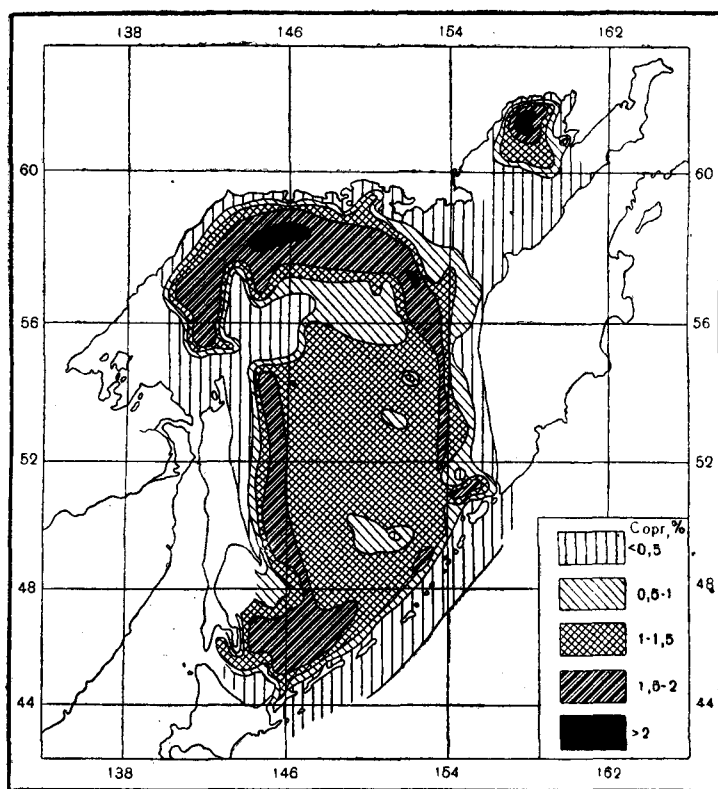
Таблица 36

Распределение  $C_{орг}$  в осадках и породах гумидных зон (в % от породы)

| Фации, свиты                                                        | Песчаники | Алевриты         |                 | Глины | Мергели         | Извест-<br>ники |
|---------------------------------------------------------------------|-----------|------------------|-----------------|-------|-----------------|-----------------|
| Фация конусов выноса и сухих равнин                                 |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Наддолинская и шаханская свиты                                      | 0,30      | 0,34             |                 | 0,24  | —               | —               |
| Надкарагандинская свита . . . . .                                   | 0,19      | 0,17             |                 | 0,36  | —               | —               |
| Фация речных русел и пойм                                           |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Ерунаковская свита . . . . .                                        | 1,40      | 1,44             |                 | —     | —               | —               |
| » » . . . . .                                                       | 2,13      | 1,76             |                 | —     | —               | —               |
| Фация озерная. Современные озер-<br>ные отложения                   |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Пуннус-Ярви . . . . .                                               | 0,40      | 2,11             |                 | 7,3   | —               | —               |
| Байкал . . . . .                                                    | 1,29      | 1,62—2,03        |                 | 2,29  | —               | —               |
| «Малое море» — залив Байкала . .                                    | 0,32—     | 0,87             |                 | 1,47— | —               | —               |
| Древние озерные отложения                                           | 0,51      |                  |                 | 5,27  |                 |                 |
| Фация открытых озерных водоемов<br>(в ерунаковской свите) . . . . . | —         | 1,30             |                 | 1,86  | —               | —               |
| Фация застойных водоемов (в еру-<br>наковской свите) . . . . .      | —         | 1,13             |                 | 1,74  | —               | —               |
| Фация озерно-болотная с низовьями<br>рек:                           |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Наддолинская свита . . . . .                                        | 0,47      | 1,65             |                 | 1,06  | —               | —               |
| Долинская свита . . . . .                                           | 1,41      | 1,72             |                 | 1,34  | —               | —               |
| Свита C <sub>1</sub> <sup>h</sup> Подмосковья . . . . .             | 1,07      | 1,43             |                 | 2,88— | —               | —               |
| Свита C <sub>2</sub> <sup>b</sup> Донбаса:                          |           |                  |                 | 4,66  |                 |                 |
| Должанский район . . . . .                                          | 0,16      | 0,38             |                 | 0,20  | —               | —               |
| Боковский » . . . . .                                               | 0,07      | 1,31             |                 | —     | —               | —               |
| Кемеровская свита Кузбасса . . .                                    | 1,15      | 1,76             |                 | 3,90  | —               | —               |
| Алыкаевская » . . . . .                                             | 0,28      | 1,69             |                 | 2,78  | —               | —               |
| Переходные отложения свиты C <sub>2</sub> <sup>b</sup><br>Донбасса  |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Должанский район . . . . .                                          | 0,22      | 0,83             |                 | 0,93  | —               | —               |
| Боковский » . . . . .                                               | 0,23      | 1,10             |                 | 1,07  | —               | —               |
| Морские отложения                                                   |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Современные внутриконтинентальные<br>и краевые моря                 |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Японское . . . . .                                                  | 0,69      | 1,04             |                 | 1,20  | —               | —               |
|                                                                     |           | Крупн.<br>алевр. | Мелк.<br>алевр. |       | Диа-<br>том, ил |                 |
| Охотское . . . . .                                                  | 0,29      | 0,71             | 1,13            | 1,41  | 1,0—            | —               |
|                                                                     |           |                  |                 |       | —1,5            | —               |
| Берингово . . . . .                                                 | 0,42      | 0,72             | 1,51            | 2,40  | —               | 1,51—           |
| Черное . . . . .                                                    | —         | —                | —               | 1,61  | 1,74            | 4,54            |
| Баренцово . . . . .                                                 | 0,72      | 0,71             | 1,53            | 2,70  | —               | —               |
| Древние морские отложения                                           |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Свита C <sub>2</sub> <sup>b</sup> Донбасса . . . . .                | —         | 0,09             | 0,60            | 1,09  | 0,6             | 0,25            |
| Ашлярикская свита . . . . .                                         | —         | 0,88             | 1,14            | 2,73  | —               | —               |
| Карагандинская » . . . . .                                          | —         | 0,61             | 0,80            | 1,99  | —               | —               |
| Кизеловская » . . . . .                                             | —         | 0,20             | 1,88            | 1,80  | —               | —               |
| Тульская свита Подмосковья . . .                                    | —         | 0,12             | 1,88—2,76       | 2,85— | —               | 0,99            |
|                                                                     |           |                  |                 | —4,89 |                 |                 |
| Тульская свита Татарии . . . . .                                    | —         | 2,08             | 2,24            | 2,82  | 1,20            | 0,68—           |
|                                                                     |           |                  |                 |       |                 | 1,49            |
| Ардатовские слои                                                    |           |                  |                 |       |                 |                 |
| Пашийские » . . . . .                                               | —         | 0,18             | 0,73            | 1,2   | 3,21            | 0,72            |
| Пашийские » . . . . .                                               | —         | 0,25             | 0,51            | 0,55  | —               | —               |
| Кыновские » . . . . .                                               | —         | —                | 0,17            | 0,24  | 0,23            | —               |
| Шугуровские » . . . . .                                             | —         | —                | 0,27            | 1,02  | 1,45            | —               |



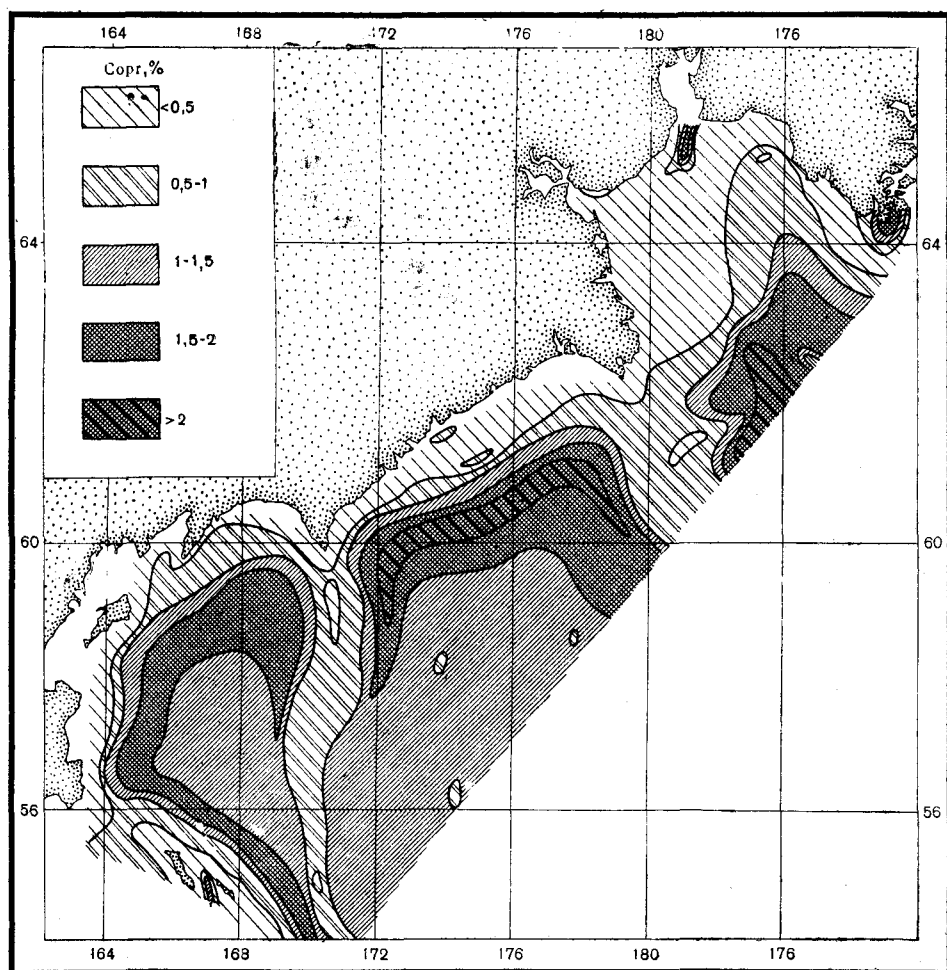
Фиг. 137. Распределение органического углерода в осадках Черного моря (в % от сухого осадка).



Фиг. 138. Распределение органического углерода в осадках Охотского моря. (по П. Л. Безрукову).

его растут по мере утонения осадка — от песков к алевритовым и пелитовым илам, как кремнистым, так и известковым.

В плане, однако, распределение  $C_{орг}$  сложное и в разных случаях неодинаковое. Выделяются два типа. В ограниченных по размерам внутриконтинентальных морях, каковы, например, Черное, Белое, Балтийское моря (фиг. 137), содержания  $C_{орг}$  в осадках растут от прибрежной зоны к центральной, где достигают максимума на участках, отвечающих халистазам. В крупных краевых морях, каковы Охотское, Японское, Берингово, зона максимального накопления  $C_{орг}$  локализуется на некотором расстоянии от берега, в периферической части тонкозернистых глинистых илов, в центре же бассейна отмечаются пониженные содержания органического вещества (фиг. 138, 139, 140). Разнотипность распределения органического вещества в морских отложениях объясняется действием нескольких факторов. Как уже указывалось, густота и продуктивность планктона наиболее значительны в прибрежной зоне, с удалением же к центру водоемов убывают. Но захоронению остатков планктона в осадках непосредственно прибрежной зоны, отвечающей прижизненной локализации планктона, противодействует снос отмерших организмов движениями воды в более центральные области моря. Если размеры водоема невелики, этот снос приводит к появлению максимальных содержаний  $C_{орг}$ , именно в центре моря, сходно с тем, что наблюдается в озерах. Но у водоемов крупных расстояние до центра столь значительно, что органические остатки, выбрасываемые из прибрежной полосы, успевают упасть на дно скорее,



Фиг. 139. Распределение органического углерода в поверхностном слое осадков западной части Берингова моря.  
(по А. П. Лисицыну).

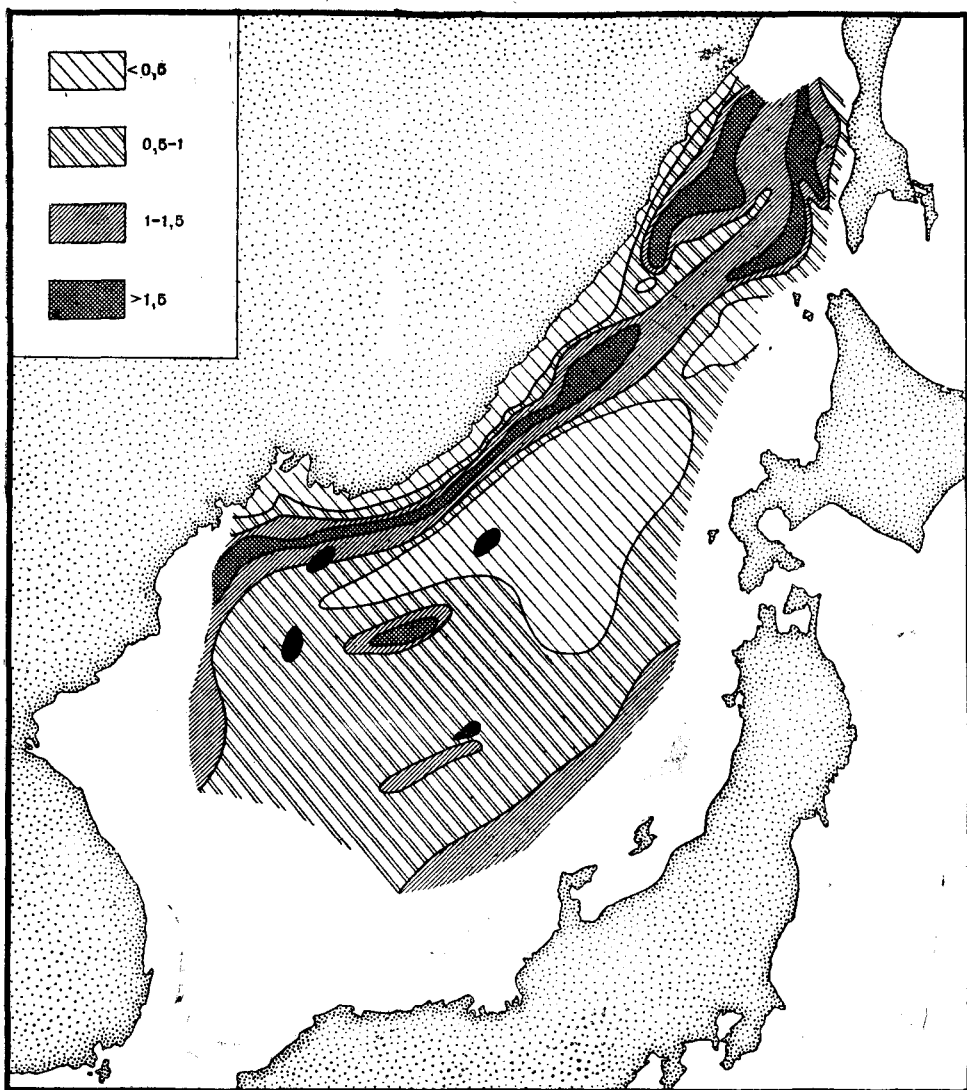
чем достигнут пелагических областей моря. В центре бассейна тогда обозначаются пониженные содержания  $C_{орг}$ . Важным фактором, содействующим убыли  $C_{орг}$  в пелагических областях морей, является также их обычно очень большая глубина; падая через большой столб воды, органические остатки естественно успевают сильно разложиться.

Хотя карт распределения органического вещества в отложениях древних морских водоемов почти нет, можно думать, что и в них реализовались по крайней мере оба вышеописанных типа размещения  $C_{орг}$ ; в качестве примера приведем две только что опубликованные схемы (фиг. 141, 142). Не исключено, что имелись еще и иные типы.

Распределение  $C_{орг}$  в отложениях современных океанов показано в табл. 37 и на карте (фиг. 143).

Из этих данных явствует, что максимальные содержания органического вещества в океанических осадках отчетливо приурочены к относительно неширокой прибрежной полосе илов, окаймляющей все континентальные массивы. По мере удаления в пелагические области, величины

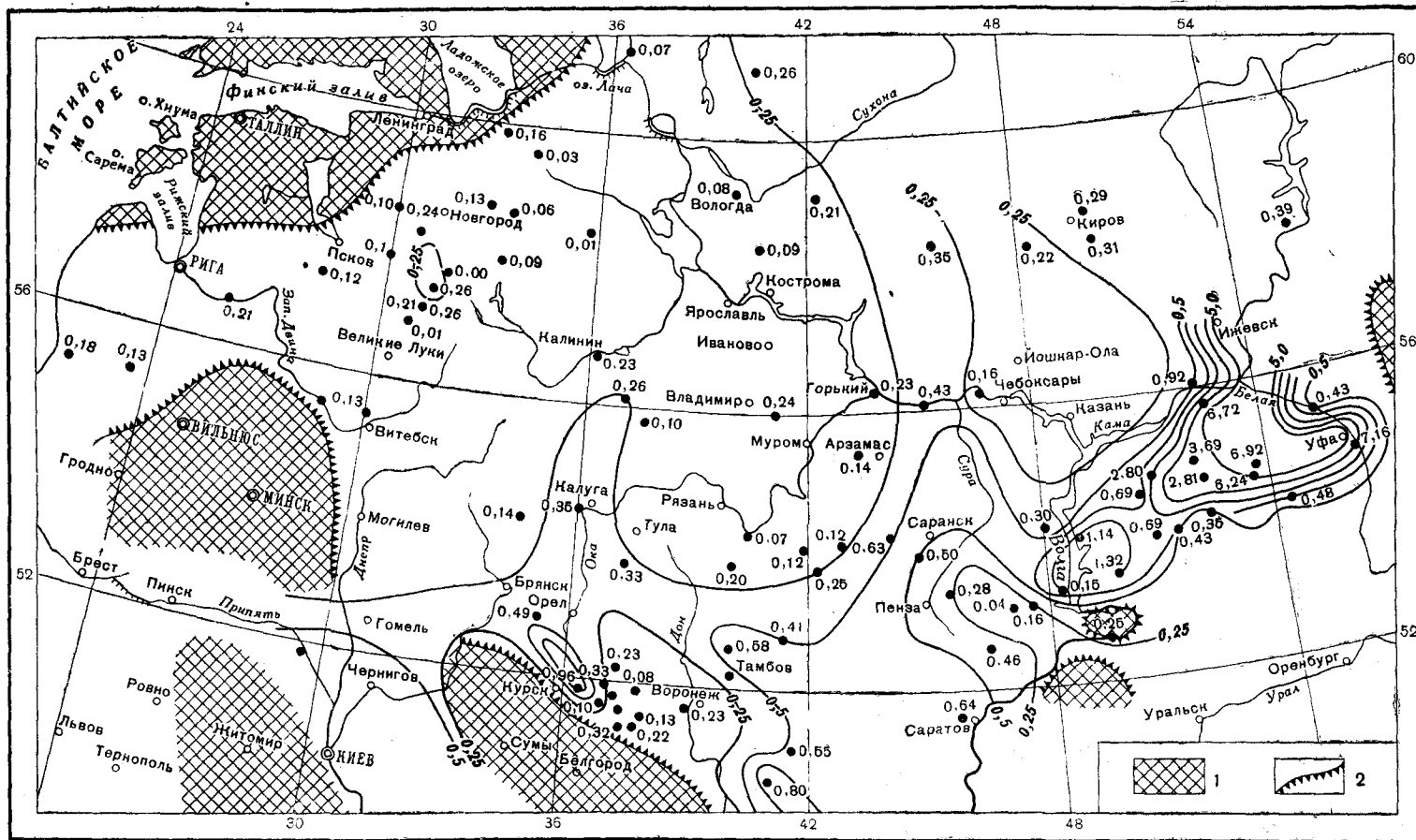




Фиг. 140. Распределение органического углерода в осадках Японского моря (по А. В. Соловьеву).

$C_{\text{орг}}$  быстро падают и в центральных частях океанов достигают минимума. Механизм, обуславливающий такого рода локализацию органического вещества, очевидно, тот же, что в крупных краевых морях.

Не трудно видеть, что фактически установленное распределение рассеянной органики в отложениях гумидных зон *точно отвечает той идеальной схеме, которая была намечена выше, на основе учета возможностей fossilization органического вещества в субаэральных и субаквальных условиях.* Минимальные концентрации  $C_{\text{орг}}$  оказываются в делювиально-пролювиальных осадках, условия образования которых отличаются сильным развитием субаэрального режима. Резко возрастают концентрации  $C_{\text{орг}}$  в озерных отложениях. В морских осадках содержания  $C_{\text{орг}}$  вновь падают, причем в крупных морских и в океанических бассейнах величины  $C_{\text{орг}}$  больше в прибрежной зоне тонких илов и падают до минимума в их центральных областях; к тому же здесь накапливаются наиболее стойкие (по



Фиг. 141. Распределение органического углерода (в %) в глинах нижнефранских отложений Русской платформы (по А. Б. Ронову).

1 — суша; 2 — береговая линия.

отношению к бактериальному на них воздействию) формы органического вещества. Эти закономерности имеют, как увидим ниже, важное значение для понимания диагенетического преобразования веществ, особенно же железистых минералов (см. гл. IX).

В. А. Успенским были рассчитаны приближенные коэффициенты фоссилизации органического вещества в разных современных фациальных обстановках, т. е. отношение (в %) захороняемой массы органики к ежегодно продуцируемой. Получились следующие интересные цифры:

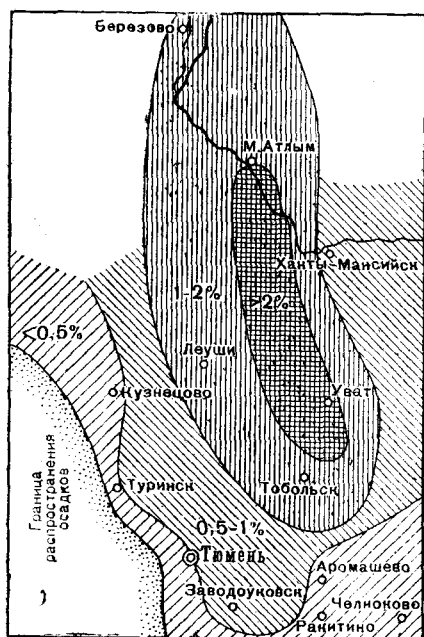
|                                            |      |
|--------------------------------------------|------|
| Педосфера (субазральные условия) . . . . . | 0,00 |
| Болота . . . . .                           | 8,60 |
| Озера (и реки) . . . . .                   | 42,2 |
| Шельфовые области океанов . . . . .        | 1,04 |
| Континентальный склон . . . . .            | 0,37 |
| Глубоководные области океанов . . . . .    | 0,06 |

Как видим, интенсивность процессов захоронения  $C_{орг}$  максимальна в континентальных водоемах и резко убывает от берега в глубь моря.

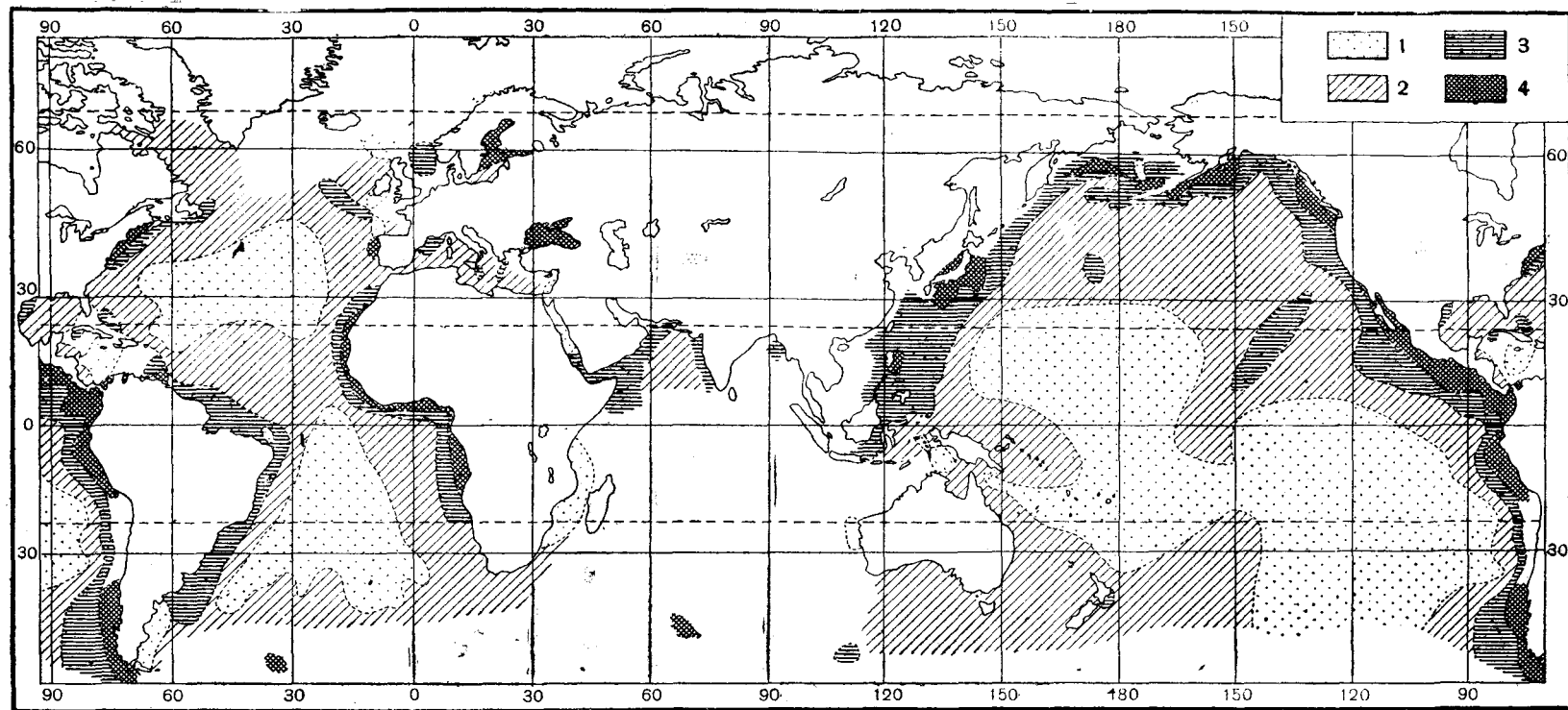
Принимая общую массу современной годовой продукции углерода в  $65 \times 10^9$  т и ежегодно же захороняемую в осадках массу его в  $0,518 \times 10^9$  т, получаем, что средний коэффициент фоссилизации органики составляет лишь 0,8%. Иначе говоря, 99,2% всего ежегодно продуцируемого органического вещества вновь разрушается, минерализуясь до  $CO_2$ ,  $NH_3$ , минеральных солей, и лишь 0,8% поступает в осадок и захороняется в нем.

Работами Траска и Патнода (1942) на американском материале и А. Б. Ронова (1958) на материале Русской платформы установлено, что хотя во все времена распределение  $C_{орг}$  по типам пород и по фациям отвечало вышеописанной схеме, степень концентрирования органического вещества в породах периодически то повышалась, то понижалась (фиг. 144).

Периоды обогащения и обеднения на обоих материках хорошо совпадают. Отмечая это в качестве эмпирически установленного факта, нужно сказать, что толкование его пока неоднозначно. А. Б. Ронов видит в колебаниях величины  $C_{орг}$  отражение реальных изменений жизнедеятельности организмов в разные эпохи истории Земли. Совпадение колебаний  $C_{орг}$  в породах Русской и Американской платформ, — пишет он, — «вряд ли может быть случайным и позволяет говорить о существовании общей для всей Земли исторической тенденции к периодическому увеличению и уменьшению интенсивности жизнедеятельности организмов, следы которой запечатлены рассеянным в толщах пород органическим веществом. Периодами усиления жизнедеятельности организмов и как следствие этого увеличения погребенной биомассы организмов являлись ордо-



Фиг. 142. Распределение органического углерода (в %) в отложениях баррема Западно-Сибирской низменности (по Анастасьеву).



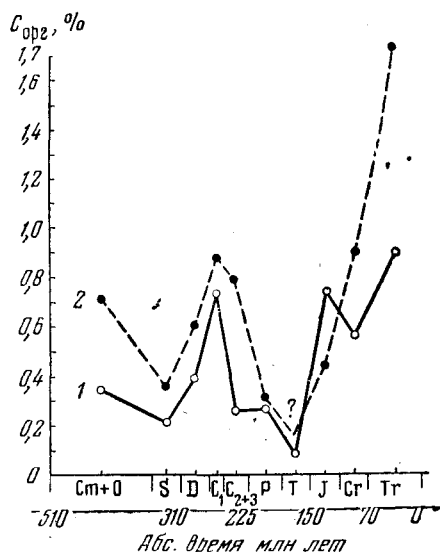
Фиг. 143. Распределение органического азота в осадках океанов.

1 — меньше 0,05%; 2 — от 0,05 до 0,10%; 3 — от 0,10 до 0,20%; 4 — больше 0,20%.

## Распределение Сорг в современных осадках океанов

| Осадки                                                               | Содержание Сорг, % |         |
|----------------------------------------------------------------------|--------------------|---------|
|                                                                      | от — до            | среднее |
| <b>Шельфовые</b>                                                     |                    |         |
| Пески . . . . .                                                      | 0,1—0,3            | 0,12    |
| Мелководные илы . . . . .                                            | 0,2—1,26           | 0,7     |
| Коралловые илы . . . . .                                             | 0,01—0,03          | 0,015   |
| <b>Гемипелагические</b>                                              |                    |         |
| Синий ил (включая разно-<br>сти красного и желтого<br>ила) . . . . . | 0,27—4,86          | 1,26    |
| Зеленый ил . . . . .                                                 | 0,63—5,04          | 2,0     |
| Известковый ил . . . . .                                             | 0,36—1,18          | 0,72    |
| <b>Пелагические</b>                                                  |                    |         |
| Глубоководная красная<br>глина . . . . .                             | 0,18—1,17          | 0,72    |
| Радиолариевый ил . . . . .                                           | 0,63—0,90          | 0,72    |
| Глобигериновый ил . . . . .                                          | 0,09—1,08          | 0,45    |
| Птероподовый ил . . . . .                                            | 0,27—0,90          | 0,54    |
| Диатомовый ил . . . . .                                              | 1,00               | —       |

вик, карбон и третичный, а периодами относительного ослабления их деятельности и в результате этого значительного сокращения погребенной



Фиг. 144. Распределение органического углерода (в %) в осадочных породах Русской платформы и Соединенных Штатов Америки.

1 — Русская платформа — по данным 1024 анализов средних проб из 23052 образцов; 2 — США — по данным 7052 анализов отдельных образцов (по П. Д. Траску и Х. В. Патноду).

биомассы — силур и пермотриас. Первый максимум был обусловлен в основном морской фауной и флорой, так как наземные растения играли в ордовике весьма скромную роль, а каменноугольный и третичный максимумы представляют собой результат совокупной биологической активности организмов суши и моря.

«Чередование максимумов и минимумов в развитии органической жизни на Земле тесно связано с изменением тектонической и физико-географической обстановки. Периоды расцвета соответствуют времени относительного тектонического покоя, максимальных трансгрессий, господства влажного и в общем умеренного климата, тогда как эпохи минимумов отвечают регрессиям и резкому расширению аридных зон» (1958, стр. 415—416).

Не отрицая принципиальной допустимости даваемого А. Б. Роновым истолкования, укажу все же, что оно не является единственно возможным. Необходимо учитывать и другое важное обстоятельство. Эпохи тектони-

ческого покоя, которым отвечали моменты повышения содержания  $C_{орг}$  в осадках, были эпохами резко ослабленной денудации водосборов и малого приноса в области осадкообразования разбавляющего терригенного материала. *При сохранении прежней продуктивности биоса это неизбежно влекло относительное (а не абсолютное!) накопление в осадках  $C_{орг}$  как раз в срединные эпохи тектонических этапов.* Понижение  $C_{орг}$  в отложениях начальных и конечных эпох этих же этапов есть следствие обострения тектонических движений, усиленной денудации и увеличенного разбавления захороняемой органики обломочным материалом. Здесь имеет место в миниатюре то же самое, что наблюдается в гораздо более грандиозном масштабе в истории накопления карбонатных пород (см. предыдущую главу). Учитывая эту аналогию, я склонен думать, что не изменения жизнедеятельности биоса, а именно механизм разбавления, непосредственно связанный с тектонической жизнью Земли, являлся причиной отмеченных колебаний  $C_{орг}$  в породах.

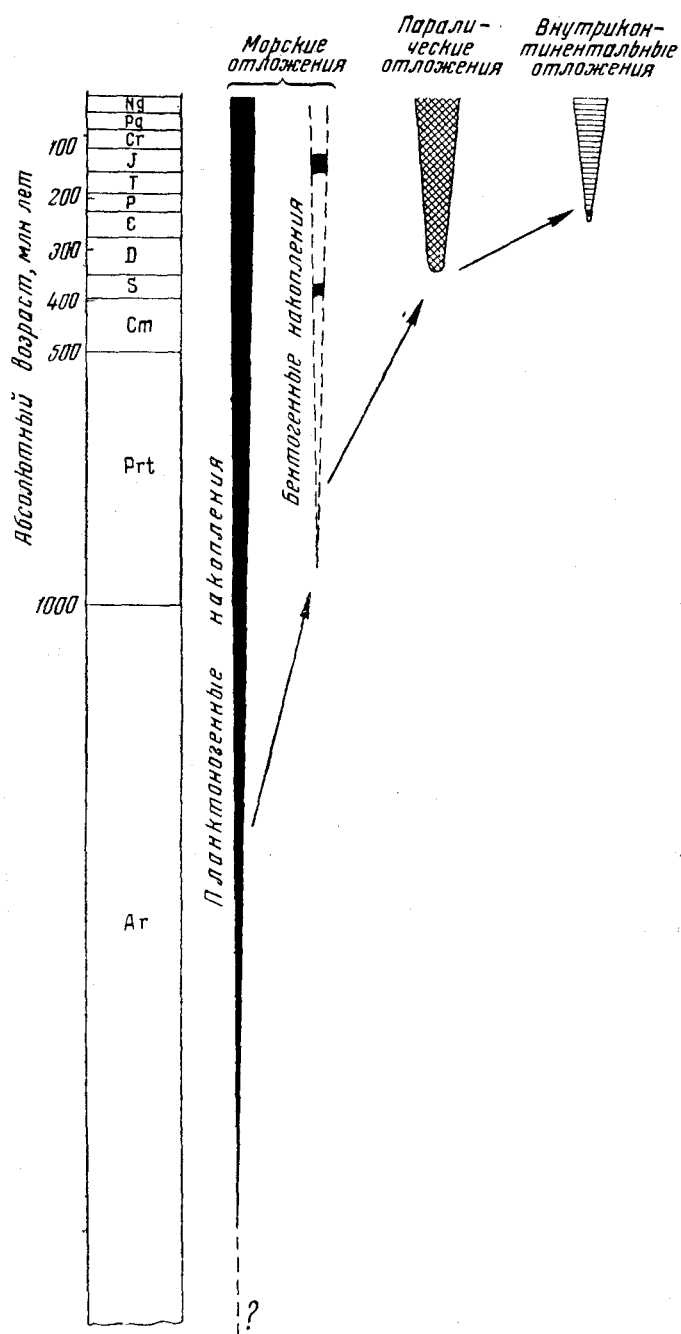
#### 4. Основные фациальные группы накоплений органического вещества в гумидных зонах

Наряду с рассеянным органическим веществом в гумидных зонах встречаются и более или менее значительные его накопления. Фациальные условия их возникновения в разные эпохи истории Земли были неодинаковы, но прогрессивно развивались, что легко обнаруживается даже за то ограниченное по длительности послепротерозойское время, которое является главной базой наших наблюдений (фиг. 145).

Живое вещество, как указывалось, появилось вначале в морях, причем было представлено микроорганизмами планктона; позже в относительно прибрежной мелководной зоне возникли донные морские формы. Отсюда, с одной стороны, пошло заселение все более глубоких горизонтов морского дна, с другой — «живое вещество» выбралось на сушу и начало постепенно «расползаться» по ней. Переход на континент осуществился, вероятно, во влажных поясах, и, в частности, в тропическом влажном, ибо здесь, при высоком содержании водяного пара в воздухе и при обилии дождей, экологический контраст водной и субаэральной среды был наименьшим из возможных и потому легче преодолимим. Лишь позже наземная жизнь стала все больше обособляться от воды и из заболоченных низинных пространств переползла во внутренние, удаленные от моря, площади гумидных континентов, а потом даже стала заходить и в аридные полосы. Но вплоть и до настоящего момента, т. е. за время свыше  $500 \times 10^6$  лет, заселение засушливых областей реализовалось в ничтожной степени и главным образом по их периферии, так что сосредоточенная на них биомасса составляет лишь немногие проценты от общего ее количества на поверхности Земли.

Последовательное расширение «живым веществом» своего местообитания вызвало соответствующие изменения фациального профиля высоких концентраций органического вещества в ходе геологической истории.

Древнейшей формой, свойственной еще докембрию, являются морские накопления — в виде углистых (ныне графитистых) сланцев, с невысокими концентрациями  $C_{орг}$  порядка немногих процентов, при этом генератором накоплений были, несомненно, организмы планктона. Одновременно (или несколько позже) возникали и более высокие также планктоногенные концентрации  $C_{орг}$  в виде горючих сланцев. Этот древнейший фациально-генетический тип накоплений органики известен из протерозоя, многих горизонтов нижнего палеозоя и т. д., вплоть до современности, т. е. оказался весьма устойчивым в истории Земли. Позже, с развитием донной морской жизни, в частности фитобентоса, концентрации органического



Фиг. 145. Эволюция накоплений органического вещества в истории Земли.

вещества в некоторых случаях стали возникать и за счет донных организмов, но, по-видимому, гораздо реже и меньше, чем за счет планктона.

Новый фациальный тип накоплений органического вещества оформился вскоре после перехода жизни на сушу. Он локализовался в приморских болотах и низинах, где возникали угли паралического типа, с которыми ассоциируются в подчиненных количествах и горючие сланцы. В новой фациальной обстановке интенсивность концентрирования органического вещества сразу резко поднялась и достигла стадии почти чистых, лишь слегка загрязненных терригенным материалом накоплений. Интересно, что первые такого рода концентрации  $C_{орг}$  возникли в тропической зоне дельта и лишь затем — с карбона — начали формироваться также и в умеренном влажном климате. В верхнем карбоне сделан и следующий шаг в развитии фациального профиля накоплений  $C_{орг}$ : угли, так сказать, «отрываются» от береговой линии моря и начинают формироваться не только на паралической низине, но и внутри континента, достигая здесь нередко огромных размеров.

Так, в ходе геологической истории фациальный профиль накоплений органического вещества в гумидных зонах все расширялся, наращиваясь новыми членами.

С верхнего палеозоя, т. е. на последнем историко-геологическом этапе развития литогенеза, в этом профиле оформились три крупные фациальные группы: морские горючие сланцы → паралические угли → внутриконтинентальные угли. Эти группы образуют одновременно и естественный фациальный и историко-геологический ряд, поскольку каждый последующий член в нем исторически возник позже предыдущего.

Познакомимся несколько ближе с каждой из названных фациальных групп, причем сделаем это в порядке их возникновения: вначале с древнейшей морской, а потом с более молодыми континентальными.

## III. ТИПЫ МОРСКИХ ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ, ИХ ГЕНЕЗИС И РАЗМЕЩЕНИЕ

### 1. Фациальные типы морских горючесланцевых накоплений

Хотя накопления органического вещества в морях в виде горючих сланцев известны давно, эти породы до сих пор почти не привлекали к себе внимания литологов. Петрография их изучена недостаточно, а о фациальных условиях образования имеются лишь общие представления. Автору пришлось лично изучать несколько горизонтов морских горючих сланцев; последующее изложение основано на полученных при этом результатах.

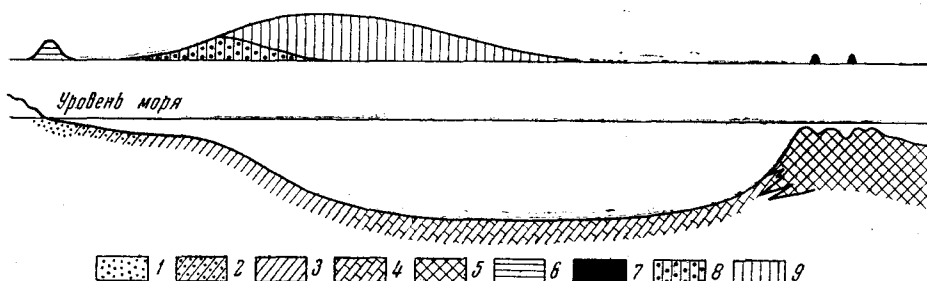
Среди накоплений органического вещества в морских отложениях выделяются по крайней мере четыре фациальных типа (фиг. 146).

Одним из них являются горючие сланцы, возникшие в приустьевой зоне рек, куда сгружаются биогенные компоненты, сносимые с водосборных площадей; расцвет планктона здесь становится иногда столь сильным, что возникают осадки, заметно и даже сильно обогащенные органическим веществом; таков, например, по И. Г. Кузнецову, генезис киммериджских горючих сланцев Сев. Кавказа. В подавляющем большинстве случаев, однако, массы горючих сланцев этого фациального типа незначительны и в общем балансе морских горючесланцевых отложений играют ничтожную роль, почему обычно не учитываются.

Несравненно большие массы органического вещества концентрируются в море вдали от речных устьев, среди тонкозернистых глинистых или карбонатных отложений, в более или менее четко выраженной пелагической области. При этом источником органики является планктонная пленка, временно достигающая в данной части бассейна большой биомассы и продуктивности. Этот планктоногенный пелагический тип морских горючих



сланцев и битуминозных отложений вообще является наиболее распространенным и обычным фациально-генетическим их типом. К нему относятся доманиковые отложения Русской платформы и западного склона Урала, посидониевые сланцы J<sub>1</sub> Германии, хадумские и среднесарматские сланцы Кавказа, юрезанские сланцы Уфимского плато, многие граптолитовые сланцы, в том числе и диктионемовый, и многие другие горючесланцевые горизонты.



Фиг. 146. Фациальный профиль морских горючесланцевых отложений.

1 — пески; 2 — алевроиты; 3 — глины; 4 — известняки, тонкозернистые пелагического типа; 5 — известняки рифового типа; 6 — горючие сланцы заливного и предустьевые типов; 7 — горючие сланцы рифового типа; 8 — пелагические бентогенные горючие сланцы; 9 — пелагические планктоногенные горючие сланцы.

Третий фациально-генетический тип морских горючих сланцев образуют также удаленные от берега накопления органики, но обязанные жизнедеятельности не фитопланктона, а фитобентоса. Это отложения подводных водорослевых лугов или подводных зарослей морских трав. Типичным представителем их являются горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* D'Orb. (Страхов, 1935); вероятно, к этой же группе относятся и ордовикские кукерситы Эстонии. Можно думать, что этот тип бентоногенных — пелагических горючесланцевых пород довольно широко распространен в природе, но достоверное его распознавание трудно и потому известны пока его единичные представители.

Весьма своеобразные накопления органики, миниатюрные по размерам, связаны с отмелями среди коралловых рифов; примером могут служить абдулинские горючие сланцы в нижнепермских отложениях Уфимского плато (Страхов, 1933). Органическое вещество концентрировалось здесь в осадках небольших депрессий среди рифовой полосы; источником его были частью планктонные организмы, частью высшие растения из группы лепидофитов, росшие на отмелях участках рифовой полосы (Маслов, 1948).

Поскольку приустьевый и рифовый типы горючих сланцев имеют совершенно ничтожное значение в общем балансе морских накоплений органики, мы ограничимся относительно них только что сказанным и более подробному разбору подвергнем лишь пелагические типы горючих сланцев, отличающиеся обычно огромными массами.

## 2. Планктоногенные горючие сланцы доманикового горизонта и их аналоги

Доманиковым горизонтом называют толщу переслаивающихся известняков, мергелей и горючих сланцев нижнефранского времени мощностью от немногих до 120 м и выше; чаще она около 15—20 м. Распространение толщи весьма широкое: на Тимане, в Ульяновском Поволжье, Заволжье (Татария, Башкирия) и вдоль всего западного склона Урала; на севере — в Большеземельской тундре, на юге — по северному борту Прикаспийской

впадины и, вероятно, в пределах последней. По меридиану длина полосы свыше 2000 м, ширина не менее 700—800 км. Залегают ли доманиковые накопления  $C_{орг}$  в пределах этой огромной полосы сплошным массивом или же образуют крупные изолированные пятна, как полагает Д. В. Наливкин (1956), остается неясным.

Петрографический и химический состав пород, входящих в доманиковую толщу, существенно варьирует.

*Серые известняки* представляют собою плотную перекристаллизованную породу, богатую остатками птеропод, а нередко и раковинами брахиопод. В шлифе на фоне мелкокристаллического цемента видна масса tentaкулитов, причем вокруг них развиваются розы из лейст кальцита; местами замечается окремнение частью по цементу, частью по органическим остаткам. Пленок органического вещества немного, они располагаются пятнами между кристаллами;  $C_{орг}$  в серых известняках в среднем 0,34—0,29%.

*Черные известняки* — внешне однородные, мелкозернистые, равномерные перекристаллизованные породы, неслоистые или со слабо выраженной слоистостью в виде белых штришков на темном фоне. В шлифах видно, что они состоят из зерен кальцита от 0,1 до 0,5—0,6 мм в диаметре, неправильных очертаний, между которыми располагается сапропелево-глинистая масса, цементирующая карбонат. Много птеропод, заполненных кристаллическим кальцитом; встречаются ромбоздры доломита. Содержание  $C_{орг}$  чаще всего от 1,70 до 2,15%, но в отдельных разрезах по р. Сим до 10%.

*Мергели* выглядят как плотная матово-черная однородная, несколько углеподобная порода, неслоистая или слабо слоистая (белые штришки). В шлифах бросается в глаза прежде всего коричневато-бурая, иногда красновато-бурая масса, представляющая тесную смесь органического вещества, пелитового материала и порошкообразного карбоната. Она имеет неоднородную структуру, образуя сгустки, темные в средних частях, светлеющие по краям. Органическое вещество, кроме примеси к пелиту, лежит яркими красноватыми лентами, сгустками. Содержание  $C_{орг}$  обычно 2,5—3,2%, но встречаются разности, богатые им (до 22%), переходящие, таким образом, в мергелистые горючие сланцы. Много раковин птеропод.

*Собственно горючие сланцы доманиковой толщи* представляют собою черную, буровато-черную или бурую породу, которая даже при слабом выветривании распадается на тонкие и тончайшие плитки. На поверхности наложения обычно видны раковинки птеропод (*Tentaculites*, *Styliola*), нередко скопляющиеся во множестве и буквально переполняющие породу; присутствуют также остатки брахиопод, обычно плохо различимые, сильно истонченные и сведенные почти к одному отпечатку (*Liorhynchus*, *Camaraphoria*, *Buchiola*, *Lingula*). В некоторых же случаях раковин макроформ так много, что порода обращается в своеобразный ракушечник. Количество  $C_{орг}$  колеблется от 5 до 22%, соответственно чему масса органического вещества составляет 7—35% от породы. В шлифах она проявляется в трех главных формах: а) в виде однородной, бурой и красно-бурой массы, склеивающей минеральный материал и одновременно обуславливающей красно-бурую и темно-бурую окраску основной массы породы; б) в виде своеобразных пленок и однородных линз, обособленных от основной массы породы; в) в виде кутикулы спор, то единичных, то обильных.

Для воссоздания условий отложения доманиковых осадков первостепенное значение имеют состав и распространение встречающихся в них органических остатков.

Остатки эти разнообразны. Специальная сводка, выполненная автором (1939), показала, что доманиковая фауна насчитывает около 70 видов, из которых 40 принадлежат брахиоподам (*Lingula*, *Spirifer*, *Liorhynchus*);

16 видов — пелециподам и гастроподам (*Buchiola, Ontario, Lunulicardium* и пр.); 2 — птероподам и около 10 видов — головоногим моллюскам. Кроме того, микроскопически установлены радиолярии, остракоды, криноидеи (очень редко) и мшанки (очень редко). Таким образом, *доманиковая фауна отнюдь не бедна и не несет на себе отпечатка какого-либо своеобразного изменения, специфического отбора; ее с полным правом можно назвать нормальной морской*. Это означает, что доманиковые отложения возникли в условиях нормально-соленого морского бассейна. Оказалось вместе с тем, что какой бы петрографический тип доманиковых пород ни взять, — известняки, мергели, глинистые сланцы, горючие сланцы, кремни, — в них неизменно обнаруживаются остатки *донных* организмов, пелеципод и брахиопод. Обычно они попадают единицами, но вместе с тем во всех типах пород были находимы и ракушники, особенно частые среди серых и частью черных известняков и горючих сланцев. На всем изученном протяжении доманика не встречено разрезов, где поиски фауны оказались бы совсем безрезультатными. Всегда при более внимательном осмотре удастся обнаружить горизонты, дающие либо единичные находки, либо целые раковинные скопления. Особенно интересны с этой точки зрения разрезы рр. Басы, Инзера, Кургашилы, Ташкыскана, Апи и Тереклы и на Южном Урале, где прослой серого известняка буквально переполнены фауной. Правда, в любом разрезе можно встретить метровые отрезки, где поиски фауны не дают результатов. Но такого рода «немые» прослои можно наблюдать в отложениях любого бассейна, богатого донной фауной; они обусловлены наличием ограниченных по размерам площадей, где в течение отдельных промежутков времени донные организмы почему-либо не живут. Классическим примером в этом отношении является современное Азовское море, в осадках которого, несмотря на исключительно большую продуктивность дна, как раз наблюдаются переслои раковинного и совершенно безраковинного ила.

Все эти фаунистические особенности доманиковых отложений доказывают, что *генерировавший их бассейн представлял собою море с нормальным газовым режимом и без сероводородного заражения нижних горизонтов воды*.

Причину обогащения доманиковых пород органическим веществом следует видеть в большой продуктивности доманикового моря. При этом, учитывая чрезвычайное обилие в породах остатков тентакулитов и стилиолин, тогдашнего зоопланктона, можно думать, что продуктивностью отличалась тогда именно планктонная, а не донная пленка биоса и, в частности, фитопланктон, без усиленного развития которого было невозможно усиленное развитие зоопланктона. Иначе говоря, *доманиковому морю были, по-видимому, свойственны периодические (в году) цветения планктона*. Но они были возможны лишь при условии поступления в верхнюю 50-метровую зону фотосинтеза больших масс питательных компонентов, в частности фосфатов и нитратов. Их поступление осуществляется, вообще говоря, двумя различными путями: вносом биогенных элементов с континента и вертикальной циркуляцией в самом бассейне. подымающей вверх глубинную воду, обогащенную фосфатами, нитратами и другими элементами. Первый источник в доманиковое время отсутствовал, ибо если бы биогенные элементы поступали с берега, обогащения органическим веществом илов следовало бы ожидать в прибрежной полосе вдоль западной окраины моря: на деле же накопления органического вещества были явно сдвинуты в восточную часть бассейна, где сколько-нибудь заметных континентальных участков не существовало. Таким образом, источником «цветения планктона» в доманиковом бассейне была, по-видимому, усиленная вертикальная циркуляция воды, вызванная метеорологическими факторами. Пока длилась эта циркуляция, в пелагической части моря накоп-

лялись богатые органикой илы. С прекращением ее исчезли и высокие концентрации  $C_{орг}$  в осадках.

Дополнительным аргументом в пользу планктоногенного генезиса доманиковых горючих сланцев является отсутствие у них своего особого специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород. Биоценоз везде принципиально один и тот же и во вмещающих породах и в самих горючих сланцах, меняясь лишь количественно, то становясь богаче численно (а не по количеству видов), то беднее. В этом его характерное отличие от горючих сланцев бентогенного типа, для которых, наоборот, типично ясное различие биоценозов самого горючего сланца от биоценоза вмещающих пород.

Битуминозные отложения доманикового типа широко развиты не только на Русской платформе и на Урале, но и во многих других местах территории СССР (в Сибири), причем стратиграфически приурочены не только к  $D_3^1$ , но и к живецким отложениям (инфрадоманик). Те же отложения известны в Зап. Европе и в США (черные сланцы). Аналоги доманиковых отложений в других стратиграфических горизонтах также многочисленны: граптолитовые сланцы, посидониевые сланцы Германии, майкопские, чокракские битуминозные горизонты Сев. Кавказа, менилитовые сланцы Карпат и т. д.

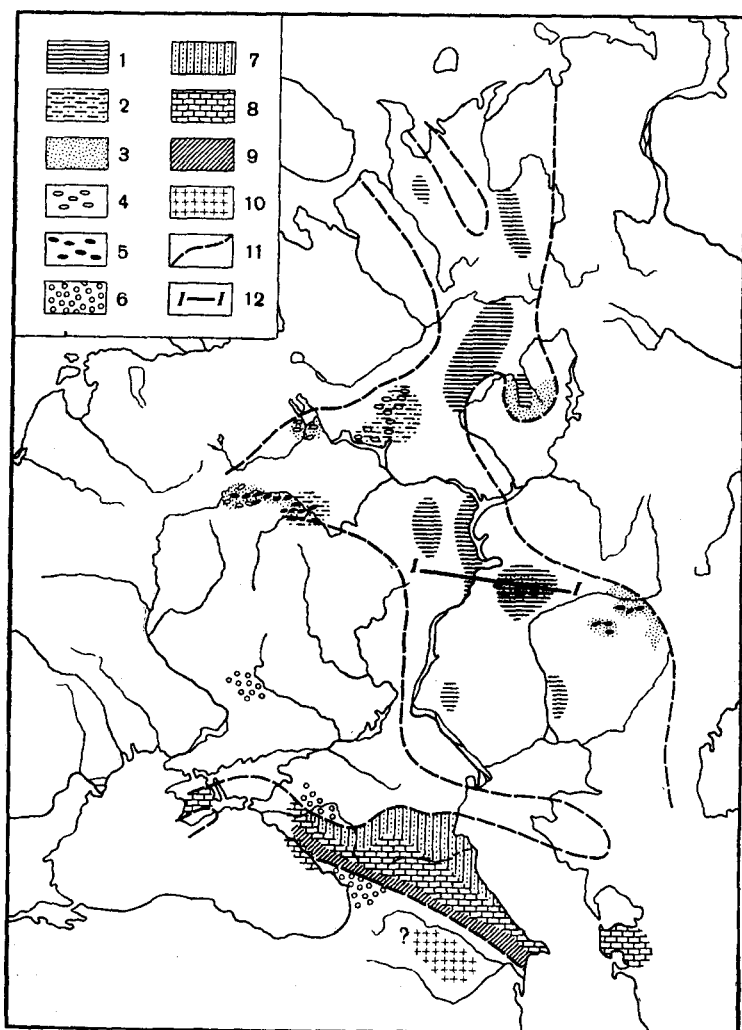
Планктоногенная природа доманика и его аналогов заставляет считать их представителями древнейшего типа накоплений органического вещества в морских породах, типа, возникшего еще в древнейшие докембрийские эпохи и без заметных отличий прошедшего через огромные отрезки геологической истории.

Существенно иным является другой — бентогенный тип горючесланцевых накоплений, демонстрируемый нижневолжскими сланцами зоны *Perisphinctes Panderi*.

### 3. Бентогенные горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* и их аналоги

Морской бассейн, отложивший эти сланцы, представлял собою сравнительно узкий, меридионально вытянутый водоем, протянувшийся из области современного Баренцева моря в Большеземельскую тундру, отсюда на юго-запад в Московскую синеклизу, потом в Поволжье и Заволжье и, наконец, в Прикаспийскую впадину (фиг. 147, 148). Осадки его в прибрежной полосе были песчано-алевритовые, с глауконитом и фосфоритами, местами накопившимися в больших количествах (Общий Сырт; П. П. Дрожжева, 1955). В центральной части моря отлагались темные глины, слабо известковые в северной и средней частях бассейна, более известковые до перехода в мергели, в Поволжье и Заволжье. Этим глинам и подчинены накопления горючих сланцев. Сланцы распространены на Общем Сырту (Савельевка, Макаров хутор, Солянка), на правобережье Волги (у Сызрани, в Ульяновском районе, в Чувашской республике), наконец, в Вятско-Камском районе; залегают они относительно маломощными и быстро выклинивающимися пластами (от 0,10 до 1,5—2 м), разделенными участками «пустой» породы — серой известковистой глины.

Петрографически горючие сланцы представляют собою черные и чернобурые, плотные, слабо известковистые сапропелиты, в которых органическое вещество составляет от 11—14% как минимум и до 50—55% как максимум; содержания  $CaCO_3$  колеблется от 3,76 до 43,8%; пелитового обломочного материала от 18,56 до 65%. Под микроскопом органическое вещество выглядит в основном как светло-желтая или коричневатожелтая аморфная масса, состоящая из скопления горизонтально залегающих хлопьев геля, к центру более темных, к периферии светлеющих и как бы

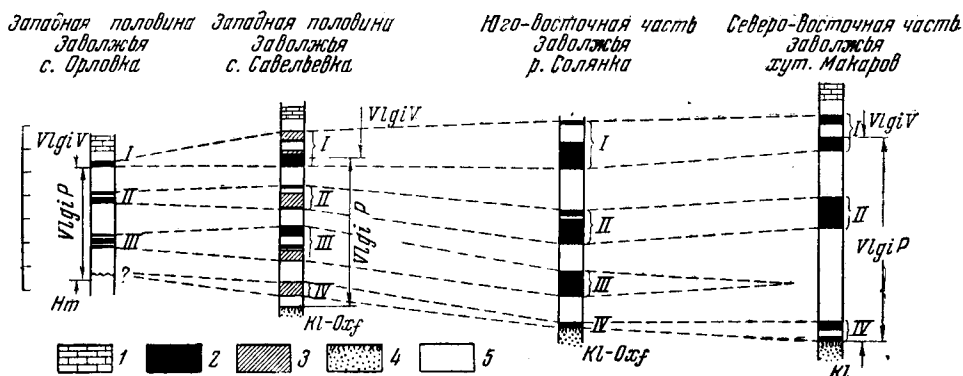


Фиг. 147. Схема осадконакопления начала нижневолжского века на Русской платформе, по Н. М. Страхову (1948) с дополнениями П. П. Дрожжевой (1953).

1 — переслаивание глин с горючими сланцами; 2 — глины песчаные; 3 — пески; 4 — фосфоритные гальки; 5 — фосфориты конкреционные; 6 — континентальные красноцветные отложения; 7 — гипсо-доломитовые осадки; 8 — известняки; 9 — флиш; 10 — эффузивы; 11 — предполагаемые контуры бассейна; 12 — местоположение профиля.

расплывающихся. Из форменных остатков М. Д. Залесским установлены нередко встречающиеся обрывки тканей; особенно много их в виде трухи; остатки сильно изменены, побурели; из обрывков тканей нередко части грахеид; к ним присоединяются остатки водорослей из родов *Pediastrum*, *Nitshia* и др.; водорослям же принадлежат нити, обнаруженные в студенистой массе одного препарата сланца из Кашпирского рудника. Эти нитчатые водоросли, по мнению М. Д. Залесского, могли быть зелеными нитчатками или сине-зелеными, близкими к современным осцилляториям. Из остатков животных в сланцах наичаще встречаются раковины аммонитов, белемнитов, некоторых брахиопод (*Lingula*, *Orbiculoides*) и пелеципод. Характерно обилие и разнообразие органического мира: раковин и отпе-

чатков пелеципод, гастропод, брахиопод столько, что в сущности почти невозможно выбить из сланца даже незначительного куска, на расколе которого не было бы признаков какой-либо органической формы. Еще А. Н. Розанов на площади в 1 м<sup>2</sup> как-то насчитал 160 отпечатков *Orbiculoidea maeotis*, и такие случаи отнюдь не представляют редкости. Таким образом, нижневолжские горючие сланцы — это настоящие ракушняки, в которых остатки донных форм, обычно сильно истонченные, насыщают породу.



Фиг. 148. Типы разрезов нижневолжской сланценосной толщи на территории Заволжья.  
1 — мергелистые песчаники зоны *Virgatites virgatus*; 2 — горючие сланцы; 3 — битуминозные глины;  
4 — фосфоритонесные песчаники; 5 — серые глины.

Что касается состава фауны, то он лишь с трудом поддается определению, так как сохранность раковин очень плохая: обычно это либо тончайшие отпечатки, либо обломки, часто труха. Тем не менее удалось установить наличие следующих форм: *Orbiculoidea maeotis*, *Astarte ovoides*, *Oxytoma volgensis* sp. nova, *Oxytoma stigmata*, *Oxytoma subrecta*, *Lingula* sp., *Pleurotomaria* (очень крупная форма), *Astarte voltzii* (очень мелкая форма), *Inoceramus retrorsus*, *Aucella sollasi* Pavl., *Macrodon schurowskii*, *Rhynchonella* (давленные экземпляры), *Terebratula* (то же). К ним присоединяются ежи, от которых сохранились лишь иглы, очень разнотипные, рыбы (чешуи), аммониты, белемниты, фораминиферы.

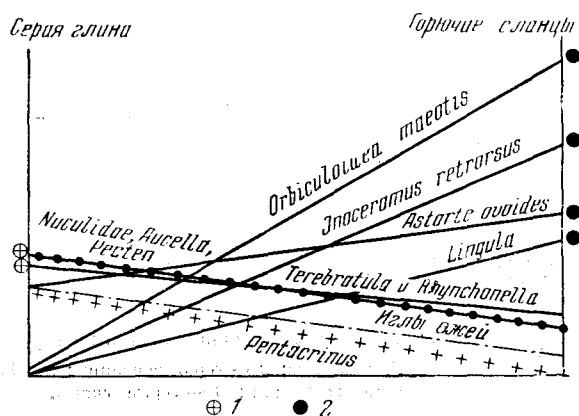
Несмотря на свою ограниченность, список этот интересен в том отношении, что заключает в себе ряд форм, которые никак невозможно истолковать как псевдопланктон; таковы морские ежи, крупные в ладонь *Inoceramus retrorsus*, наконец, крупные же *Astarte ovoides*, *Pleurotomaria*, *Aucella*. Из них *Inoceramus retrorsus* и *Astarte ovoides* особенно интересны потому, что они являются формами массовыми, входящими в основное ядро биоценоза и широко распространенными в горючих сланцах. Наконец, существенно для генезиса горючих сланцев и то, что их биоценоз явственно отличен от биоценоза вмещающих пород, как это видно на фиг. 149.

Все эти данные доказывают бесспорно, что водоем, накапливавший горючие сланцы, обладал нормальным кислородным режимом и хорошо проветриваемой вплоть до самого дна водой.

Что касается механизма накопления органического вещества сланцев, то указанием на него являются следующие факты.

Обнаружение в нижневолжских сланцах хлорофилла делает несомненным участие в их генерации растительного материала. При этом нестойкость органического вещества животных сравнительно с растительным позволяет думать, что именно растения и были главными генераторами нижневолжских сланцев. Ограниченность сланцевых пластов по площади и быстрая смена их глинистыми отложениями обычного состава, не

обогащенными  $S_{орг.}$ , а также наличие в горючих сланцах специфического биоценоза, отличного от биоценоза вмещающих пород, заставляют думать, что концентрации органического вещества в данном случае возникли не в результате «цветения планктона», а за счет фитобентоса, образовывавшего на дне ограниченных размеров подводные луга. В состав таких лугов входили, по-видимому, не только водоросли, но и высокоорганизованные «высшие» растения, биомические гомологи современной *Zostera*. Любопытным свидетельством этого является своеобразный состав органической массы нижневолжских сланцев, а именно пониженное содержание в ней С и Н и наличие фенолов. По очень правдоподобию толкованию



Фиг. 149. Биоценозы горючих сланцев (нижневолжских) и вмещающих пород.

1 — главные формы биоценоза серой глины; 2 — главные формы биоценоза сланца.

Г. Л. Стадникова, эти черты органического вещества должны иметь причиной более или менее значительную примесь гуминовых веществ, получающихся, как известно, от разложения лигнинсодержащих (т. е. высших) растений. Г. Л. Стадников думает, что эти гуминовые вещества были привнесены в сланцы путем перемива торфяников того времени. Но все, что известно о континентальных отложениях верхней юры, резко противоречит такому объяснению и заставляет думать, что требуемый гумусовый материал имелся на месте, происходя из той подводной растительности типа *Zostera*, о которой говорилось выше. Возможно, что и некоторая часть трухи растительных тканей могла появиться тем же путем в дополнение к приносу реками остатков древесных форм с водосборных площадей. Что касается приуроченности сланцеобразования лишь к отдельным моментам нижневолжского времени, на что указывает наличие сланцевых горизонтов и разделяющих их пустых пород, то причина заключается в данном случае в колебательных движениях дна. Так как фитобентос связан со светом, а последний проникал в воду на весьма ограниченную глубину, то естественно, что при углублении бассейна ниже определенной изобаты донный растительный покров резко сокращался; соответственно снижалось и накопление органического вещества; возникала серая глина, разделявшая горючесланцевые пласты. При поднятиях и возвращении того или иного участка в зону фотосинтеза вновь появлялись подводные луга, и возникал горючий сланец. Неравномерное распределение сланцев внутри пачки имело причиной частью те же колебания дна, частью просто неравномерное распределение донной растительности.

Из сопоставления нижеволжских сланцев с доманиковыми достаточно видна разница двух типов массового накопления органического вещества в морских бассейнах. В первом случае оно осуществлялось за счет фитобентоса; отсюда залегание горючих сланцев короткими линзами, своеобразный химический состав органической массы сланцев, наконец, связь сланцеобразования с движениями морского дна. Во втором — концентрация органического вещества происходила за счет планктона; это создавало весьма устойчивое на огромной площади накопление органики, существенно отличный химический состав органической массы, отсутствие связей с движениями морского дна.

Аналогов нижеволжских сланцев Русской платформы мало; ими являются, вероятно, горючие сланцы того же возраста в Хатангской впадине и кукерситовый горизонт ордовика Прибалтики.

#### 4. О роли сероводородного заражения наддонной воды в накоплении органического вещества в морских осадках

После первых работ А. Д. Архангельского по Черному морю и нефтепроизводящим свитам Кавказа в 20-х годах широким распространением стал пользоваться взгляд, согласно которому сероводородное заражение наддонной воды является главным фактором накопления органического вещества в осадках. Горючесланцевые горизонты стали поэтому рассматриваться как отложения водоемов с зараженной сероводородом наддонной водой.

Мне пришлось еще в 1937 г., после изучения ряда горючесланцевых горизонтов, специально разбирать этот вопрос, причем я пришел тогда к выводу, что *никакого уловимого влияния на накопление  $S_{org}$  в осадках сероводородное заражение наддонной воды не имеет*. Бесспорным доказательством этому служит изобилие донной фауны в горючих сланцах, указывающее, что они возникли в водоемах с хорошо вентилируемой, богатой кислородом, водой на всем вертикальном ее разрезе. Мы видели это на двух разобранных выше примерах; совершенно так же обстоит дело и в ряде других горючесланцевых горизонтов: кукерситовом, нижнепермских уральских, в  $Ст_1$  Сибирской платформы и других. *Высоких накоплений органического вещества в морских отложениях, которые достоверно принадлежали бы водоему с сероводородной наддонной водой, мы пока не знаем.*

Этих фактов казалось бы достаточно для отрицания положительного влияния сероводородного заражения наддонной воды на накопление органического вещества в осадках. Но все же для полноты картины остановимся вкратце на самих черноморских отложениях и рассмотрим, насколько в этом бассейне на деле можно уловить положительное воздействие  $H_2S$  на фоссилизацию органики.

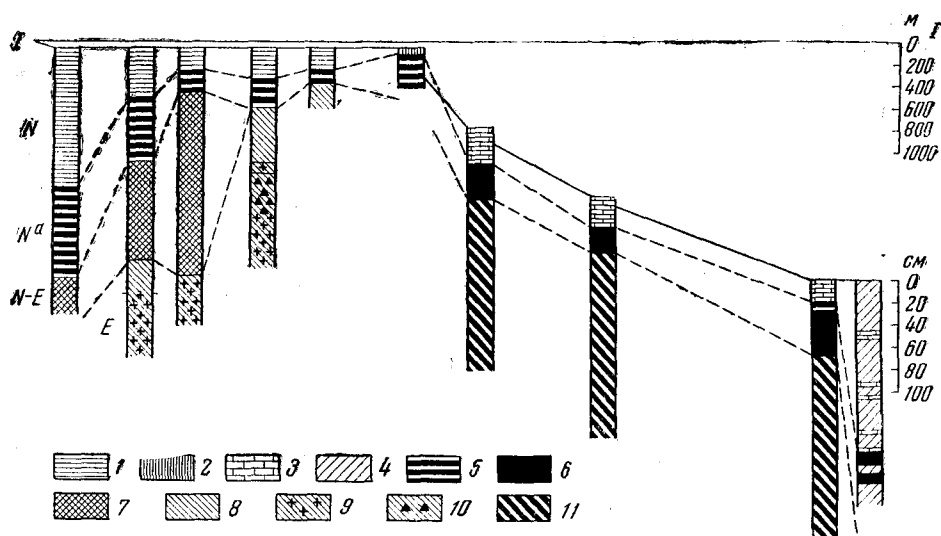
Напомню прежде всего, что в современных отложениях Черного моря различаются два горизонта с разными типами осадка: древнечерноморские слои и собственно современные (фиг. 150). Длительность отложения тех и других приблизительно одинакова — по 2500 лет (Архангельский, Страхов, 1938).

На фиг. 151 воспроизведена карта древнечерноморских отложений.

Из рассмотрения ее совместно с фиг. 15 (см. гл. I) следует, что размеры древнечерноморского бассейна весьма мало отличались от размеров современного Черного моря: всюду, где в колонках имелись современные отложения, под ними встречались — при достаточной длине колонок — и древнечерноморские.

Не имеется сведений о последних только в самой прибрежной части моря, откуда вообще колонковых проб нет.

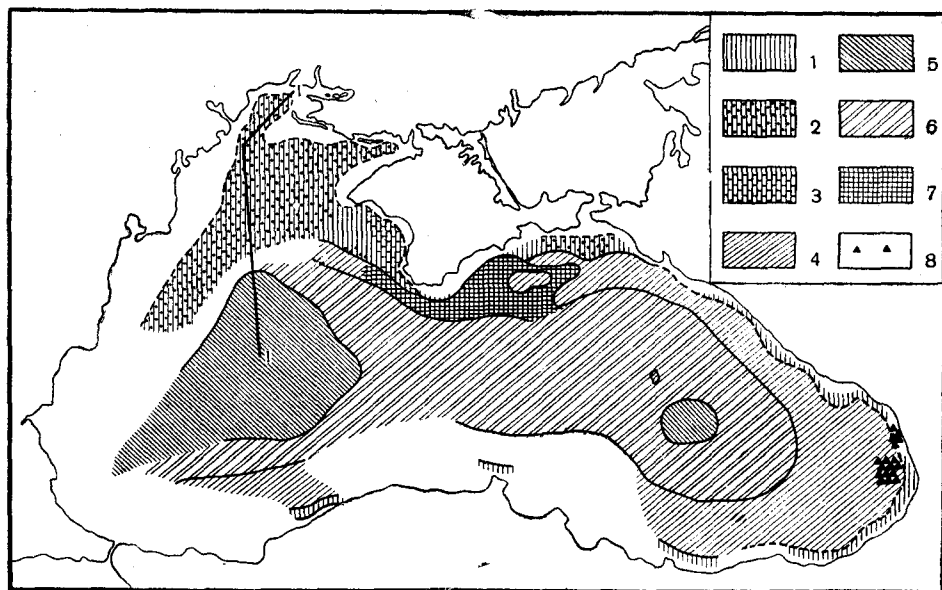




Фиг. 150. Схема геологического строения дна в северо-западной части Черного моря (профиль I—I).

1 — мидиевый ил; 2 — фазеолиновый ил; 3 — известковый ил; 4 — серая глина в современных и древнечерноморских отложениях; 5 — древний мидиевый ил; 6 — черный ил; 7 — переходный горизонт от древнечерноморских к новоевксинским отложениям; 8 — новоевксинские отложения в прибрежной фации; 9 — новоевксинские отложения в речной фации; 10 — новоевксинские отложения в болотной фации (торфяные отложения); 11 — новоевксинская глубоководная микрослоистая серая глина.

N — современные отложения; N<sup>a</sup> — древнечерноморские отложения; N — E — переходный горизонт от древнечерноморских к новоевксинским отложениям; E — новоевксинские отложения.



Фиг. 151. Схема распределения осадков Древнечерноморского бассейна.

1 — древний мидиевый ил; 2 — древнемидиевые ракушечники; 3 — древний мидиевый ил с прослоями диатомового ила; 4 — микрослоистая глина; 5 — черный ил; 6 — переслой черного ила и серой глины; 7 — полоса отсутствия древнечерноморских отложений (вследствие оплываний); 8 — древнечерноморские глубоководные пески. I — I — местоположение профиля.

Подобно современным отложениям, древнечерноморские содержат донную фауну лишь в прибрежной полосе до современных изобат около 170 м. Ниже в древнечерноморских осадках попадают только осадки планктона и нектона; это — бесчисленные эмбриональные раковинки моллюсков, входящих в состав черноморского планктона, копролиты рыб, раковинки диатомей и фораминифер, скелеты мальков рыб, наконец, пыльца хвойных, веточки и куски древесины, занесенные в море. Такой состав органических остатков в отложениях, залегающих глубже 170 м, показывает несомненно, что наддонная вода древнечерноморского бассейна, подобно современной, уже была заражена сероводородом.

Таким образом, мы имеем идеальные условия для сопоставления: одинаковые размеры водоема в древнечерноморскую и современную эпохи и зараженность в обоих случаях наддонной воды  $H_2S$ . Можно было бы думать, что и содержания  $C_{орг}$  в современных и древнечерноморских отложениях будут одинаковыми или очень близкими. В действительности дело обстоит не так. Концентрации органического вещества в современных и древних глубоководных отложениях сероводородной зоны существенно различны. Это наглядно видно из следующего сопоставления (табл. 38).

Т а б л и ц а 38

Содержания  $C_{орг}$  в современных и древних черноморских отложениях сероводородной зоны в %

| Современные отложения    | $C_{орг}$ | Древнечерноморские отложения | $C_{орг}$  |
|--------------------------|-----------|------------------------------|------------|
| Серая глина . . . . .    | 1,74      | Серая глина . . . . .        | 1,80       |
| Переходный ил . . . . .  | 2,51      | Микрослоистый ил . . . . .   | 2,5—3,5    |
| Известковый ил . . . . . | 4,54—3,68 | Черный ил . . . . .          | 8,65—20,32 |

Древнечерноморские отложения отчетливо обогащены органическим веществом относительно современных, особенно черный ил. *Последний является, в сущности, ни чем иным, как субфоссильным горючесланцевым горизонтом.* Внешний вид осадка и его строение характерны. В свежем насыщенном водой состоянии черный ил представляет собою черную, вязкую желеобразную массу, по консистенции ничем не отличающуюся от сапропеля. При потере значительной части воды ил становится, как и озерный сапропель, упругим, резиноподобным, а при полном высыхании превращается в темно-серую или черную, не размокающую в воде и очень твердую, каменистую, с трудом режущуюся массу. Объем осадка при высыхании очень сильно уменьшается. Текстура черного ила микрослоистая: он состоит из глинистых прослоек, чередующихся с сапропелевыми; толщина последних 0,01—0,02 мм, глинистых 0,01—0,04 мм. В глинистые прослойки обычно бывают включены комочки дряюита, величиной в 0,03—0,1 мм. Микрослоистая глина имеет аналогичную текстуру, но только толщина глинистых прослоек гораздо больше, чем сапропелевых. Неслоистая серая глина в древнечерноморских отложениях неотличима от одноименного осадка в собственно современных осадках.

Совершенно очевидно, что причиной усиленного накопления органического вещества в древнечерноморских отложениях никак не могло быть сероводородное заражение наддонной воды. Ведь такое же заражение присутствующее в воде современного Черного моря, но это не приводит к резко повышенным содержаниям  $C_{орг}$  в его осадках. *Соседство двух горизонтов*

отложений в одном и том же бассейне, одинаковом по размерам и по зараженности наддонной воды сероводородом, с исключительной ясностью демонстрирует независимость накопления органики в илах от газового режима морского бассейна.

Действительная причина концентрации  $C_{орг}$  в древнечерноморских отложениях лежит в другом — в усиленном развитии планктона в верхнем горизонте древнечерноморской воды. Указанием на это является обилие в осадке эмбриональных раковинок пелеципод, входивших в состав планктона, обилие скорлупок диатомей, иногда образывавших даже прослой диатомового ила, наконец, резкое обогащение древнечерноморских отложений хлорофиллом, хорошо видимое из следующей таблицы (табл. 39).

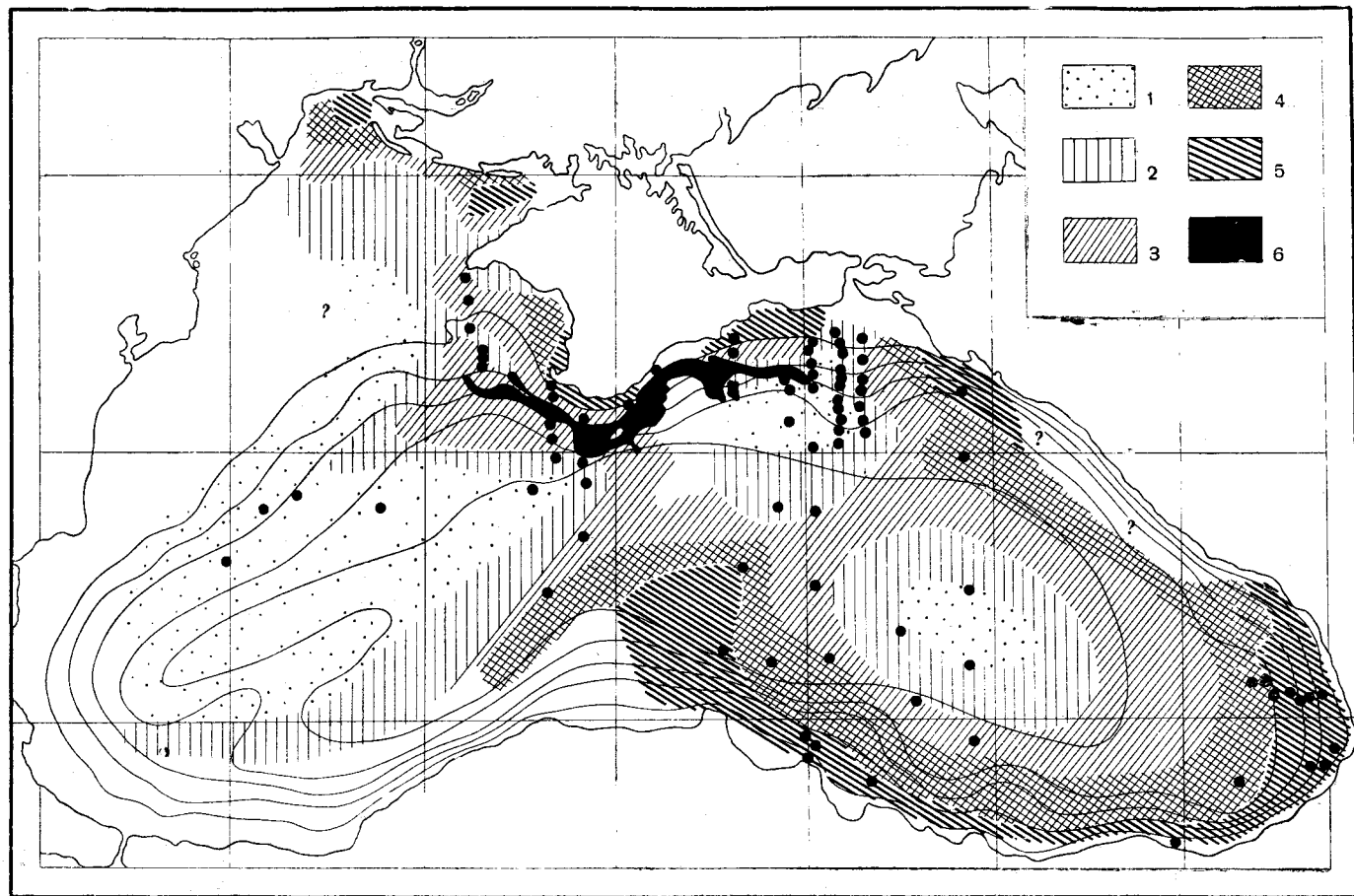
Таблица 39

Содержание хлорофилла в осадках Черного моря  
(по Д. М. Раузер-Черноусовой)

| Станции, осадки                                                 | Глубина от поверхности дна, см | Количество хлорофилла в мг на 100 г воздушно-сухого осадка |
|-----------------------------------------------------------------|--------------------------------|------------------------------------------------------------|
| <b>Ст. 169</b>                                                  |                                |                                                            |
| Фазеолиновый ил . . . . .                                       | 8—16,5                         | 0,29                                                       |
| Переходный слой от ила фазеолинового к древнему мидиевому . . . | 45—48,5                        | 0,19                                                       |
| Древний мидиевый ил . . . . .                                   | 60—62                          | 2,50                                                       |
| » » » . . . . .                                                 | 98—100                         | 1,20                                                       |
| Невовексинская глина . . . . .                                  | 100—102                        | 0,26                                                       |
| » » . . . . .                                                   | 109—111,5                      | 0,02                                                       |
| <b>Ст. 117</b>                                                  |                                |                                                            |
| Фазеолиновый ил . . . . .                                       | 1—2                            | 0,51                                                       |
| » » . . . . .                                                   | 13—14                          | 0,43                                                       |
| » » . . . . .                                                   | 15,5—16,5                      | 0,50                                                       |
| Древний мидиевый ил . . . . .                                   | 31—33                          | 3,31                                                       |
| » » » . . . . .                                                 | 52—53                          | 2,51                                                       |
| Нововексинская глина . . . . .                                  | 54,5—60,5                      | 0,44                                                       |
| » » . . . . .                                                   | 74—75                          | 0,66                                                       |
| <b>Ст. 38</b>                                                   |                                |                                                            |
| Известковый ил (современный) . .                                | 20                             | 11,91                                                      |
| Черный ил (древнечерноморский) . .                              | 70—74                          | 74,99                                                      |

Но богатству планктоном древнее Черное море было близко к современному Азовскому, являющемуся настоящим садком для откорма рыб.

Но может быть в современном Черном море сероводородное заражение придонной воды все же как-то сказывается на консервации органического вещества? Ответ на это дает карта абсолютных масс  $C_{орг}$ , построенная для собственно современных отложений (фиг. 152). Из рассмотрения ее с полной очевидностью вытекает, что максимальные абсолютные массы органического вещества приходится на мелководные области с кислородсодержащей водой у дна, минимальные — как раз на зону сероводородного заражения воды. Там, где течения из мелководной зоны выбрасывают в глубоководную органический и неорганический детрит, сразу резко повышаются и абсолютные массы органики; где этого нет, содержание ее крайне ничтожно. В этих фактах можно отчетливо уловить влияние биомассы бентоса и планктона, влияние выноса реками органического детрита,



Фиг. 152. Накопление органического вещества в осадках Черного моря за современный период (в  $\text{г/см}^2$ ).  
 1 — менее 0,6; 2—0,6—1,0; 3—1,0—2,0; 4 — от 2,0 до 4,0; 5 — более 4,0; 6 — современные осадки уничтожены оползаниями.

влияние скорости седиментации, гидродинамического режима моря, но совершенно не видно положительного воздействия сероводородного заражения придонных вод. Аномальный газовый режим оказывается фактором, стоящим далеко позади всех других учитываемых факторов седиментации, — фактором совершенно третьестепенным, учесть влияние которого практически не представляется возможным.

Еще нагляднее выступает это обстоятельство на профилях от прибрежной части Черного моря к центру сероводородной области (фиг. 153). Абсолютные массы  $H_2S$  в наддонной воде резко растут по мере приближения к центру бассейна, а абсолютные массы  $С_{орг}$ , накопившиеся за всю современную стадию развития Черного моря, резко падают. Противоположное поведение сопоставляемых величин указывает на их независимость друг от друга.

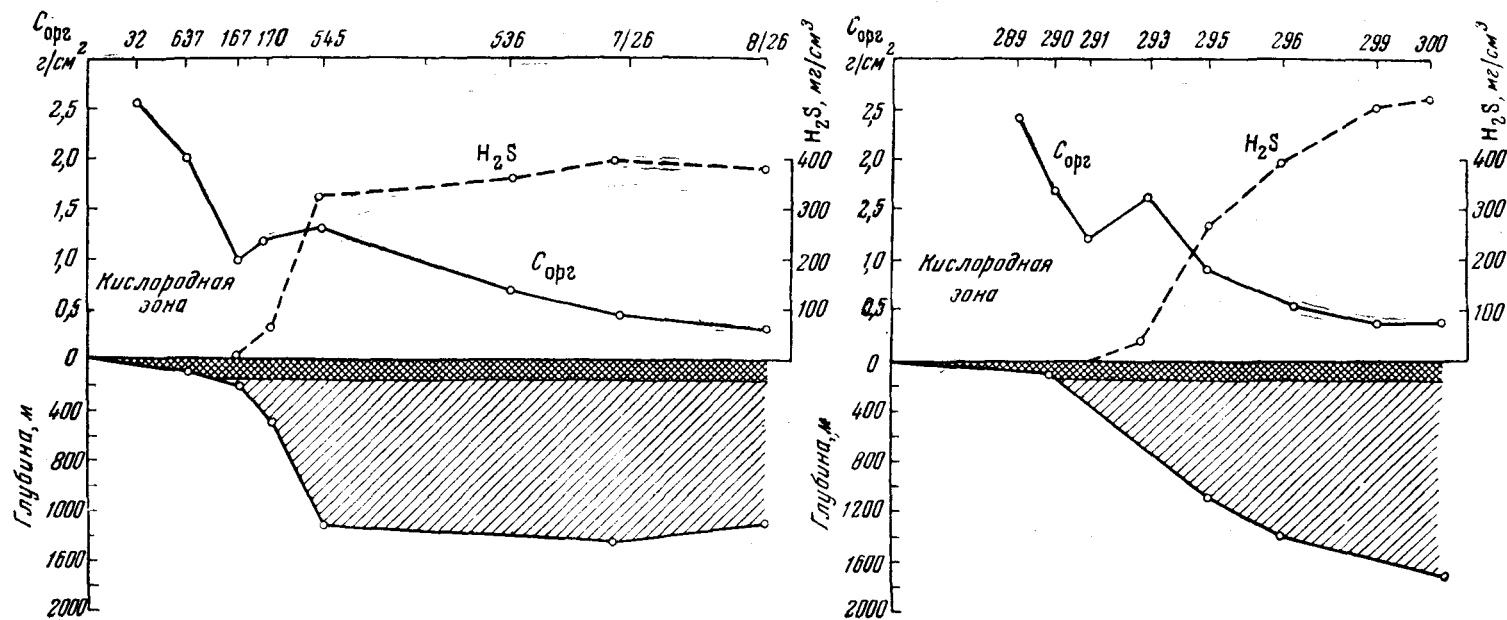
Это заключение было полностью подтверждено работой микробиологов А. Крисса, Е. А. Рукиной и В. И. Бирюсовой (1951), изучавших «судьбу мертвого органического вещества в Черном море».

«Из верхних слоев Черного моря, его «живой» зоны, — пишут эти авторы, — непрерывно идет на дно «дождь трупов», наполняя глубины моря взвешенным органическим веществом в различных его формах: от обрывков, остатков и обломков организмов до хорошо сохранившихся представителей наннопланктона, обнаруженных на глубинах 1000, 1500 м и более. Число их в сероводородной зоне значительно, оно составляет несколько сотен в литре воды...

«Опускающиеся на дно остатки животных и растений в Черном море, в отличие от других морей, не становятся достоянием глубоководной фауны, а являются в сероводородной области объектом действия только микроорганизмов. Последние успевают далеко не все из этого взвешенного органического вещества подвергнуть полному разложению, прежде чем оно достигает дна, причиной чего не является, однако, сероводородное заражение воды, судя по отсутствию каких-либо различий в числе и частоте встречаемости аэробных и анаэробных форм гетеротрофных микроорганизмов в сероводородной зоне Черного моря по сравнению с другими морями.

«Высокая концентрация сероводорода в придонных слоях Черного моря не оказывает сколько-нибудь заметного консервирующего влияния на органическое вещество, достигшее дна в частично или полностью разложенном состоянии. В поверхностных слоях илов сероводородной области Черного моря активно протекают разнообразные микробиологические процессы, приводящие ко многим превращениям органического вещества, включая и полную минерализацию его. При рассмотрении микроскопических картин в глубоководных илах Черного моря и при изучении микробного населения этих илов становится очевидным, что наличие сероводорода не создает каких-либо специфических условий, способствующих накоплению органического вещества в донных отложениях Черного моря, — обстоятельство, которое подтверждается также и данными химических определений» (стр. 100—101).

В чем же причина того, что сероводородное заражение, несмотря на создание восстановительной среды в наддонной воде бассейна, все же не оказывает в ощутимой степени влияния на накопление в осадках органического вещества? Вспомним, что водная среда, как таковая, даже в случае, если она кислородосодержащая, обладает столь ничтожными количествами  $O_2$  (2—3% от содержания  $O_2$  в воздухе), что по существу едва отличима от строго анаэробной, тем более, что возобновление утраченного кислорода в ней происходит крайне медленными темпами. Поэтому переход к настоящей анаэробии с возникновением  $H_2S$  вместо  $O_2$  реально мало что меняет в интенсивности разложения органического вещества,



Фиг. 153. Соотношения абсолютных масс органического углерода в современных отложениях Черного моря с развитием сероводородного заражения наддонной воды.

особенно если учесть, что аэробные бактерии просто заменяются таким же количеством анаэробных. Бросающаяся в глаза гидрохимическая специфика Черного моря в виде его  $H_2S$  заражения на деле оказывается весьма неэффективной в качестве фактора накопления органического вещества в осадках.

### 5. Климатическое и тектоническое размещение морских горючих сланцев

Закономерности климатического и тектонического размещения морских накоплений органического вещества в настоящее время известны очень слабо, ибо самый сбор фактических данных о них не выполнен с достаточной полнотой. Но даже и при современном уровне знаний в этой области некоторые факты можно считать достаточно выясненными.

1. *Морские горючие сланцы вовсе не связаны обязательно с гумидными поясами: их много и среди морских толщ, возникших в бассейнах заведомо аридных зон.* Примерами могут служить горючие сланцы кембрия Сибирской платформы (по р. Синею на Алданском плато, по р. Оленеку на севере), граптолитовые сланцы ордовика и силура той же платформы, медистые сланцы цехштейна Германии, нижнепермские горючие сланцы южной части предуральяского прогиба и многие другие. Иногда даже заведомо один и тот же фациальный тип горючесланцевых накоплений из одной климатической зоны переходит в другую. Так, доманик Русской платформы, отложенный в условиях гумидной зоны, на островах к северу от Сибирской платформы формировался уже в аридном климате. Таким образом, *в отличие от моноклиматических руд триады  $Al - Fe - Mn$ , морские горючие сланцы биклиматичны.* При такой ситуации вопрос об их преимущественном образовании в той или иной разновидности гумидного климата, — тропическом или субтропическом, или умеренном, — естественно теряет смысл.

2. *Тектоническая локализация морских горючих сланцев отличается большой широтой диапазона структурных единиц, на которых они возникали.* Горючие сланцы формировались — и нередко в больших количествах — и в геосинклинальных зонах в стадии нормального их режима (например, граптолитовые сланцы), и в тех же зонах в стадии их замыкания (майкопские, менилитовые сланцы, неогеновые сланцы Кавказа), и на платформах вдали от областей горообразования (доманик, кукерсит и др.), и пока трудно сказать, в какой же из этих обстановок их сформировалось больше. Складывается все же впечатление, что для горючих сланцев наиболее благоприятными были тектонически слабо активные территории с относительно мало расчлененными и слабо денудированными водосборными площадями морских бассейнов.

## III. ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ УГЛЕНАКОПЛЕНИЯ И ФАКТОРЫ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ

### 1. Общие черты фациального профиля углей

Петрография и фациальный анализ углей за последние десятилетия сильно продвинулись вперед и достигли большого совершенства. Это обстоятельство позволило с достоверностью решить ряд вопросов, прежде казавшихся неясными. Так, выяснилось, что подавляющее большинство углей имеет не аллохтонное, а автохтонное происхождение, и возникло на базе лесных болот, то застойных, то более или менее проточных, в которых накапливался главным образом древесный материал. Торфонакопляющие болота только изредка возникали в результате зарастания озерных или

лагунных водоемов, как правило, же формировались путем заболачивания тех или иных участков общей площади гумидных зон благодаря подъему уровня грунтовых вод. При этом, локализация заболоченных пространств внутри седиментационных областей была весьма разнообразна. Торфяники возникали и на водораздельных, междуречных пространствах среди плоских депрессий с высоким уровнем грунтовых вод, и в речных долинах, в частности на обширных поймах (особенно в их прибрежных депрессиях), и на участках стариц. Обширные площади заболачивания типичны для низовьев рек, их дельтовой области, а также для бережных низин, примыкающих к морю (тип Дискальского болота в США до его осушения). Даже такие, казалось бы, неподходящие обстановки, как дистальные концы пролювиальных конусов выноса в предгорных пространствах, нередко становились участками заболачивания, заторфования и, следовательно, углеобразования в силу того, что уровень грунтовых вод, подчиненных этим конусам, локально сильно подымался при выполаживании пролювия и утонении его состава (Крашенинников, 1957). Таким образом, *фациальный профиль угленакопления оказывается весьма широким, диапазон фациальных условий огромным, а сами угли довольно обычным и широко распространенным образованием среди континентальных гумидных отложений*. В сущности, почти нет континентальных гумидных свит, в которых полностью отсутствовали бы более или менее ясные следы углеобразования, хотя бы количественно и слабо выраженные. О массе сконцентрированного в углях органического вещества можно судить по тому, что геологические запасы углей, оцененные только до глубины 1200 м для каменных углей и 800 м для бурых, оцениваются цифрой в 15 триллионов тонн, т. е.  $15 \times 10^{12}$  т.

Огромный фактический материал по углям позволяет с уверенностью анализировать историко-геологические закономерности и механизм угленакопления, что и будет интересоваться нас в дальнейшем.

Остановимся вначале на уточнении того климатического режима внутри общей площади гумидных зон, какой наиболее благоприятствовал углеобразованию.

## 2. Климатические условия, максимально благоприятствовавшие углеобразованию в истории Земли

Пользуясь палеоклиматическими картами, описанными в томе 1 (фиг. 42—56), рассмотрим, в каких модификациях гумидного климатического режима происходило в разные периоды геологической истории накопления углей.

*Девонское угленакопление* известно в настоящее время только на территории Союза, причем приурочено исключительно к тропической влажной области (фиг. 154). Общая масса учтенных углей составляет ничтожную величину, всего 0,09 млрд. т (Кузбасс и Минусинский бассейн). Угли о. Медвежьего и Тимана едва ли заметно увеличат эту цифру<sup>1</sup>.

*Нижнекарбоновые угли* распространены гораздо шире и обладают уже заметной массой, которую сейчас только по СССР оценивают в 155,76 млрд. т; угли Китая, вероятно, заметно могут ее увеличить. Как показывает карта, угли Донбасса и Львовской мульды, Подмосковного и Камского бассейнов следует отнести к тропической влажной зоне; их масса выразится тогда цифрой 82,6 млрд. т. Угли Кизеловского, Восточно-Уральского, Карагандинского и Восточно-Казахстанского бассейнов принадлежат уже субтропической зоне, что явствует из нахождения их к северу от сильно

<sup>1</sup> Все приводимые в дальнейшем цифры для СССР основываются на данных книги «Запасы углей и горючих сланцев СССР» (изд. 1958 г.), для зарубежных стран — книги П. И. Степанова и С. М. Миронова «Геология месторождений каустобиолитов» (1937).



| Геол. возраст    | Тропический влажный пояс                      | Влажные субтропики            | Умеренный влажный пояс        | Сумма     |
|------------------|-----------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------|
| Соврем.          | —                                             |                               | ▲ ▲ ▲                         |           |
| N <sub>g</sub>   | ▲ (0,07)                                      | ▲▲▲▲▲▲▲ (27)                  | ▲▲▲▲▲▲▲ (78)<br>▲? ▲?         | 105       |
| P <sub>g</sub>   | ▲▲▲▲▲▲▲▲ (4,7)<br>▲▲▲▲▲▲                      | ▲▲▲▲▲▲ } (114)<br>▲▲▲▲        | ▲▲▲▲▲▲▲ } (4130)<br>▲▲▲▲▲▲    | 4247      |
| Cr <sub>2</sub>  | —                                             | ▲▲▲▲▲                         | ▲ Сев. Амер.<br>▲▲▲▲          |           |
| Cr <sub>1</sub>  | —                                             | ▲▲▲▲▲▲▲▲<br>▲▲▲ (?)           | ▲ С.А. ▲▲▲▲▲ [2448] ▲ Сиб. пп | 2448      |
| J <sub>3</sub>   | ▲ ?                                           | ▲▲▲▲ (?)                      | ▲▲▲▲ (558,4)                  | 588,4     |
| J <sub>1+2</sub> | ▲▲▲ (?)                                       | ▲▲▲▲▲▲▲<br>▲▲▲▲▲▲▲▲ (559)     | ▲▲▲▲▲▲▲▲ (1490)<br>▲▲▲▲▲▲▲▲   | ?<br>2049 |
| T                | ▲▲▲▲ (20)                                     | ▲▲▲▲▲▲▲▲ (0,84+?)<br>▲▲▲▲▲▲▲▲ | ▲▲ (?)                        | 20,84     |
| P                | ▲▲ ?                                          | ▲▲▲▲▲▲▲▲ (2360)<br>▲▲▲▲▲▲▲    | ▲▲▲▲▲▲▲ (2904)<br>▲▲▲▲▲▲▲     | 5254      |
| C <sub>2+3</sub> | ▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ США<br>▲▲▲▲▲▲▲▲▲▲ (1967) Зап. Евр. | ▲▲▲▲▲▲▲▲ (3,3+?)              | ▲▲▲ (301)                     | 2272      |
| C <sub>1</sub>   | ▲▲▲▲ (82,8)                                   | ▲▲▲▲▲▲▲ (73)                  | ▲? ▲?                         | 155,78    |
| D <sub>2+3</sub> | ▲▲▲? ▲? (0,09)                                | —                             | —                             |           |
|                  | Σ = (2074,5)                                  | Σ = (3138,3)                  | Σ = (11919)                   | 17129     |

Фиг. 154. Распределение месторождений угля внутри гумидных зон. Количество треугольников в каждой строке отвечает числу местонахождений угля на палеоклиматических картах каждого периода или эпохи (см. том I). Цифры запасов даны в млрд. т.

редуцированной северной Евразийской аридной области; в субтропической же области возникли и нижнекарбоновые угли Китая. Общая масса субтропических угольных накоплений только для Союза составляет 73 млрд. т, а с китайскими месторождениями, вероятно, значительно больше. В целом, следовательно, в нижнекарбоновую эпоху угленакопление как бы раздвигает свои пределы, захватывая помимо влажных тропиков еще влажную субтропическую полосу, причем интенсивность углеобразования в последней была одного порядка с углеобразованием в зоне тропической.

В средне- и верхнекаменноугольную эпохи, как известно, углеобразование резко интенсифицируется, и на континентах возникают колоссальные скопления органической массы, исчисляемые сейчас величиной порядка двух с четвертью триллионов тонн (2,272 млрд. т). Размещение их весьма характерно: впервые наряду с теплыми поясами в качестве угленакопителя начинает фигурировать умеренная гумидная полоса; иначе говоря, площадь угленакопления вновь резко расширяется, захватывая области с пониженной температурой. Главной зоной формирования углей, однако, остаются теплые пояса и, в частности, тропический влажный; здесь накапливаются почти 2 триллиона тонн (1967 млрд. т). Из них на западную оконечность тропиков — территорию Сев. Америки (Аппалачи и прилежащие участки платформ) приходится 1032,7 млрд. т, на Зап. Европу — 719,8 млрд. т., на юг СССР (Донбасс, Сев. Кавказ) — 519,32 млрд. т. Во влажных субтропиках формируется очень небольшая масса углей: по подсчетам для Караганды и других площадей СССР она составляет всего 3,3 млрд. т; но к этой величине надобно добавить еще неучтенные,

но, возможно, значительные запасы углей в Китае. Угли северной умеренной полосы представлены нижними горизонтами Тунгусского бассейна, составляющими по приблизительной оценке около 200 млрд. т. Таким образом, хотя угленакопление в умеренной климатической зоне среднего и верхнего карбона и велико по абсолютной массе, в общем балансе углей того времени оно играет малую роль.

*Пермский период* отличается еще большей интенсивностью углеобразования даже по сравнению с карбоном: угольная масса его измеряется 5264 млрд. т, т. е. в два с половиной раза больше средне- и верхнекарбонной. При этом в формировании углей более или менее отчетливо проступают две эпохи, разделенные коротким временем ослабления этого процесса. Первая обнимает вторую половину нижней перми и самое начало верхней; в это время возникают угли Печорского бассейна, Таймырского, балахонской свиты Кузбасса, Минусинский и Горловский бассейны, нижняя половина пермских отложений тунгусской свиты, угли Китая, Южн. Африки, нижние половины угленосных толщ Австралии и Индии; общая масса углей составляет около 4000 т. Вторая пермская эпоха угленакопления обнимает средину (и конец?) верхней перми; в это время продолжается угленакопление в Тунгусском бассейне, возникает ерунаковская свита в Кузбассе и заканчивается углеобразование в Индии и Австралии; суммарная масса углей составляет около 1300 млрд. т.

Климатическая локализация пермского угленакопления чрезвычайно характерна. На простирации экватора — и потому, казалось бы, в тропической влажной зоне — располагаются угли Индии и Вост. Австралии. Однако наличие в угленосной толще остатков флоры Гондванского типа с *Glossopteris* и *Gangamopteris* с древесиной, обладающей годичными кольцами роста, по составу сходной с тунгусской флорой умеренной полосы, исключает толкование индо-австралийского угленакопления в качестве тропического и заставляет относить к образованиям области умеренного климата. Последнее возможно лишь при допущении, что область Индии и Австралии в пермский период была еще достаточно приподнята в рельефе. Мы имеем здесь дело, следовательно, с вертикальной зональностью угленакопления. Общие массы углей на этой приподнятой площади тропической зоны составляют несколько более 200 млрд. т. *На остальной низко расположенной территории пермской тропической зоны угленакопление полностью отсутствовало.* Это и естественно, если вспомнить, что влажные тропики тогда приходились на средиземноморскую геосинклинальную зону, в значительной мере залитую морем.

Единственными областями, где в пермский период в громадных массах накапливались угли, были влажные субтропики и умеренная зона; при этом интенсивность углеобразования в обеих зонах была примерно одинакова: около 2400 млрд. т в субтропиках и около 2900 млрд. т в умеренной климатической полосе.

*Триасовый период* отличается резко выраженным ослаблением углеобразования; хотя точек с углями довольно много и они широко разбросаны, но в каждой отдельной точке углей обычно весьма мало; угольные пласты малочисленны и маломощны; как правило, ниже рабочей мощности. Поэтому массы учтенных углей триаса ничтожны — около 21 млрд. т. Что касается размещения их по климатическим поясам, то в этот период мы вновь наблюдаем появление углей в тропической влажной зоне — в Сев. Америке и в Вост. Австралии. При этом именно к тропикам и приурочены практически все угли: 20,0 млрд. т в США (в формации Нью-арк) и всего около 1 млрд. т в субтропической полосе СССР. После учета триасовых углей Китая и Японии запасы субтропических углей, вероятно, заметно возрастут, но переместится ли в субтропическую полосу центр угленакопления, — остается неизвестным.

*В юрский период* наступает следующая волна интенсивного угленакопления: уже в лейясе формируются 655 млрд т, в доггере учтенные запасы возрастают до 1394 млрд т, в мальме — падают до 564 млрд т. Территориально угли распределяются очень характерно и в значительной мере сходно с пермской схемой. В нижне- и среднеюрскую эпохи в тропической влажной зоне накопления углей единичны и локализуются исключительно в Сев. Америке (Мексика, Гватемала); запасы неизвестны, но видимо невелики. К субтропической полосе относятся угольные месторождения Кавказа и Закавказья, Средней Азии, Индии, Индокитая, общей массой около 560 млрд т. В северной умеренной зоне сформировались угли Челябинского и Тургайского бассейнов, Канско-Ачинского, Иркутского, Тувинского бассейнов и Сев. Китая, составляющие суммарно около 1500 млрд т. В верхнеюрскую эпоху сохраняется принципиально также схема климатической локализации углей, но значимые практически месторождения приурочены исключительно к северной умеренной полосе, где в Ленском бассейне Сибирской платформы сосредоточена практически вся верхнеюрская угольная масса.

*В нижнемеловую эпоху* угленакопление вновь резко интенсифицируется, ибо для одной только территории СССР учтенные запасы измеряются огромной цифрой почти в 2500 млрд т. Кроме того, угли распространены в Сев. Америке (США, Канаде), в Китае и Японии, что после учета, вероятно, значительно увеличит общие массы углей. В локализации угольных масс следует отметить отсутствие месторождений во влажной тропической зоне и ограниченное распространение в субтропиках. *Подавляющая масса углей сосредоточена в северной умеренной полосе.*

Для большей части *верхнемеловой эпохи* характерно весьма ослабленное угленакопление; даже на огромной территории Евразии оно дало всего 58 млрд т. Но в конце верхнего мела углеобразование вновь резко усиливается и затем остается интенсивным в течение всего палеоцена и эоцена. Поэтому целесообразно объединить конец мела и палеоген в единую углеобразовательную эпоху и рассмотреть их вместе.

Учтенная до сих пор масса возникших в течение ее углей колоссальна и выражается цифрой приблизительно в 4250 млрд т, но распределена она крайне неравномерно. На тропическую зону, представленную месторождениями Южн. Америки, Африки, Индии, Индокитая, Суматры и Борнео, но учтенную лишь весьма поверхностно, приходится всего 4,7 млрд т; на южную и северную субтропические влажные зоны, одна из которых протягивается от побережья Мексиканского залива в Европу (Днепровский и Ахалцихский бассейны) и затем в восточную Азию, а другая намечена в Австралии, падает уже 114 млрд т; на северный же умеренный пояс — колоссальная масса в 4030 млрд т, причем вся эта машина локализована, в сущности, на одной территории Сев. Америки, на участке, примыкающем к Скалистым горам. Резкая сдвинутость угленакопления в область умеренного климатического режима выступает чрезвычайно наглядно.

*Неогеновый период* принадлежит к числу периодов сильно ослабленного углеобразования: учтенная масса неогеновых углей составляет всего 105 млрд т, из них на тропическую зону (Филиппины) приходится всего 0,7 млрд т, на влажные субтропики (в Зап. Европе и Японии) — 27 млрд т, на умеренную зону (Южноуральские, Томские, Ленские, Бикинские, Сахалинские угли) — 78 млрд т.

В современный геологический момент торфообразование распространено весьма широко, но пространственно локализовано асимметрично: оно явно тяготеет к средним и высоким широтам северного полушария с умеренным и холодным климатом, убывая к широтам низким с климатом теплым. Это отражается не только в размерах площадей, покрытых торфяниками, но и в мощностях торфов, т. е. в скоростях их нарастания.

По данным Г. Ф. Крашенинникова, в тундрах мощность торфа составляет всего 0,25—0,3 м, в северной части таежной зоны 3—4 м, в центральной и южной полосах лесной зоны умеренного климата нередко 8—9 м. а иногда и больше; но при дальнейшем продвижении к югу мощность торфяных отложений вновь начинает уменьшаться, так как с повышением летних и среднегодовых температур при относительно сухом климате интенсивность распада органического вещества возрастает быстрее, чем увеличивается ежегодный прирост растительного материала. В тропических странах торфонакопление не имеет широкого распространения, за исключением районов, обладающих местными специфическими особенностями. В Африке, например, согласно данным З. Ю. Шокальской (1950), *торфяники на низких гипсометрических уровнях очень редки даже в самых влажных районах, но заметно распространены в горных областях, где вследствие вертикальной зональности климат является умеренным.*

Резюмируя изложенное, можно считать установленными следующие факты (табл. 40).

Таблица 40

Климатическое размещение углей в млрд. т

| Геологический возраст          | Тропическая влажная зона | Субтропическая влажная зона | Умеренная влажная зона                                |
|--------------------------------|--------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------|
| Девон . . . . .                | 0,09                     | Нет                         | Нет                                                   |
| Нижний карбон . . . . .        | 82,6                     | 73+ ?                       | »                                                     |
| Средний и верхний карбон . . . | 1967                     | 3,3+ ?                      | 300 (вертикальная умеренная зона в тропическом поясе) |
| Пермь . . . . .                | Нет                      | 2360                        | (200) + 2904                                          |
| Триас . . . . .                | 20                       | 1                           | Нет                                                   |
| Лейас и доггер . . . . .       | Очень мало               | 560                         | 1500                                                  |
| Мальм . . . . .                | Нет                      | Нет                         | 568,4                                                 |
| Нижний мел . . . . .           | »                        | Мало ?                      | 2500                                                  |
| Конец верхнего мела—эоцен . .  | 4,7                      | 114                         | 4030                                                  |
| Неоген . . . . .               | 0,7                      | 27                          | 78                                                    |

1. В сколько-нибудь значительном развитии угли приурочиваются строго к площадям гумидных зон, за пределы которых они практически не выходят. Правда, имеются иногда ничтожные углепроявления и среди красноцветных отложений аридной зоны, как, например, в казанских отложениях Татарии, в татарских слоях Башкирии (Давлеканово); но сами такие находки крайне редки и локализованы в краевой части засушливых поясов; они связаны, по-видимому, с оазисами среди полупустыни, питаемыми локально развитыми подземными водами. Таким образом, накопления органического вещества на континентах явно моноклиматичны.

2. Внутри гумидных площадей, взятых как целое, угли возникают при весьма разном конкретном климатическом режиме: при тропическом влажном, субтропическом влажном, умеренном и даже при бореальном, включая зону вечномерзлых грунтов.

3. В разные периоды истории Земли роль каждого из названных климатических поясов в общем угленакоплении резко менялась. Существовали эпохи, когда тропический влажный пояс бывал главным или даже единственным угленакопителем — D<sub>2</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>2+3</sub>, Т, и периоды, когда центр угле-

образования резко перемещался в умеренную зону, в тропическом же влажном поясе накапливались лишь ничтожные массы угля: Р, J<sub>1+2</sub>, J<sub>3</sub>, Cr<sub>1</sub>, Pg, Ng, современная эпоха. Нужно отметить, однако, что локализация главного угленакопления в тропическом влажном поясе встречается реже, чем локализация в умеренных широтах, и характерна почти исключительно для палеозоя; начиная с перми, центр углеобразования устойчиво смещен в умеренные климаты.

4. В результате указанных смещений центра угленакопления суммарные массы углей, возникшие в разных гумидных поясах, сказываются существенно неодинаковыми. Так, учтенные запасы углей былых тропических влажных зон составят около 2100 млрд. т, запасы, сформированные в прежних субтропических влажных поясах, — 3100 млрд. т, запасы же, генерированные на площадях былых умеренных зон, — около 12 000 млрд. т. Разница цифр столь существенна, что ее следует признать отражающей реально имеющиеся в природе соотношения. Таким образом, несомненно, что главная масса углей возникла в прошлом на территории умеренного климата и лишь второстепенная в тропическом влажном.

Естественно встает вопрос о механизме, вызывающем такого рода локализацию углей внутри общей площади гумидных зон.

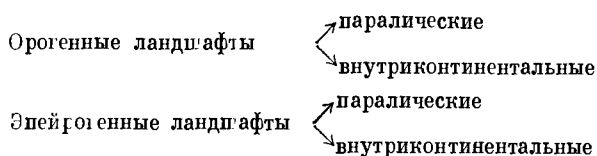
Г. Ф. Крашенинников (1957) видит эту причину в неодинаковых соотношениях в разных климатах между интенсивностью годичного прироста органической массы растений и годичным же ее разложением. В тропической влажной зоне повышенная температура и большая влажность создают усиленную продуктивность лесов; но те же два фактора одновременно усиливают и бактериальные процессы разложения растительного опада; в результате неразрушенный, фоссилирующийся в торфянике остаток оказывается относительно небольшим. В умеренной полосе абсолютный годовой прирост биомассы, благодаря пониженной температуре и влажности, значительно меньше, чем под тропиками; но зато процессы распада здесь ослаблены в еще большей степени; в результате остаток от разложения (в виде торфяного пласта) оказывается большим, чем под тропиками.

Несмотря на правдоподобность этого объяснения, все же остается непонятным, почему описанный механизм не помешал накоплению в тропиках больших масс углей в средне-верхнекарбоновые эпохи, но оказался действенным лишь в перми и в последующие периоды? Мне представляется, что, придерживаясь только изложенной концепции, найти удовлетворительное объяснение отмеченному факту нельзя. Это заставляет искать других — дополнительных или, может быть, даже главных причин, контролирующих размещение углей внутри общей площади гумидного климата. Чтобы обнаружить их, необходимо рассмотреть те типы ландшафтно-тектонических обстановок, в которых совершалось угленакопление в прошлые геологические эпохи.

### 3. Угленакопление на тектонически активных площадях и его особенности

Ландшафтно-тектонические обстановки образования угольных месторождений весьма разнообразны. Среди них отчетливо различаются две группы углеобразующих ландшафтов. Одни из них локализованы на территориях тектонически активных, другие, напротив, на площадях с пассивным тектоническим режимом. Первые могут быть условно названы *орогенными* углеобразующими ландшафтами, вторые — *эпейрогенными*. При этом внутри каждой группы различаются два гомологических ряда: одни ландшафты — *приморские*, *паралические*, другие — удаленные от моря, *внутриконтинентальные*.

Таким образом, общая классификация углеобразующих ландшафтов имеет такой вид:



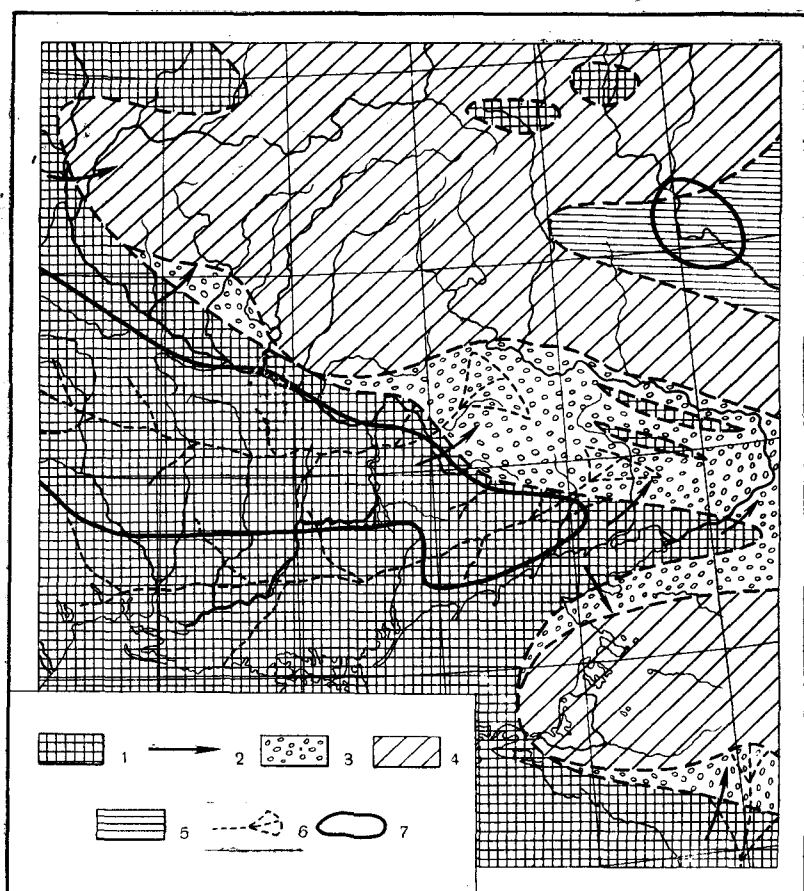
Рассмотрим несколько подробнее характер и условия угленакопления в каждом из этих ландшафтов.

Наиболее типичными паралическими орогенными ландшафтами были ландшафты, породившие угленосные формации  $C_{2+3}$  США, Франко-Бельгийского бассейна, Рура, Силезии, Донбасса, Воркуты, Ларамии и других.

*Основной особенностью этих ландшафтов было нахождение наклонной к морю равнины перед всдымающимися горными цепями центральных частей геосинклинальных зон.*

Тектоническая позиция этого типа ландшафтов была достаточно изменчива. Иногда ландшафты практически целиком совпадали с собственно предгорным прогибом (как в  $C_{2+3}$  Донбасса), но чаще значительно заходили на прилежащие части платформы, например в  $C_2$  Зап. Европы, особенно же в  $C_{2+3}$  США и в  $C_2 + P_2$  там же. В соответствии с этим изменялась ширина углеобразующего ландшафта, колеблясь от 100—120 до многих сотен километров. Горы, питавшие седиментацию ландшафта обломочным материалом, в одних случаях близко подступали к морю, и тогда ширина ландшафта убывала и возрастала грубозернистость возникавших на нем осадков, в других — отодвигались от моря, и тогда отложения становились более тонкозернистыми. Море, по направлению к которому была наклонена паралическая равнина, то было огромным (как в случае Донбасса, США), то очень небольшим, как в Зап. Европе, в Сев. Америке в эпоху ларамийского угленакопления и других местах. При всех этих модификациях ландшафтных особенностей тектонический режим, на базе которого существовал паралический ландшафт и развивалось угленакопление, был в своих главных чертах достаточно однотипен. Он характеризовался интенсивным общим прогибанием территории ландшафта, на фоне которого имели место эпизодические, но частые восходящие движения. Это обстоятельство придавало развитию седиментационного процесса ярко выраженный циклический характер. Ход событий и основные черты палеогеографии циклов были поэтому сходны, варьируя лишь в деталях; мы рассмотрим их на примере Донбасса, в последнее время хорошо изученного с этой точки зрения (Л. Н. Ботвинкина, Ю. А. Жемчужников, А. П. Феофилова и др.).

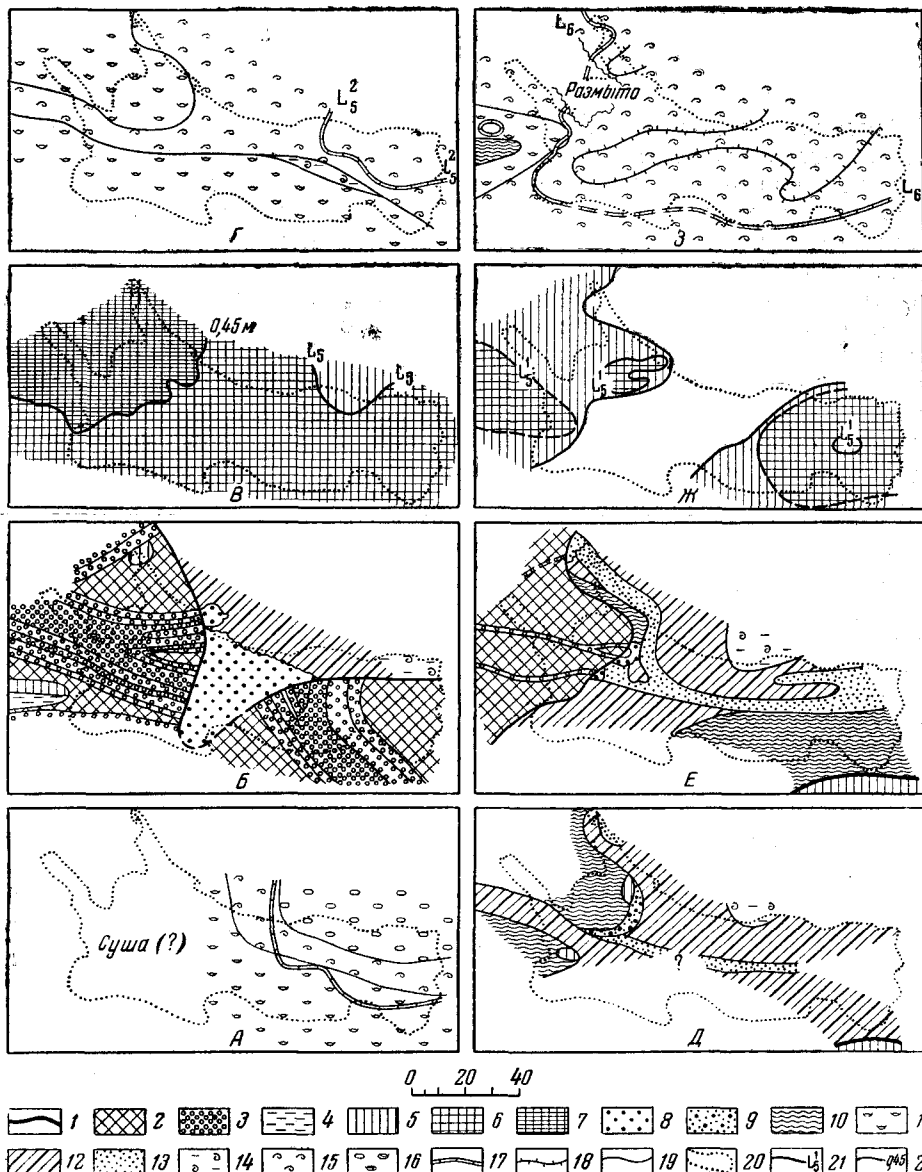
В момент поднятий наклонная равнина представляла собою сухопутную область, по которой стекали реки; море было далеко отодвинуто и заходило на равнину, главным образом своей лагунно-заливной частью (фиг. 155, 156). Возвышенности у верхнего края наклонной равнины обладали, по-видимому, расчлененным рельефом и в речных долинах отлагалось много обломочного материала, порой грубозернистого. Но пролювиальные конусы выноса все же в составе отложений отсутствуют, что свидетельствует о большой ширине побережной равнины. После некоторого периода развития восходящие движения прекращались и наступал более или менее значительный промежуток относительного тектонического покоя, когда эрозионные процессы опережали тектонические. За это время возвышенности у верхнего края наклонной долины, а равно и междуречные водо-



Фиг. 155. Фации среднего карбона (московский ярус).

1 — области размыва; 2 — направление сноса; 3 — чередование континентальных, прибрежно-морских и морских терригенных осадков, содержащих пласты известняков и углей; 4 — прибрежно-морские и морские, преимущественно терригенные осадки с прослоями карбонатных; 5 — морские, преимущественно карбонатные осадки; 6 — предполагаемое направление речных артерий; 7 — контуры современных кристаллических массивов.

разделы, срезались, долины заполнялись осадком, становившимся все более тонкозернистым, рельеф равнины нивелировался. Уровень грунтовых вод из-за ухудшившегося их дренажа подымался и прибрежная наклонная равнина заболачивалась. Возникал обширный торфяник, покрывавший всю площадь равнины; в Донбассе он протягивался с северо-запада на юго-восток больше, чем на 300 км, поперек на 150—175 км. Такие огромные размеры торфяника обуславливали чрезвычайную устойчивость угольного пласта Донбасса по простиранию и вкрест его. Но длительность периода формирования пласта бывала обычно незначительной, что обуславливало малую мощность угольных пластов, измеряемую в Донбассе 0,5—1,5 м, редко больше. Довольно скоро тектонические движения вновь усиливались, причем становились нисходящими, что вызывало быструю трансгрессию моря на всю доступную наблюдению часть прибрежной равнины и даже за ее пределы. Возникала большая или меньшая морская толща верхней части цикла.



Фиг. 156. Палеогеография Донбасса в отдельные моменты циклов (по Л. Н. Ботвинкиной).

А — трансгрессивная часть цикла  $L_4^1 - L_5^1$ ; Б — конец регрессивной части цикла  $L_5^1 - L_5^2$  (перед заболачиванием); В — распределение болот в конце регрессии и торфяников в начале трансгрессии в цикле  $L_5^1 - L_5^2$ ; Г — трансгрессивная часть цикла  $L_4^1 - L_5^2$ ; Д — начало регрессии в цикле  $L_5^1 - L_6^1$ ; Е — конец регрессии в цикле  $L_5^1 - L_6^1$  (перед заболачиванием); Ж — распределение болот в конце регрессии и торфяников в начале трансгрессии в цикле  $L_6^1 - L_6^2$ ; З — трансгрессивная часть цикла  $L_5^1 - L_6^1$ .

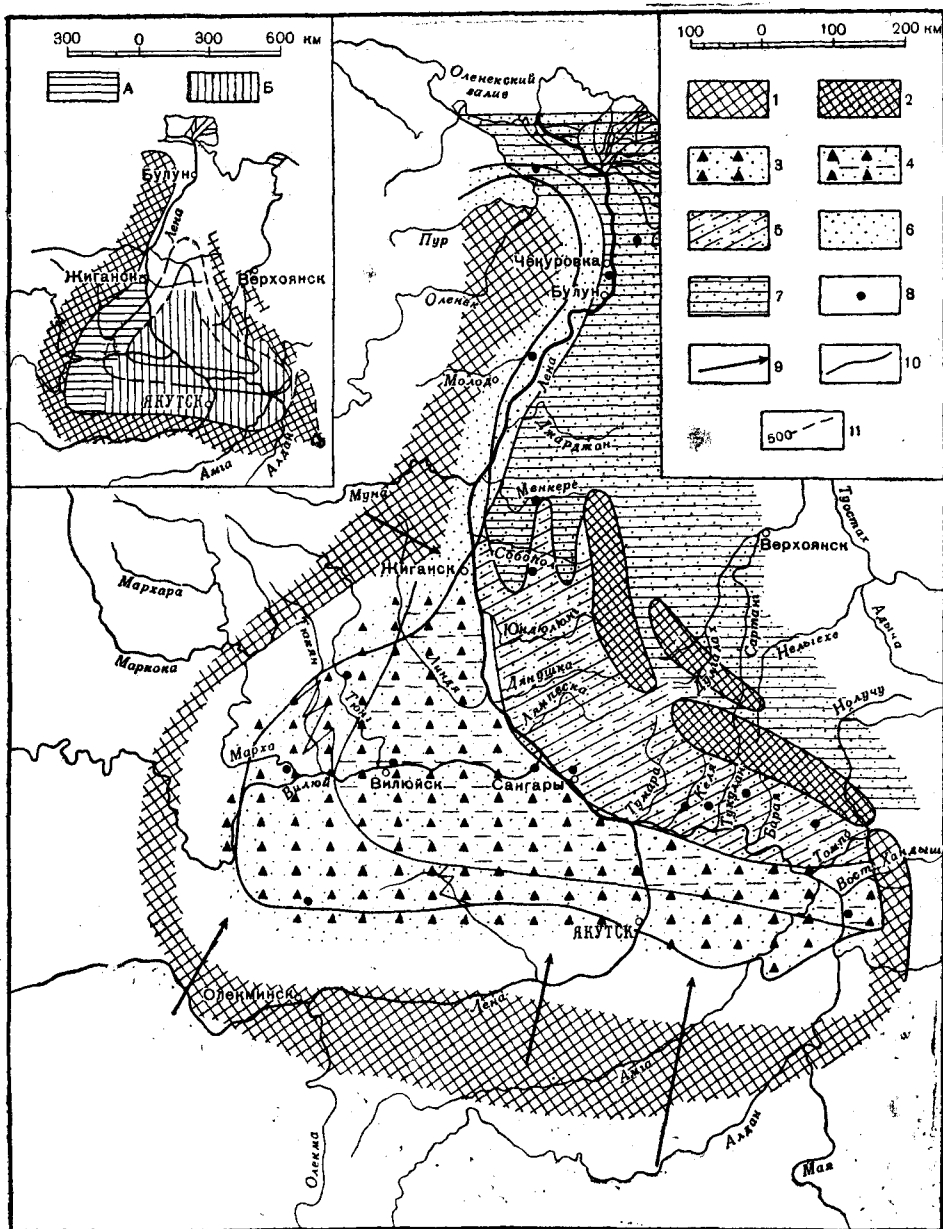
1 — береговая линия; 2 — площадь суши, где осадконакопления не происходит; 3 — речные отложения (более густым расположением знаков показана большая мощность аллювия); 4 — озерные отложения; 5 — отложения застойных водоемов и болот (фации «почвы» и «подпочвы» угольных пластов); 6 — отложения торфяных болот; 7 — отложения торфяных болот с более интенсивными торфоотложениями; 8 — песчаные отложения подводной части дельты; 9 — преимущественно песчаные отложения прибрежных отмелей, пересыпей, кос; 10 — алевритовые и песчано-алевритовые отложения мелководья лагуны и заливов; 11 — глинистые отложения с солончатоводной фауной; 12 — песчано-алевритовые отложения зоны волнений прибрежной части моря; 13 — песчаные отложения зоны морских течений; 14 — преимущественно мелкоалевритовые отложения с обедненной и авригалинной морской фауной; 15 — глинистые отложения с морской фауной; 16 — наиболее удаленные от берега глинистые отложения с морской фауной и обильными карбонатными конкрециями; 17 — границы распространения известняков; 18 — изопакхита пласта известняка  $L_6$  двухметровой мощности; 19 — границы фаций; 20 — контур открытой части Донбасса; 21 — границы распространения угольных пластов; 22 — изопакхиты мощности угольного пласта.



Описанный ход событий в Донбассе повторился за время образования угленосной толщи свыше полутора раза, понятно, несколько модифицируясь при этом; различия касались главным образом интенсивности развития поднятий и регрессии моря в начале цикла, степени заболачивания равнины и размеров торфонакопления, наконец, силы трансгрессии моря во второй половине циклов. Эти особенности отдельных циклов и показаны на фиг. 156. Но несмотря на некоторые видоизменения палеогеографии, общий ход событий воспроизводился с изумительным постоянством, и что особенно важно, *само угленакпление в Донбассе каждый раз локализовалось практически на весьма близкой географической площади*. Наиболее успешно протекало оно в более повышенных западных и юго-западных участках предгорного прогиба, слабее на востоке и юго-востоке, где многие пласты расщепляются на более тонкие пачки, разделяющиеся песчано-глинистыми породами. Важно подчеркнуть, что хотя угленакпление локализовалось на площади тектонически достаточно активной, оно строго *приурочивалось к моментам длительного ослабления колебательных движений, нивелировки рельефа и почти прекращения поступления обломочного материала на площадь торфонакопления*. Мы впервые наблюдаем здесь характерное сочетание условий, кажущихся противоречивыми; с одной стороны, приуроченность угленакпления к районам тектонически достаточно активным в течение длительного промежутка времени, с другой — развитие углеобразования на них лишь в те узкие временные отрезки, когда эта активность оказывалась ослабленной, как бы приглушенной.

В ходе накопления паралических угленосных толщ предгорных прогибов в большинстве случаев отмечается необратимое развитие паралического ландшафта. Оно заключается в том, что море постепенно регрессирует, его набеги на плоскую побережную равнину становятся все более редкими, кратковременными и меньшими по площади. *Приморская равнина постепенно превращается во внутриконтинентальную предгорную депрессию, т. е. в существенно иной тип ландшафта*. Этот ход событий особенно хорошо виден в истории формирования верхнепермского бассейна Воркуты, верхнемеловой угленосной формации Ларами в Сев. Америке, а также в истории верхнеюрской и нижнемеловой паралической формации Виллюйской впадины и Предверхоанского прогиба (фиг. 157, 158). Если в начальные моменты образования этой формации в верхней юре и в валанжине она являлась типично паралической, то в готерив-барремме, благодаря усилившейся регрессии моря, она все больше теряет этот свой характер, а в апте-альбе превращается в типичное образование внутриконтинентальной предгорной депрессии (Коссовская, 1958). Интенсивность угленакпления при этом в одних случаях убывает, в других сохраняет прежнюю силу.

Заметно отличный вариант орогенных паралических ландшафтов развивался в тех случаях, когда паралический ландшафт возникал на базе межгорной депрессии внутренних частей геосинклинальной зоны, среди начавших формироваться складчатых цепей. В этих случаях наклонная к морю площадка углеобразования приобретала вид клина, суживавшегося вверх, а горы, окружавшие эту площадку, замыкали ее с трех сторон. Живым образом такой обстановки является современная Колхидская низменность, кстати сказать, значительно заторфованная в своей прибрежной части. В прошлые геологические эпохи именно в таких условиях, видимо, возникли угленосные свиты Ашлярикская и Карагандинская в Карагандинском синклинии. Близость гор во всех случаях определяла весьма малую сортированность и полимиктовость обломочных пород, особенно если размеры межгорной впадины были малы, как, например, в Карагандинском синклинии. Тектонические движения разного знака



Фиг. 157. Распределение фаций в верхней юре (по А. Г. Коссовской).

1 — суша; 2 — области резко сокращенной седиментации и размыва; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-оверные) угленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (дельтовые, заливно-лагунные и др.) угленосные осадки; 5 — прибрежно-морские угленосные осадки; 6 — прибрежно-морские песчаные осадки; 7 — осадки открытых участков моря песчано-алевроитоглинистого состава; 8 — точки наблюдений; 9 — направление поступления обломочного материала; 10 — граница современного распространения отложений верхней юры; 11 — изолинии мощностей средней юры. Терригенно-минералогические провинции; А — эпидото-ильменито-роговообманковая; Б — диорито-апатито-гранатовая.

в таких условиях вызывали то значительное затопление котловины, то обсыхание ее с образованием заболоченных низин и торфяников. В связи с меньшими размерами паралической равнины в межгорных котловинах, расположенных среди формирующихся складчатых цепей, меняется и характер возникающих угольных пластов. Они становятся гораздо менее выдержанными, хотя иногда и достаточно мощными (Экибастуз).

Существенно иначе выглядел другой углеобразующий ландшафт, возникавший также на тектонически активных площадях, но уже в отдалении от моря и вне какой-либо с ним связи во внутренних частях континента. Это ландшафт ограниченных по размерам межгорных депрессий.

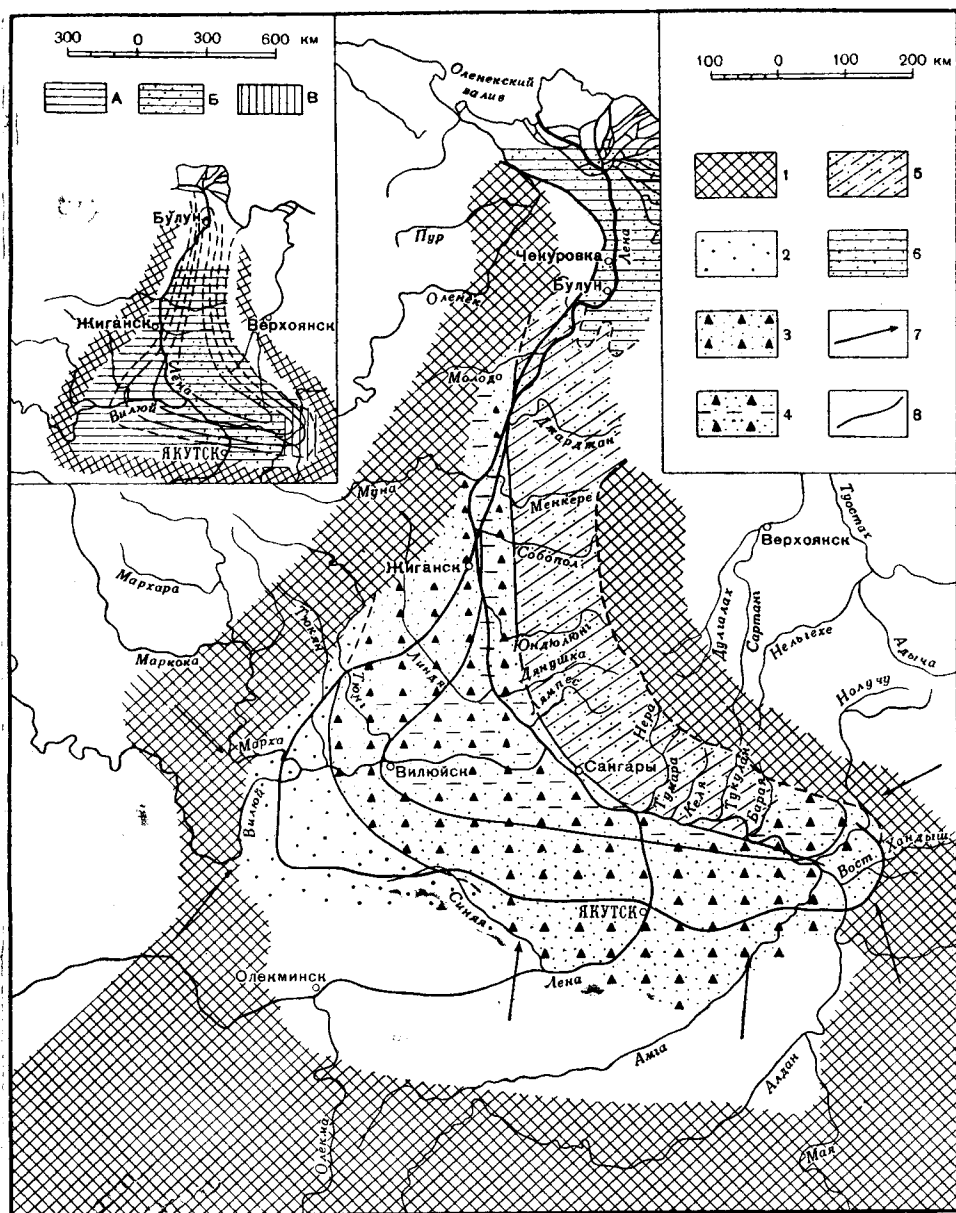
Представителями этого типа являются площади, на которых возникали угленосные толщи верхней части  $S_1$  в Вилуйской впадине, а также свиты верхнего палеозоя Караганды (надкарагандинская, долинская, наддолинская, шаханская), угленосная толща Кузбасса, верхние свиты юрских месторождений Сев. Урала (Волчанское, Богословское и др.), юрские месторождения Убаганского угольного бассейна, Черемховский, Южно-Якутский и Буреинский бассейны и др. Тектоническая основа, на которой развивались орогенные внутриконтинентальные углеобразующие ландшафты, и самый способ их возникновения были различны. В некоторых случаях (Буреинский бассейн, Караганда) углеобразующий внутриконтинентальный ландшафт межгорной впадины последовательно развивался из предшествующего ему геосинклинального морского или паралического благодаря регрессии моря. В других — он формировался на базе только что возникшей молодой платформы в результате оживленных дифференциальных движений ее блоков, малых по размерам, с образованием грабен; так возникли юрские месторождения Сев. Урала (Волчанское, Богословское и др.), юрские месторождения Убаганского района (Тургайский прогиб) и др. Наряду с этим в ряде мест углеобразующие ландшафты межгорных впадин формировались и на площадях древних (докембрийских) платформ, локально значительно тектонически активизировавшихся; таковы, например, ландшафты, породившие Черемховский, Южно-Якутский, отчасти Канско-Ачинский угленосные бассейны и др. Благодаря различиям тектонической природы субстрата, на котором развивались частные внутриконтинентальные угленакопляющие ландшафты, палеогеографический характер их, равно как и фациальный состав и строение возникших угленосных формаций, заметно варьировали, но в то же время обладали многими общими чертами, позволяющими объединять все эти ландшафты и их отложения в единый тип.

Петрографический состав межгорных угленосных формаций однотипен: гравийники, пески, алевроиты, глины, угли, сидеритовые конкреционные руды.

Обломочные породы в лучшем случае мезомиктные, чаще же полимиктовые, обычно плохо сортированные. Совокупные мощности угленосных формаций межгорных впадин большие: многие сотни метров, иногда 1000—1500 м и выше.

Фациальный анализ показывает, что породы, слагающие угленосные межгорные формации, представляют собою частью конуса выноса потоков, сбегавших с окружающих депрессии возвышенностей, частью отложения речных долин и озерных бассейнов, заполнявших центральные части депрессий, и болот, развивавшихся из озер. Конкретная палеогеография межгорных впадин была неодинакова. Можно различить четыре подтипа.

Первый подтип межгорного ландшафта был свойственен Кузбассу в эпоху отложения его верхних угленосных толщ — ильинской и ерунаковской



Фиг. 158. Распределение фаций в нижнем мелу (первая половина) (по А. Г. Коссовской).

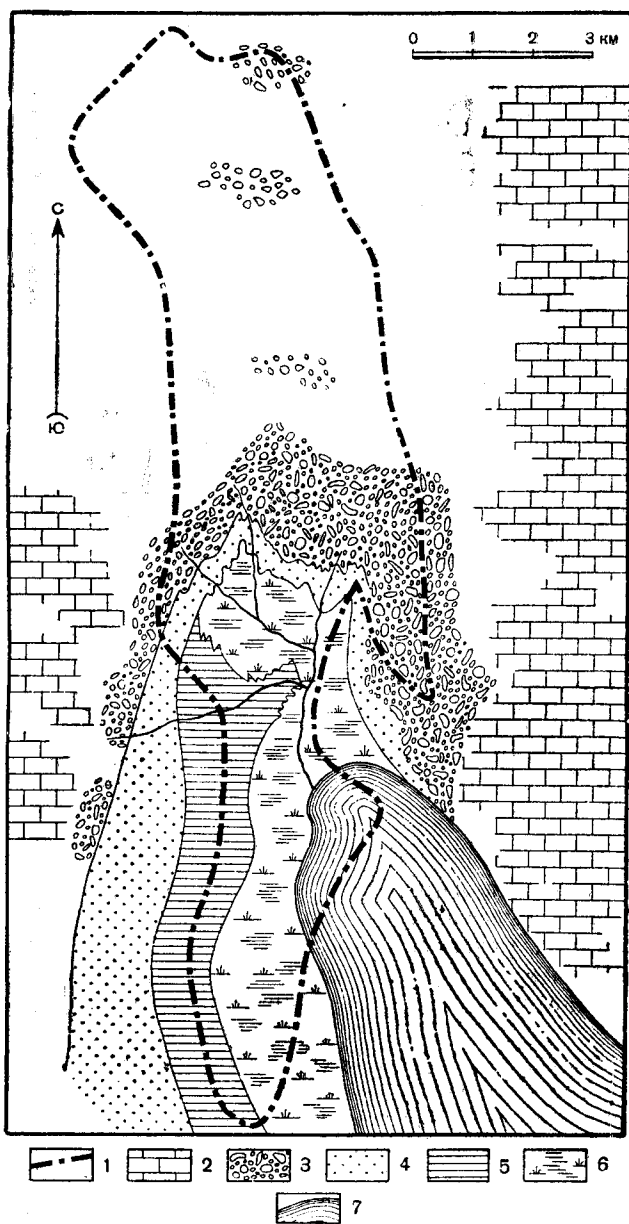
1 — суша; 2 — аллювиальные, преимущественно песчаные осадки; 3 — преимущественно континентальные (аллювиально-озерные) угленосные осадки; 4 — преимущественно прибрежные (дельтовые, заливно-лагунные, озерные) угленосные осадки; 5 — преимущественно прибрежно-морские угленосные осадки; 6 — морские мелководные песчано-алевроитовые осадки; 7 — направления поступления обломочного материала; 8 — граница современного распространения осадков нижнего мела. Терригенно-минералогические провинции: А — эпидото-ильменито-роговообманковая; В — эпидотовая (с обилием кислых плагиоклазов); В — цирконо-апатито-гранатовая.

(Ботвинкина, 1953; Коперина, 1948). Он представлял собою обширную межгорную проточную впадину, центральные части которой были заняты пресным водоемом типа современного Ладожского озера. По периферии озера располагалась полого наклонная к нему плоская аллювиальная равнина, по которой текли многочисленные, более или менее крупные реки, оставившие после себя ленты аллювия; обычно представлены лишь их низовые и дельтовые части. Горный ландшафт располагался в заметном удалении от озерной котловины и потому свойственные ему делювиально-пролювиальные отложения в составе толщи не сохранились. Межгорной впадине был свойственен тот же режим колебательных движений, какой характерен для паралических бассейнов. В эпоху поднятий и регрессий область озерной седиментации суживалась; аллювиально-дельтовые фации продвигались в центральные части котловины. При остановке движений влекла выравнивание рельефа и обширные заболачивания низовьев речных систем, их междуречий и вероятно периферий озерного бассейна; возникали торфяники. При усилении нисходящих движений центральный озерный водоем расширялся, возникали межугольные песчано-алевритовые осадки. Эта цикличность кузбасской толщи принципиально аналогична цикличности паралических угленосных бассейнов. *Вся обстановка этого подтипа внутриконтинентальных межгорных котловин вообще отличалась от обстановки типичных паралических ландшафтов главным образом тем, что возникла вокруг огромного пресноводно-озерного, а не морского бассейна, т. е. является паралимнической.* Угли типично гумусовые, залегают относительно выдержанными (но много меньше, чем в Донбассе) пластами, обычно значительной или даже большой мощности. Близкие условия угленакопления характеризовали, вероятно, Карагандинский синклиорий и Воркутский бассейн в эпоху отложения континентальных угленосных свит.

Особенностью трех других подтипов межгорных котловин являются их малые, а порою и совсем ничтожные размеры. Это обстоятельство приводит к тому, что значительно усложняется фациальный тип отложений; в частности, пролювиально-делювиальные отложения становятся постоянным членом формаций и часто развиты довольно сильно.

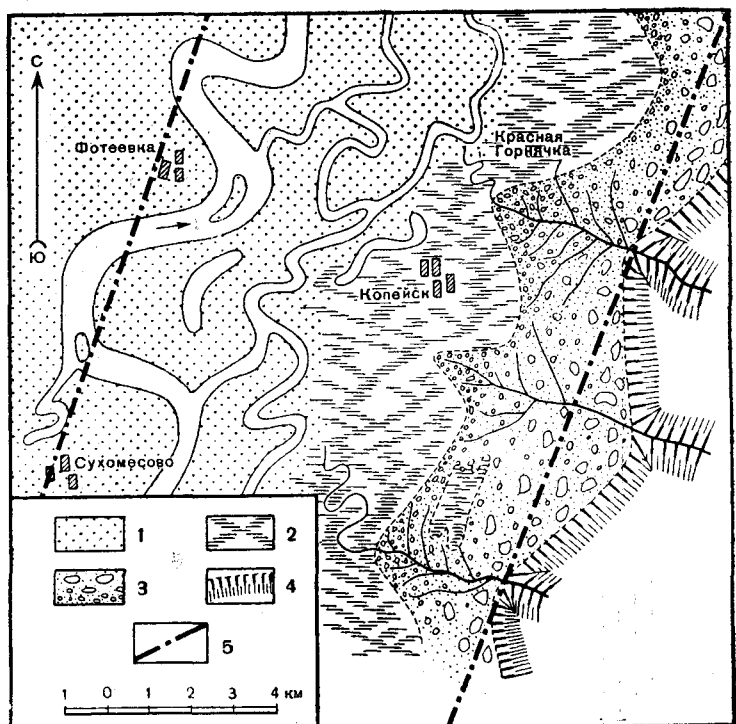
Во втором подтипе, демонстрируемом, например, Волчанским месторождением Сев. Урала (фиг. 159), пролювиальные отложения занимают периферическую часть котловины, аллювиально-делювиальные — более внутреннюю зону, озерно-болотные же — ее центральную часть. Торфяники формировались в этом случае на широкой заболоченной зоне, окаймлявшей озеро. Угли образуют то ряд пластов, то один огромной мощности пласт сложного строения; они по большей части гумусовые, но порою и сапропелевые, подразделенные прослоями углистых сланцев.

В третьем подтипе межгорных котловин, представленном Челябинским бассейном (фиг. 160), в центральной части депрессии располагался не озерный бассейн, а более или менее широкая долина с меандрировавшей по ней рекой, по периферии же котловины — пролювиальные конуса выноса, сложенные грубозернистым, плохо сортированным, грубым материалом пестрого состава. Торфяники, давшие угли, располагались по большей части на прибереговой части поймы, нередко у подножия конусов выноса и между ними, реже в приречной части. Угли гумусовые, лежат мощными пластами, но не выдержаны по простиранию: вклинивающимися прослоями пойменных и пролювиальных отложений пласты часто расщепляются на несколько частей. Само образование торфяников на поймах и у основания конусов выноса (по Г. Ф. Крашенинникову, 1940) связано с своеобразным гидрогеологическим режимом последних: воды, просочившиеся вглубь в верхней части конусов выноса, при измельчении осадка в нижней их части подымались вверх и частью заболачивали основания



Фиг.159. Карта фаций продуктивной свиты южной части Волчанского месторождения (по П. И. Дорофееву).

1 — современный контур месторождения; 2 — области сноса; 3 — фации подножий склонов; 4 — фации аллювиально-дельта-виальных выносов; 5 — фации глин; 6 — болотно-озерные фации; 7 — фации оверных отложений.

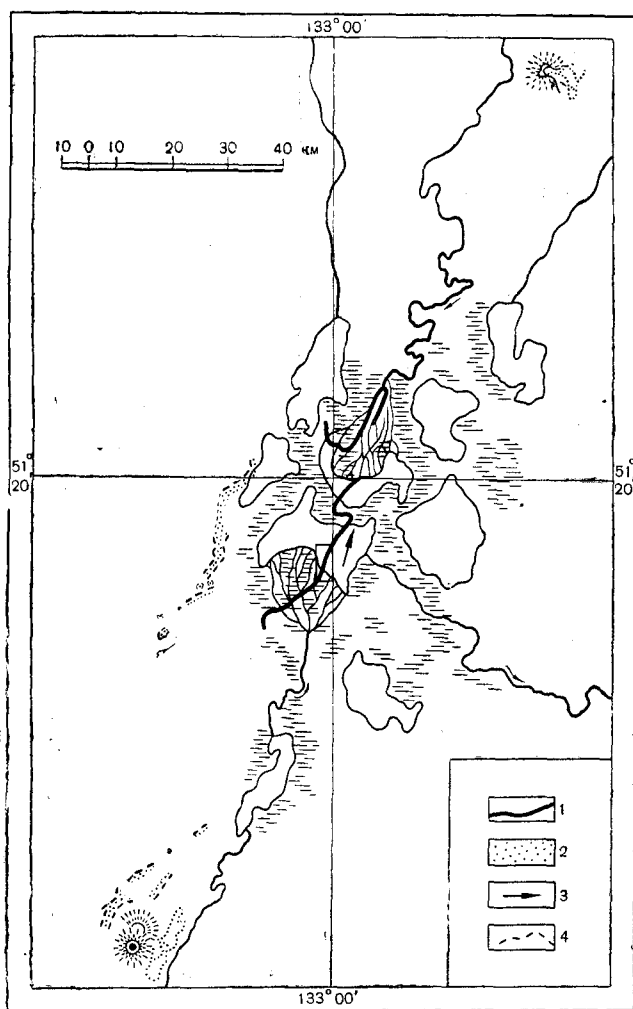


Фиг. 160. Палеогеографическая карта Центрального месторождения Челябинского бассейна для века накопления продуктивной (коркинской) свиты (по Г. Ф. Крашенинникову).

— область осадков продольных русел; 2 — область главных болот; 3 — конуса выноса и пролювиальный шельф; 4 — контур окраины области сноса; 5 — современные границы Челябинского грабена.

конусов выноса, частью изливались на прилежащие части речной долины и заболачивали ее, вызывая торфообразование. Изображенная на фиг. 160 схема фаций эпохи углеобразования передает лишь дошедшую до нас часть прежней межгорной котловины; отложения другой ее части уничтожены впоследствии благодаря поднятиям к востоку и западу от разломов.

Четвертый подтип межгорных котловин отличался сложной и неодинаковой во времени палеогеографической обстановкой; примером их является нижнемеловой Буреинский угленосный бассейн, изученный Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1949). Межгорная котловина развилась здесь на базе юрского прогиба, занятого морем. После регрессии последнего очертания котловины, отличавшейся большими размерами, были еще не вполне ясны. Достоверно лишь, что в центральной ее части располагались озера, а с севера и юга в них стекали реки, формировавшие значительные дельтовые накопления (фиг. 161, 162). Торфяники возникали на поймах рек, в дельтовой их зоне (нечто вроде плавней современной р. Кубани) и в междуозерных пространствах; угли гумусовые, с пластами, по большей части не выдержанными по площади. Степень заболачивания котловины от одного момента времени к другому существенно менялась, что привело к чередованию в разрезе безугольных пачек с угленосными. На втором этапе развития очертания меридионально-вытянутой межгорной впадины сделались более определенными. На западе обозначился поднятый

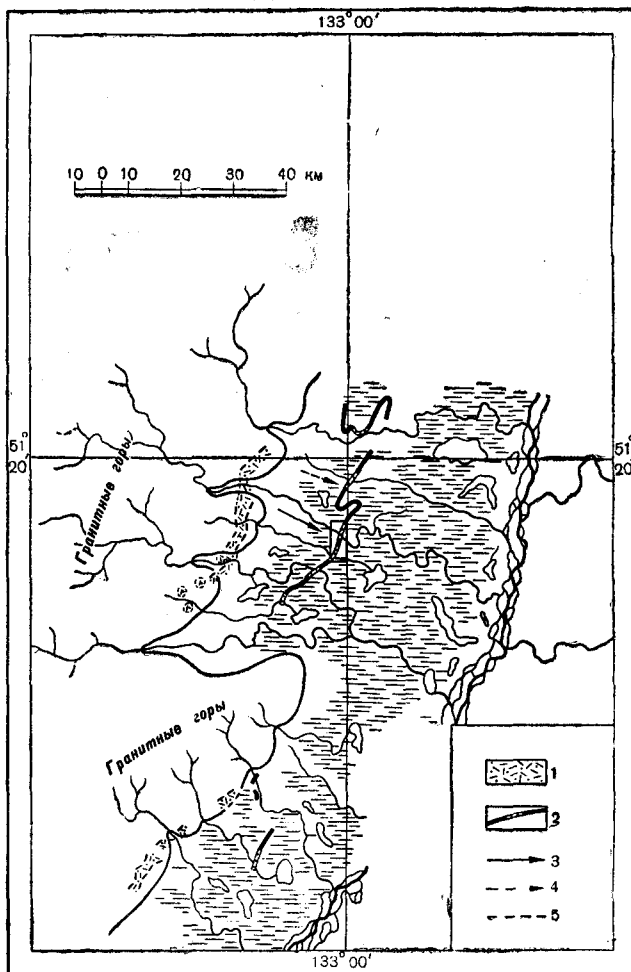


Фиг. 161. Схема ландшафта отложения верхней подсвиты талымжанской свиты (по Т. Н. Давыдовой и Ц. М. Гольдштейну).

1 — выходы пород верхней подсвиты талымжанской свиты (осадки низовьев дряхлеющих рек); 2 — выходы пород солонийской свиты, валающих на гранитах (талымжанская отсутствует); 3 — направление увеличения мощности подсвиты; 4 — тектонические контакты.

борт депрессии, сложенный гранитами, поставившими в депрессию большое количество обломочного материала. В ближайшем соседстве с поднятиями формировались мощные конуса выноса с плохо сортированным материалом. Дальше к востоку располагалась широкая аллювиальная долина, поперек которой с бортов депрессии текли речки, впадавшие в широкую меридионального простирания магистральную реку; восточный борт депрессии не сохранился. Торфяники образовались частью на поймах магистральной реки и ее притоков, главным же образом — на низменных водосборных пространствах между притоками. Угли гумусовые, пласты, связанные с поймами, неустойчивые; отложения на междуречьях отличаются большой выдержанностью по простиранию. Конкретная обстановка на описываемом втором этапе также менялась во времени; при усилении тек-





Фиг. 162. Схема ландшафта времени отложения подсвиты слонийской свиты; конец цикла эрозии — обстановка плоских долин (по Т. Н. Давыдовой и Ц. М. Гольдштейну).

1—2 — выходы пород; 1 — преобладают маломощные, плохо сортированные песчаные и песчано-глинистые породы, или отложения отсутствуют; 2 — по простиранию чередуются площади преобладания: или мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с углями (отложения междуречий), или песчаных пород (отложения русел рек); 3 — направление падения крупности зерна и преобладающего наклона косых слоев в отложениях русел; 4 — направление сноса гранитного материала; 5 — тектонические контуры.

тонических движений на бортах депрессии конуса выноса дальше продвигались на восток, в аллювиальную долину, и углеобразование резко сокращалось; при затухании движений и убывании амплитуды рельефа бортовой части депрессии аллювиальная долина расширялась и угленакпление резко усиливалось. Наряду с такими периодическими изменениями обстановки, отмечалось и направленное ее развитие, заключавшееся в том, что западный борт депрессии, а следом за ним и аллювиальная долина постепенно смещались в западном направлении; это вызвало миграцию в том же западном направлении и главной (междуречной) зоны углеобра-

зования. На заключительном третьем этапе развития стали обозначаться поднятия на восточном борту котловины, сложенной метаморфическими породами, причем поступление обломочного материала столь усилилось, что вскоре угленакопление прекратилось.

Как видим, в истории развития межгорных котловин четвертого подтипа как бы объединены, последовательно сменяя друг друга, ландшафтные условия, порознь представленные в котловинах второго и третьего подтипов.

При всем различии конкретных палеогеографических обстановок в межгорных котловинах у них то общее, что *угленакопление не было непрерывным процессом, но, наоборот, отличалось прерывистостью; оно то возникало и достигало большой интенсивности, то прекращалось нацело.* Поэтому в разрезе мощных угленосных толщ выделяются обычно углесодержащие пачки (горизонты), разделенные гораздо более мощными безугольными. Угленосные пачки, как правило, более тонкозернисты сравнительно с безугольными; в них сильно развиты пойменные старичные отложения; в безугольных же господствуют грубозернистые осадки конусов выноса и аллювия; отложения пойм резко или даже вовсе подавлены. Такое изменение фациального и петрографического типа пород доказывает, что *угленакопление приурочивалось к периодам ослабления тектонических движений, тогда как в безугольные эпохи движения резко усиливались.* Иначе говоря, здесь выступала та же самая закономерность, которую мы уже отмечали в паралическом орогенном угленакоплении.

Обозревая в целом углеобразующие ландшафты и формации, возникшие на базе активного тектонического режима, нетрудно видеть, что по характеру своему они выстраиваются в непрерывный ряд:

- |                                                                                                       |                                                                                      |                                                                                        |                                                                          |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|
| 1. Паралические<br>формации пред-<br>горных прогибов<br>(Донбасс, Рур,<br>C <sub>2+3</sub> США и др.) | → 2. Паралические<br>формации меж-<br>горных впадин<br>(апшлярикская<br>свита и др.) | → 3. Крупные па-<br>ралимнические<br>формации меж-<br>горных впадин<br>(Кузбасс и др.) | → 4. Внутриконтинентальные фор-<br>мации мелких<br>межгорных впа-<br>дин |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------|

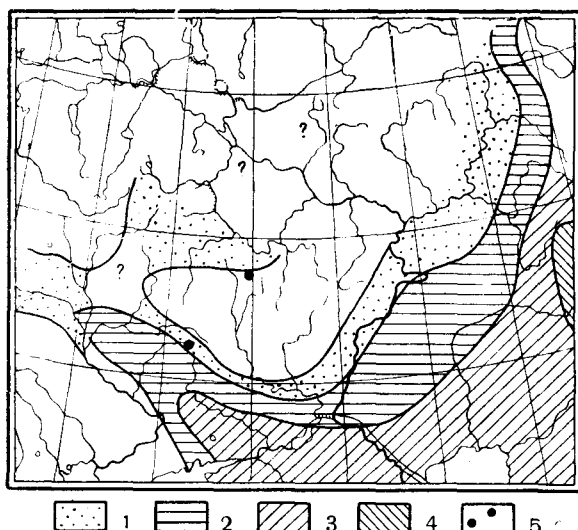
В этом ряду размеры углеобразующих ландшафтов и возникших в них формаций убывают от начала его к концу.

#### 4. Угленакопление на тектонически пассивных площадях и его особенности

Своеобразные ландшафтно-тектонические условия характеризовали угленакопления на тектонически пассивных территориях. Среди ландшафтов этой группы, как указывалось, выделяются те же два типа, что и среди ландшафтов орогенных: паралические и внутриконтинентальные.

Примерами паралических эпейрогенных угольных отложений являются сталиногорские угли Второго Баку, тульские угли Боровичского и других районов Московской синеклизы (фиг. 163), Кизеловский бассейн, угленосные отложения палеогена Азовско-Подольского массива (фиг. 164) и некоторые другие; этот тип угольных бассейнов был в общем не сильно распространен в геологическом прошлом.

Тектонической базой паралических эпейрогенных углеобразующих ландшафтов были чаще всего стабильные участки платформ, но иногда также и краевые части геосинклиналей, когда они временно становились тектонически мало активными (например, Кизеловский бассейн). Пространственно углеобразующие эпейрогенные ландшафты были не только

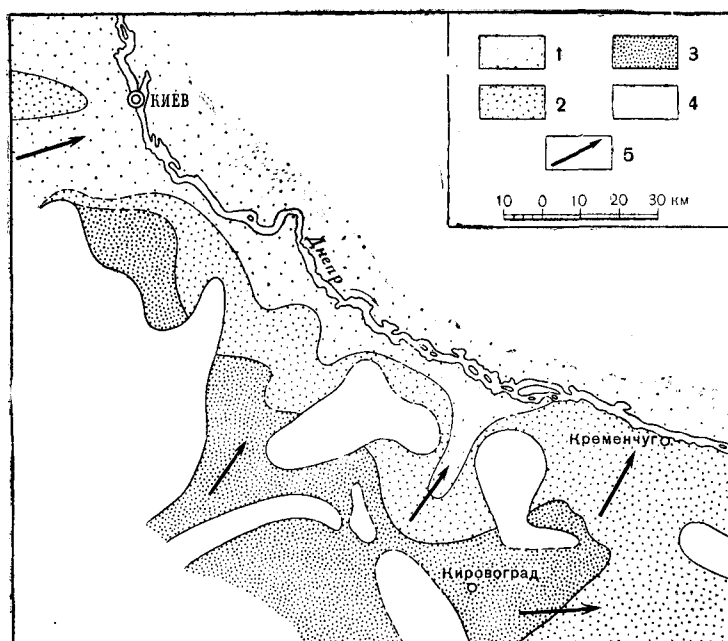


Фиг. 163. Палеогеография сталиногорского века на Русской платформе.

1 — континентальные озерно-болотные и аллювиальные отложения; 2 — морские песчано-глинистые отложения; 3 — известковые отложения; 4 — морские отложения Уральской геосинклинали; 5 — местонахождения бокситов.

удалены от синхроничных тектонически активных регионов, но и изолированы от них. Угленосные формации, возникшие среди этих ландшафтов, образованы обычно толщами в немногие десятки или первые сотни метров и по характеру вмещающих их пород принадлежат к типу кварц-каолиновых, т. е. олигомиктовых, что в совокупности с малыми мощностями и свидетельствует о слабой интенсивности эпейрогенических движений в эпоху углеобразования.

Фациально в составе угленосной толщи различаются обычно: аллювиальные отложения, притом нижних широких частей речных долин, вблизи впадения их в море; дельтовые отложения; разнообразные озерные и болотные осадки, ассоциирующиеся частью с речными поймами, частью с дельтами; отложения периферической заливно-лагунной зоны, а иногда и более внутренней части морского бассейна. Накопление углей приурочивалось главным образом к речным долинам и локализовалось в склоновой их части, а также в их низовьях. Оно происходило в старичных озерах в виде сапропеля, что давало впоследствии богхеды и кеннели, и в торфяниках, возникавших путем постепенного зарастания озер (Сталиногорский горизонт Второго Баку, азовско-днепровские бурые угли и др.). Особенно сильно были развиты эти процессы в самых нижних частях речных долин, переходивших в побережные торфяники мангрового типа. Пласты угля отличаются невыдержанностью на площади, сильными колебаниями мощности на малых расстояниях, сложным строением и часто большой зольностью. При трансгрессии моря побережные торфяники перемещались перед фронтом наступающего моря, при регрессии уходили за ним. В результате возникали пласты угля гумусового типа более устойчивые на площади, чем в речных долинах; примером могут служить боровичские угли тульской свиты. Количество угольных горизонтов в такого рода паралических угленосных формациях ограничено: два-три, редко больше, иногда один; запасы невелики.



Фиг. 164. Фациальные комплексы бучакского яруса в Днепровском бурогольном бассейне (по И. Е. Слензаку, 1946).

1 — морские фации; 2 — континентальные береговые фации; 3 — речные фации;  
4 — области сноса; 5 — главные направления сноса.

Циклическое строение, обычно присущее угленосным толщам, выражено слабее, сами циклы более локальны, а число их мало по сравнению с циклическостью параличских орогенных толщ.

Примерами внутриконтинентальных эпейрогенных угленосных формаций являются тунгусская свита Сибирской платформы, среднеюрские отложения Западно-Сибирской низменности, третичные месторождения Зап. Сибири, среднеюрские угленосные отложения Русской платформы и др.

Тектонической базой этого типа формаций и отвечающего им ландшафта являются исключительно платформенные площади, притом как древние, докембрийские, так и более молодые, эоипалеозойские. При этом в одних случаях углеобразующие мало тектонически активные участки были не только удалены от тектонически активных, но и изолированы от них (Южно-Уральские и Башкирские), в других же они вплотную подходили к активным и с ними сливались (Тунгусская впадина). Характер угленосных формаций при этом, конечно, несколько менялся.

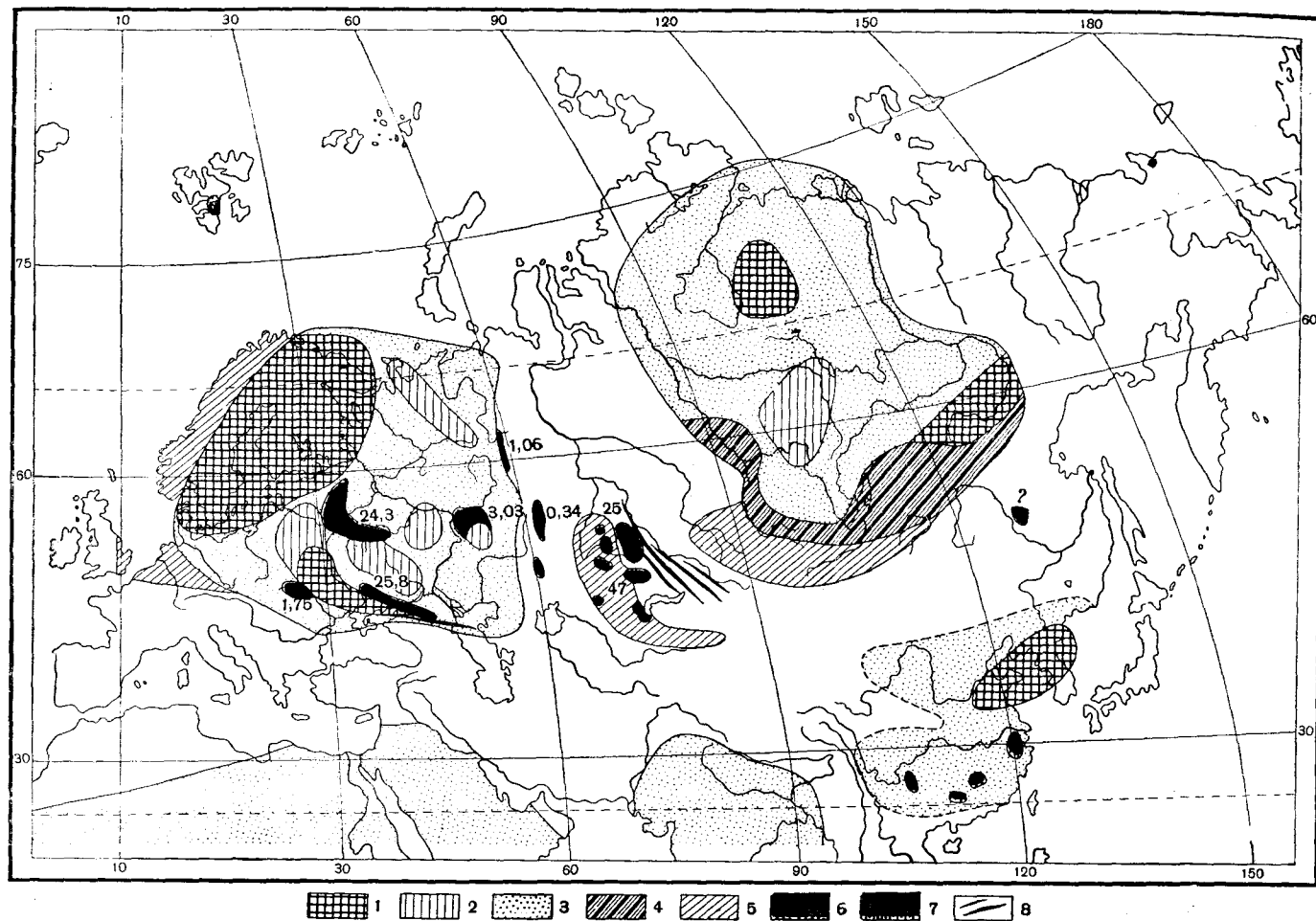
На площадях, удаленных и изолированных от областей активного тектонического режима, мощность угленосных толщ варьирует от немногих десятков до первых сотен метров. По фациальному типу это комплексы озерно-болотных и речных отложений, по петрографическому составу кварцево-каолиновые накопления. Угольные пласты в одних случаях подчинены аллювиальным отложениям, следовательно, образовались в пределах речных долин, в старицах и озерах на прибереговых частях пойм; в других — сочетаются с собственно озерно-болотными отложениями, возникшими, очевидно, где-то на пологих междуречьях. Обычно речной

тип углей в составе месторождения сочетается с междуречным, но преобладающее значение по большей части имеет последний. Угли залегают в виде коротких по простиранию, но нередко значительных по мощности пластов, сложных очертаний в плане; мощные пласты построены из пачек разного петрографического типа, разделенных углистыми глинами. Угли по большей части гумусовые, т. е. возникли в торфяниках, но встречаются и сапропелевые, т. е. отложенные в озерах; те и другие могут образовывать разные пачки одного и того же пласта, что указывает на бывшее существование зараставших озер.

Угли рассеяны на разных уровнях разреза и образуют ряд горизонтов, но далеко не прослеживаются, что придает общему строению угленосной толщи пестроту. Область современных пинских болот, бассейн р. Припяти и заболоченных пространств среднего и нижнего течения р. Оби (междуречья рр. Кети, Васюгана и др.), по-видимому, дают живой облик древнего эпейрогенного углеобразующего ландшафта.

В тех случаях, когда тектонически неактивные площади угленакопления вплотную подходили к тектонически активным, характер ландшафта менялся, что нашло отражение как в мощностях формаций, которые резко возрастают, так и в их составе, делающемся полимиктовым. *Углеобразование при этом, как правило, интенсифицируется.* Иногда на истории одного и того же бассейна можно проследить, как постепенно меняются углеобразующий ландшафт и угленакопление по мере придвижения активного тектонически участка к неактивному. Я имею в виду в данном случае Тунгусскую впадину. Углеобразование в ней началось еще в средне-верхнекарбовое время, причем толща возникших осадков колеблется обычно в пределах от немногих десятков до 150—200 м, редко до 350 м. Каменноугольные продуктивные отложения распространены, по-видимому, не повсеместно; в частности, они, вероятно, вовсе отсутствуют или сохранились только на ограниченных участках в восточной части бассейна. В основании толщи в ряде пунктов была встречена каолиновая кора выветривания; в составе самой толщи песчаники кварцевые, глины каолиновые, а иногда и типа флинт-клей, т. е. с содержанием свободного глинозема. Все указывает на характерный ландшафт гумидной равнины, тектонически малоактивной. Очевидно, герцинское складкообразование в Западно-Сибирской зоне еще не оказало своего влияния на осадкообразование удаленной от нее части Тунгусской синеклизы. В соответствии с этим, угленакопление здесь выражено слабо. Общие запасы угля оцениваются приблизительно в 200 млрд. т. Количество угольных пластов невелико: в Норильском районе до 3 пластов, в Тасеевском до 10 пластов, с суммарной мощностью 13—16 м, в южной Приангарской части 2—4 пласта.

Значительно иначе выглядел ландшафт в пермское время. Герцинское складкообразование в геосинклинальной зоне, заканчиваясь, приблизилось к Сибирской платформе, и это заметно усилило ее тектоническую активность и, стало быть, рельеф. Отсюда возрастание мощностей осадков в краевых частях синеклизы до 400—900 м, а в центральной части ее, особенно у северо-западного конца, до 1000 м и выше. Вместе с тем состав вмещающих угли пород становится полимиктовым или близким к нему. Интенсивность угленакопления усиливается. Количество пластов обычно 12—20, а общие запасы их становятся около 1540 млрд. т. Характерно, что «в соответствии с общей закономерностью изменения мощности продуктивных отложений (уменьшение с запада на восток) происходит уменьшение угленасыщенности их в том же направлении» («Запасы углей и горючих сланцев СССР», 1958, стр. 123).



Фиг. 165. Угленакопление нижнего карбона.

Докембрийские платформы: 1 — высокостоящие выступы; 2 — низкостоящие выступы; 3 — впадины; 4 — протерозойская складчатость; 5 — каледониды. Угленакопление: 6 — угленосные бассейны вообще; 7 — угленосные бассейны передового прогиба; 8 — горные хребты. Цифры — запасы углей в млрд. тонн.

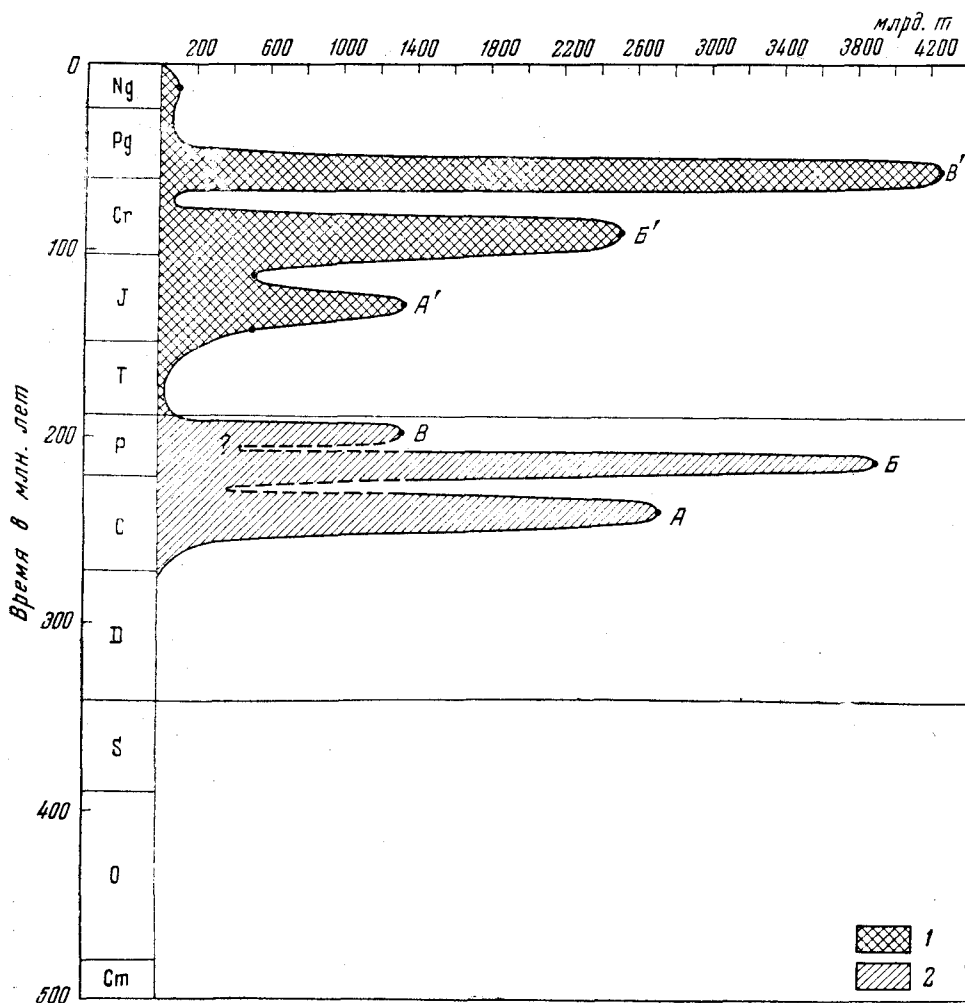
## 5. Тектоническое размещение углей

Наличие весьма разнообразных типов ландшафтов, благоприятных углеобразованию, ставит вопрос об относительном значении каждого из них в общем балансе угленакопления. Чтобы ответить на этот вопрос, проследим тектоническое размещение углей, хотя бы для тех эпох, когда их формирование протекало особенно энергично.

Первым привлекает к себе внимание угленакопление нижнего карбона, сосредоточенное главным образом на территории СССР и частью Китая (фиг. 165, 166). Тектоническое положение месторождений весьма разнообразно. Подмосковский и Волгокамский бассейны располагаются на площади платформы, причем первый занимает периферическую часть Московской синеклизы, второй же — территорию низкостоящего Татарского выступа (свода), спускаясь в прилежащие синеклизы. Угленосная толща Донецкого бассейна представляет собою выполнение предгорного прогиба перед формировавшейся складчатой зоной, обнимавшей степной Крым и современное Предкавказье. Кизеловский бассейн возник в краевой части Уральской геосинклинали, а Восточно-Уральские месторождения и Берчотур в ее центральной, наиболее подвижной зоне. Часть Казахстанских месторождений (Кокчетавские и др.) располагается на внутригеосинклинальном стабилизированном массиве, сформированном в результате каледонской складчатости, другие же (Караганда, Экибастус) в межгорных депрессиях между начавшимися воздыматься складчатыми сооружениями герцинской зоны. В Китае угольные месторождения лежат на участках платформы, позже подвергшихся интенсивным дислокациям. Что касается количественной роли каждого тектонического типа в общем углеобразовании нижнего карбона, то она в известной мере может быть охарактеризована следующими цифрами, установленными лишь для территории СССР: Русская платформа — 54,6 млрд. т; предгорный прогиб (Донбасс) — 25,8 млрд. т; геосинклиналь на стадии развития (Урал) — 1,40 млрд. т +? (Китай); консолидированные массивы внутри геосинклиналей — 25,0 млрд. т +? (Китай); межгорные депрессии среди формирующихся складчатых систем — 47,0 млрд. т.

Отметим одну характерную черту в этом балансе: *угленакопление явно тяготеет к геосинклинальным зонам, но в последних характеризует не эпоху нормального геосинклинального режима, а стадию замыкания геосинклиналей и превращения их в складчатые сооружения; иначе говоря, угленакопление явно льнет к участкам, живущим активной тектонической жизнью.* Эта особенность углеобразования весьма ярко проявляется и в последующие эпохи.

Ближайшей по времени является эпоха среднего и верхнего карбона. Как видно на фиг. 167, углеобразование сосредоточено на трех обширных территориях: в США, в Зап. Европе и на юге СССР. В Сев. Америке часть углей располагается внутри складчатой области Аппалачей (Пенсильванский район, Род-Айленд и др.); они возникли, очевидно, в межгорных депрессиях, позже вовлеченных в складкообразование; количественно этот тектонический тип углей, однако, развит слабо, давая всего 3,5 млрд. т. Гораздо важнее в этом отношении Аппалачский бассейн, представляющий собою типичное выполнение предгорного прогиба, возникшего перед формирующейся к юго-востоку от него складчатой горной системой; в прогибе этом накопилось 417,5 млрд. т углей. Весьма крупные массы угля отложились также на участке Северо-Американской платформы, прилежащем к предгорному прогибу и ныне представленном бассейнами: Внутриконтинентальным (Северным и Южным), Мичиганским и другими; запасы их исчисляются в 575,6 млрд. т. По времени угленакопле-



Фиг. 166. Стратиграфическое распределение углей и связь его с тектоническими движениями земной коры.

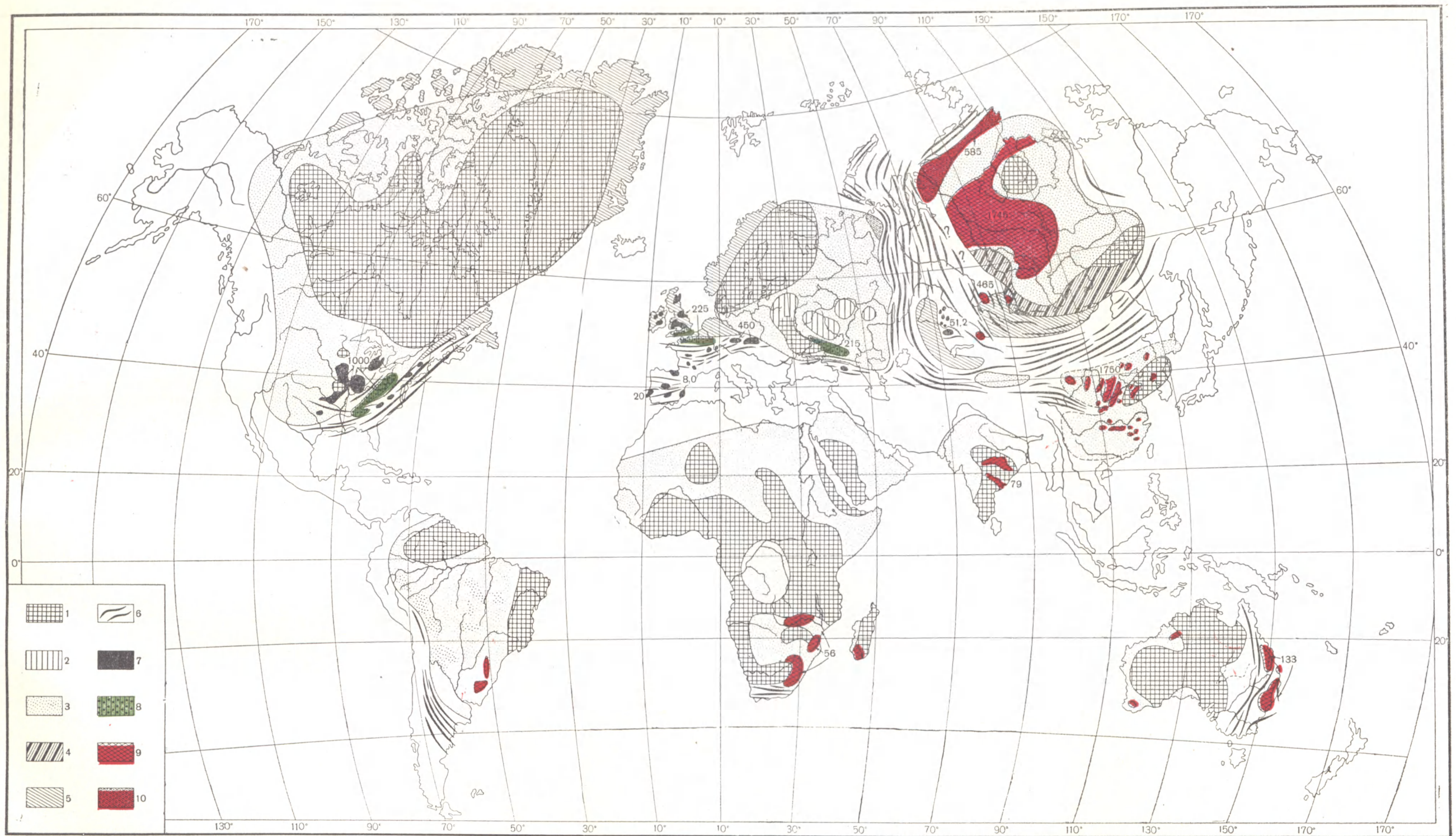
А — герцинская складчатость Зап. Европы и Соединенных Штатов Америки; В + Б — герцинская складчатость на территории СССР и Китая; А' — киммерийские движения на территории СССР и Китая; Б' — нижнемеловая складчатость на северо-востоке СССР; В' — ларамийское горообразование в Сев. Америке.

1 — альпийское углеобразование; 2 — герцинское углеобразование.

ние на платформе строго отвечает углеобразованию в передовом прогибе и, так сказать, наращивает его в западном направлении.

Зап. Европа отличается обилием очагов углеобразования. Крохотные по размерам, но многочисленные линзы угля там и сям рассеяны в карбонových отложениях Альп в Швейцарии, Австрии, Венгрии, в Апеннинах (Италия) и других местах; это несомненно угли внутренних частей еще живущих геосинклинальных зон. Гораздо более крупные месторождения локализованы в межгорных депрессиях, возникших внутри формирующейся герцинской горной цепи и ныне расположенных на территории Германии, Франции, Португалии, Испании, Польши, Чехословакии; общая масса углей этого типа составляет около 274,5 млрд. т. Севернее угленакopпление сосредоточивалось на территории предгорного прогиба, протягивавшегося от Южн. Уэльса через Сев. Францию, Бельгию, Голландию





Фиг. 167. Угленакопление среднего и верхнего карбона и шерми.

Докембрийские платформы: 1 — высокостоящие выступы; 2 — низкостоящие выступы; 3 — впадины; 4 — протерозойская складчатость; 5 — каледониды; 6 — горные хребты. Угленакопление: 7 —  $C_{2+3}$ , угленосные бассейны вообще; 8 —  $C_{2+3}$ , угленосные бассейны предгорных прогибов; 9 —  $P$ , угленосные бассейны вообще; 10 —  $P$ , угленосные бассейны предгорных прогибов. Цифры — запасы углей в млрд. тонн.

в Зап. Германию (Рур); здесь сформировалось около 283 млрд. т. Наконец, в Англии и Шотландии, на площади эпикаледонской платформы, в бассейне Кента, Йоркшир-Дербишир, Дэргэм и др. накопилось около 162,3 млрд. т угля, по возрасту синхроничных углям предгорного прогиба. В целом на площади формировавшейся герцинской складчатой страны в Зап. Европе возникло около 559,5 млрд. т, на прилежащей же платформе всего 162,3 млрд. т, причем образование и этих платформенных углей стояло под несомненным влиянием процессов, происходивших в соседней геосинклинальной зоне.

В Европейской части СССР на средний и верхний карбон падает образование углей Донбасса с их запасами примерно в 215 млрд. т.

Восточнее, на площади Караганды, Экибастуза и других месторождений, возникших на базе внутригеосинклинальных котловин среди формирующихся складчатых сооружений, накопилось около 51 млрд. т.

Еще далее к востоку, в Кузбассе, тектонически представляющем часть восточного герцинского межгорного прогиба, в средне-верхнекарбонную эпоху возникают 80,7 млрд. т. Наконец, в Тунгусской синеклизе Сибирской платформы, особенно в ее западной половине, накапливается около 203 млрд. т; в минусинской впадине эпикаледонской платформы — около 18 млрд. т.

В описанной картине тектонического размещения средне-верхнекарбонных месторождений теснейшая связь углеобразования с участками активных тектонических движений и, в частности, с районами складкообразования в геосинклиналях и соседними с ними участками платформ выступает с полной отчетливостью. Количественно роль разных углеобразующих структур выглядит так:

|                                                                                |                                 |                   |
|--------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------|
| 1. Платформы на участках, прилежащих к зонам складкообразования . . . . .      | 941 млрд. т                     |                   |
| 2. Предгорные прогибы . . . . .                                                | 996                             | } 1355<br>млрд. т |
| 3. Межгорные котловины среди формирующейся складчатой системы . . . . .        | 359                             |                   |
| 4. Внутренние зоны геосинклиналей на стадиях их нормального развития . . . . . | очень мало (сотые доли млрд. т) |                   |

В пермское время географически углеобразование локализовано совершенно иначе, чем в карбоне, но тектонически принципиально так же, как в  $S_{2+3}$ , хотя соотношения масс в цифрах говорят о характерном сдвиге в сторону возрастания роли платформ как угленакопителей.

В самом деле, углеобразование на участках геосинклиналей, находящихся на стадии нормального геосинклинального режима, в пермский период неизвестно вообще. К отложениям межгорных котловин среди формирующейся герцинской складчатой системы относятся угли Горловского и Зайсанского бассейнов в Союзе и крупные бассейны в Вост. Австралии; их совокупные запасы составляют около 150 млрд. т. Типичным образованием передового прогиба пермского времени являются Печорский, Таймырский и Кузнецкий бассейны; масса накопившихся в них углей составляет примерно 1667 млрд. т. На платформах пермское углеобразование развито чрезвычайно широко, причем в подавляющем большинстве случаев локализовано в ближайшем соседстве с герцинскими складчатыми сооружениями, проходящими в это время последние стадии своего развития. Так, уголеносная толща Тунгусской синеклизы, на западе непосредственно примкнувшая к герцинским складчатым структурам, угли Центр. Китая; уголеносные бассейны Южн. Африки и Южн. Америки. Возникшая в них угольная масса оценивается (по неполным существующим данным) приблизительно в 3348 млрд. т. Вне близости к складчатым герцинским

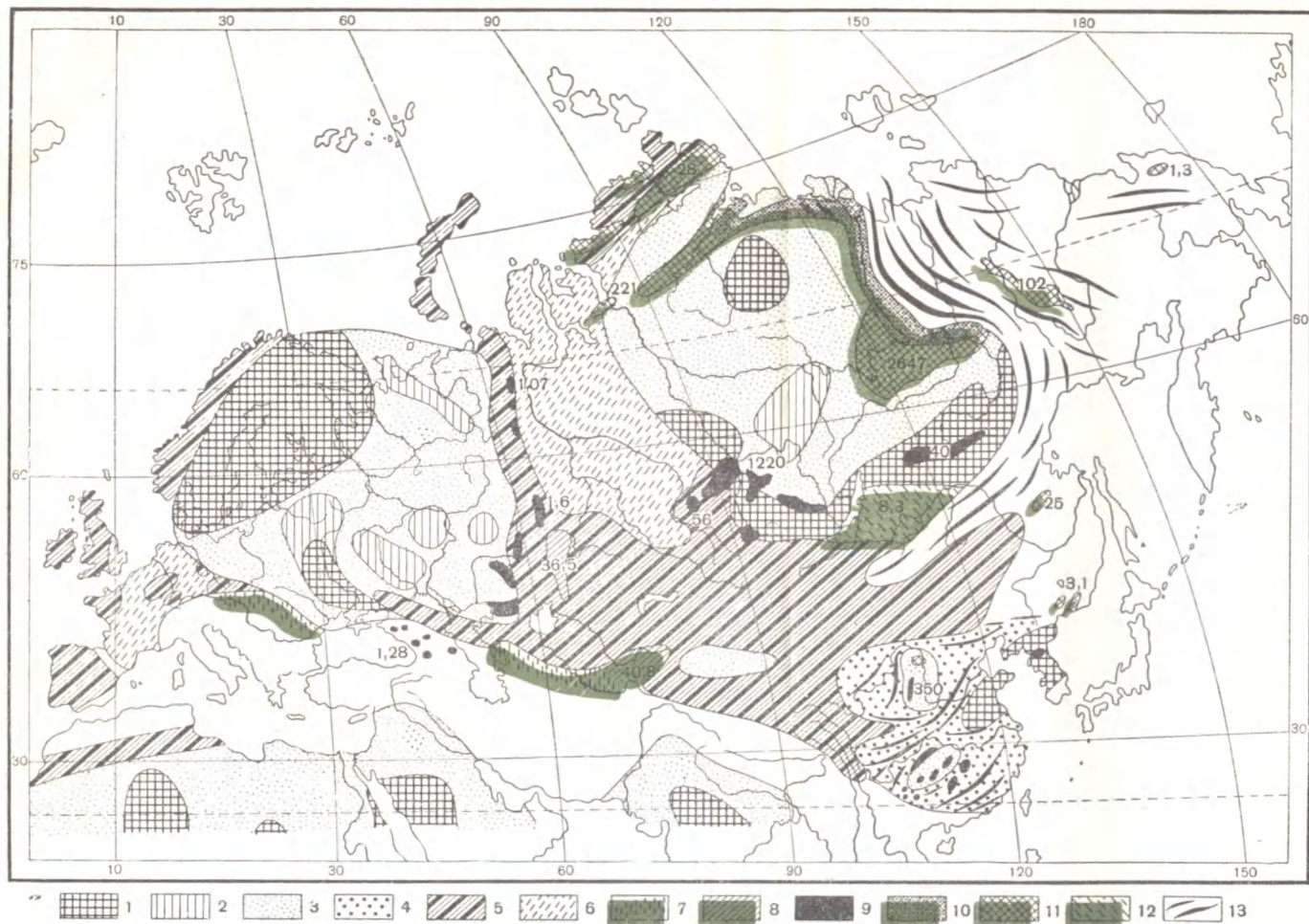
сооружениям угли возникали лишь на территории Индии и Зап. Австралии; но запасы их здесь весьма невелики и измеряются всего 80—100 млрд. т.

Сопоставляя историю отдельных моментов всей верхнепалеозойской истории угленакопления, нетрудно видеть, что она теснейшим образом связана с ходом герцинского горообразования. В нижнем карбоне, в первые моменты складкообразования, главным центром накопления углей становятся предгорные прогибы и внутригеосинклинальные межгорные котловины, расположенные среди формирующейся герцинской складчатой системы. В средне-верхнекарбоновую эпоху, когда складкообразование резко усилилось, эти тектонические структуры продолжают сохранять свое главенствующее положение, накапливая во много раз большие массы углей сравнительно с нижним карбоном. В пермский период, когда формирование герцинских складчатых структур заканчивалось, центр угленакопления с площади геосинклинальных зон сместился в прилежащие части платформ, в те их синеклизы, которые возникли в несомненной связи с герцинским складкообразованием и либо «открывались» в сторону деформирующихся геосинклинальных зон (Тунгусская впадина, Сев. Китай), либо явно тяготели к последним (Южн. Америка, Южн. Африка). Такое смещение в ходе орогенеза центра угленакопления из геосинклинальных зон на платформы совершенно естественно и вызывалось снятием и включением в складчатую систему тех межгорных котловин и предгорных впадин, на площади которых шло главное угленакопление в начальные и срединные моменты герцинского орогенеза.

После сильного сокращения углеобразования в триасе наступает новое резкое оживление его, связанное с горообразовательными движениями альпийского тектонического этапа. По общей тектонической обстановке в этом этапе хорошо выделяются три углеобразующие эпохи: лейяс — догер, конец юры и нижний мел, самый конец верхнего мела — начало палеогена (эоцен).

Тектоническая обстановка лейяс-доггерового угленакопления была своеобразна (фиг. 168). Генетически оно было связано с древнекиммерийским орогенезом, который проявился отчасти по окраине средиземноморской геосинклинальной зоны от Восточных Альп до Южн. Китая, главным же образом — на территории герцинид Азии и прилежащих к ним древних платформ. В первой области древнекиммерийский орогенез вызвал появление приподнятых сухопутных участков и оживление денудации, что сказалось в накоплении так называемой фации грестен. Она представляет собою континентальную серию, образованную переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами и прослоями угля. Особенно развита фация грестен в дуге Карпат и в Добрудже; аналогами ее являются континентальные отложения центральных частей Сев. Кавказа и Дагестана. Отсюда угленосные обломочные породы продолжают в Копет-Даг и в Гиссарский хребет. Еще большие площади охватили древнекиммерийские движения на территории герцинид и прилежащих частях древних платформ. В результате этих движений были, с одной стороны, омоложены многие верхнепалеозойские межгорные депрессии, вновь приобретшие характер котловин (Караганда, Кузбасс, Минусинская котловина, Тувинская впадина и др.), с другой — возник ряд новых впадин. В одних случаях (Челябинский бассейн, североуральские впадины, многие впадины Тургая, Средней Азии) это были узкие и длинные, но небольшой площади, грабеноподобные депрессии, окруженные участками со значительным рельефом; в других (Канско-Ачинский, Иркутский, Южно-Якутский бассейны, Урало-Эмбинский и пр.) — крупные и сравнительно флогие прогибания среди всхолмленного рельефа. Эти более крупные впадины лишь частью располагались на территории герцинид, главным





Фиг. 168. Угленакопление юры и нижнего мела.

Древние платформы: 1 — высокостоящие выступы; 2 — низкостоящие выступы; 3 — впадины; 4 — части платформы, переработанные складчатостью. Энипалеозойские платформы: 5 — выступы; 6 — впадины. Юрские угленосные площади: 7 — фации грестен; 8 — угленосные площади мелких межгорных впадин; 9 — угленосные месторождения и бассейны. Нижнемеловые угленосные площади: 10 — площади предгорных прогибов; 11 — угленосные площади вообще; 12 — угленосные площади мелких межгорных котловин; 13 — горные хребты. Цифры — запасы углей в млрд. тонн.

же образом на прилежащих к герцинидам древних платформах — Русской и Сибирской. После некоторого перерыва мы встречаем угленосные отложения  $J_{1,2}$  в Центр. и Южн. Китае, где они также связаны с древнекиммерийским орогенезом. Отличительную черту этой последней области составляет то обстоятельство, что угленакопление сосредоточивается здесь целиком на древней платформе (Ордос, Корея и Китай).

Количественные соотношения между месторождениями на разных тектонических участках, захваченных древнекиммерийскими движениями, очень характерны. Угольные месторождения в геосинклинальных областях обычно ничтожны; наиболее крупные из них, приуроченные к Сев. Кавказу и Закавказью, дают в совокупности единицы миллиардов тонн. В мелких грабеноподобных депрессиях герцинид, взятых каждая порознь, запасы углей также незначительные — обычно десятки доли миллиардов тонн, редко до 1—1,2 млрд. т. Но, взятые в совокупности, эти мелкие депрессии дают заметную цифру порядка 130—140 млрд. т. Еще большие массы углей возникли в крупных депрессиях древних платформ; так, в Иркутском бассейне накопилось 89 млрд. т, в Южно-Якутском — 40 млрд. т, в Канско-Ачинском — 1220 млрд. т, на Китайской платформе — 430 млрд. т, а всего — около 1780 млрд. т. Таким образом, *нижне- и среднеюрское углеобразование, связанное с древнекиммерийскими движениями, сосредоточилось главным образом на территориях древних платформ (1780 млрд. т), много меньше проявилось на площадях герцинид (130—140 млрд. т) и совсем ничтожно в собственно геосинклинальных участках с нормальным режимом.* Сопоставляя это угленакопление с аналогичным ему углеобразованием нижнего карбона, нетрудно видеть ясно выраженный сдвиг его из геосинклинальных участков на платформенные.

Вторая волна альпийского углеобразования началась в самом конце юры и продолжалась с некоторыми перерывами в течение всего нижнего мела, захватив отчасти и сеноман. Генетически оно связано с новокиммерийским и австрийским орогенезом, территориально же локализовано на северо-востоке и востоке Азии, в значительно меньшей степени в Сев. Америке. К сожалению, мы располагаем пока цифровыми оценками лишь для первой области, на которой поэтому только и остановимся.

Углеобразование здесь сосредоточено прежде всего в ряде более или менее крупных межгорных впадин, возникших в центральных деформируемых частях геосинклинальной зоны. К числу их относятся бассейны: Зыряновский, Чаун-Чукотский, Буреинский, Сучанский, Суйфунский. Общая масса возникших здесь углей оценивается величиной порядка 130—140 млрд. т. Несравненно большее их количество приурочено к предверхоянскому предгорному прогибу, а именно 1262 млрд. т. Максимальное же накопление приходится на собственно платформенную часть, прилежащую к деформируемой геосинклинальной зоне, — 1385 млрд. т. Если к этому добавить еще угленакопление на площади Таймырского бассейна (28 млрд. т), Усть-Енисейского (221 млрд. т) и в мелких котловинах восточного Забайкалья, в которых углеобразование синхронично происходившему в Ленском бассейне, то общая сумма платформенных углей достигнет 1642 млрд. т. Сопоставляя это тектоническое размещение углей во второй волне альпийского углеобразования с угленакоплением второй герцинской волны ( $C_{2+3}$ ), нетрудно уловить и в данном случае ясно выраженное смещение концентраций органического вещества из геосинклинальных зон на платформы.

Третья и последняя альпийская волна углеобразования связана генетически и территориально с ларамийским орогенезом и охватывает самый конец верхнего мела и первую половину палеогена — эоцен (фиг. 169). Главной областью развития углей является территория Сев. Америки. Здесь угленакопление сосредоточено как в многочисленных мелких

впадинах внутри складчатой системы Скалистых гор, так и в узком предгорном прогибе перед фронтом растущих цепей, а также на прилежащих частях платформы. К сожалению, по имеющимся данным (Степанов и Миронов, 1937) невозможно уверенно подсчитать долю, приходящуюся на месторождения платформы, предгорного прогиба и собственно складчатой области Скалистых гор. Грубая прикидка, сделанная по косвенным данным, дает для месторождений внутригорных котловин складчатой зоны цифру порядка 1500 млрд. т, а для платформенной области порядка 2300 млрд. т. За пределами Сев. Америки углеобразование ларамийской эпохи широко развито в Южн. Америке и особенно в Азии, частью и в Австралии. Во всех случаях углеобразование относится почти исключительно к типу межгорно-котловинного, сосредоточиваясь в депрессиях на территории частью еще предшествующего нижнемелового складкообразования, частью ларамийского. Но все эти месторождения малы и очень малы; запасы каждого оцениваются от долей миллиардов тонн до нескольких миллиардов и даже взятые в сумме они не идут ни в какое сравнение с тем угленакoppiением, какое имело место на территории Сев. Америки.

Сопоставляя в целом углеобразование альпийского тектонического этапа с угленакoppiением герцинским, нетрудно убедиться, что и по общей привязанности к эпохам и территориям орогенических процессов, и по числу углеобразовательных эпох, и по общему характеру размещения между крупными тектоническими структурами они имеют много общего. В то же время в угленакoppiениях альпийского этапа имеется и своя характерная специфическая черта, красной нитью проходящая через все углеобразовательные эпохи; *она состоит в большей сдвинутости углей на стабильные платформенные участки сравнительно с тем, что имело место в герцинском этапе.* Если в последнем в геосинклинальных зонах, взятых в целом, возникло около 2800 млрд. т, а на платформах около 4800 млрд. т, то в альпийском этапе соответственно около 2700 и 5800 млрд. т.

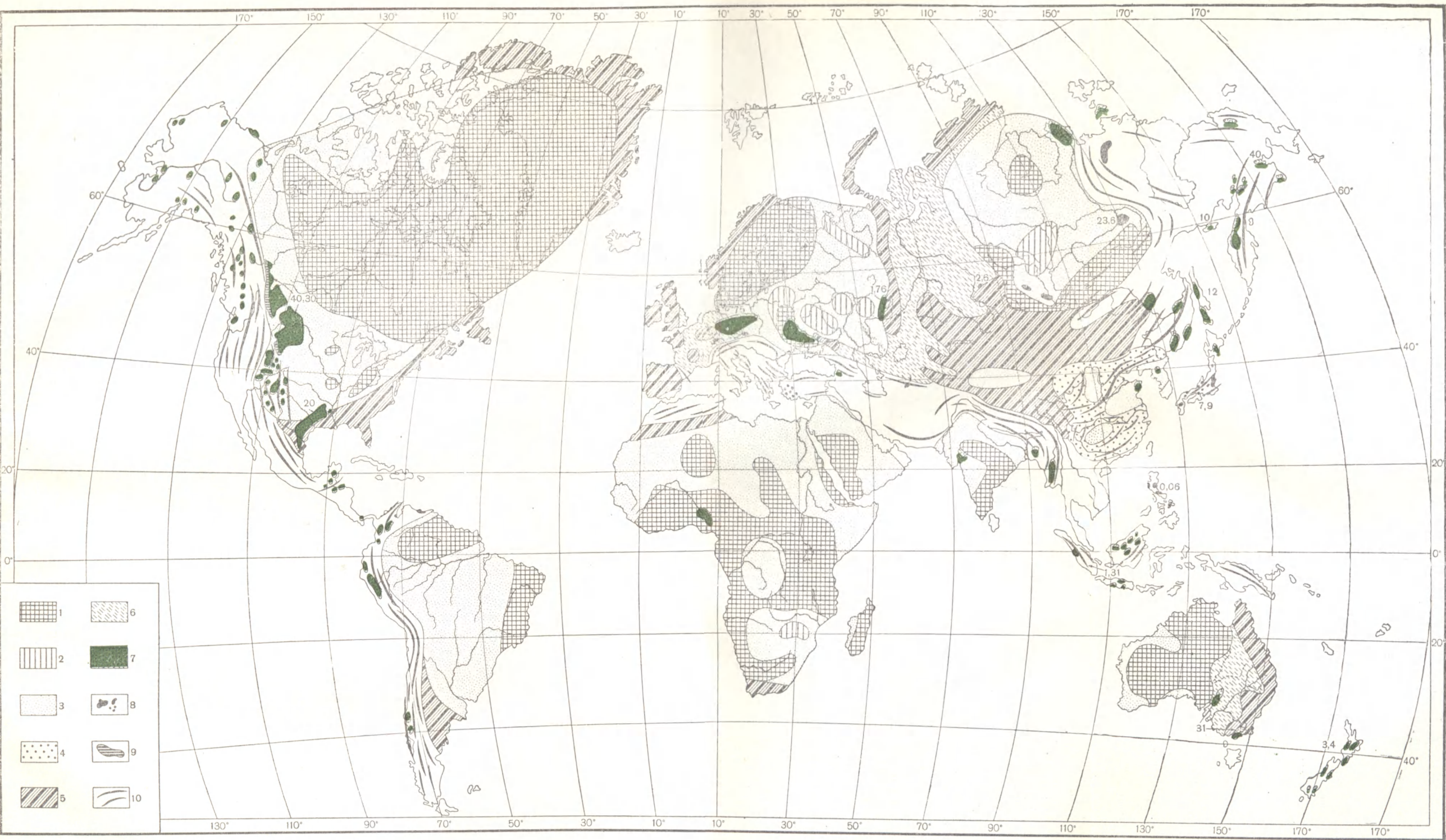
Итак, тектоническое размещение углей весьма характерно.

1. *Угольные месторождения, вообще говоря, возникали в чрезвычайно различных по тектоническому характеру участках земной коры:* на антеклизях и синеклизях платформ, в передовых прогибах перед формирующейся складчатой горной страной, в межгорных депрессиях внутри этой страны, наконец, на участках геосинклинальных зон, находящихся еще на стадии развития нормального геосинклинального режима, причем здесь как в краевой полосе геосинклинальных областей, так и в центральных наиболее подвижных их частях, а также и на стабилизированных древних массивах. Иначе говоря, угленакoppiение осуществлялось на базе весьма разного тектонического режима — и очень вялого, на участках, удаленных от зон горообразования, и достаточно активного на площадях тектонически деформируемых геосинклиналей и соседних с ними платформ.

2. Несмотря на широкий диапазон тектонических условий углеобразования, *подавляющая масса углей отчетливо локализована на участках активных тектонических движений в деформируемых областях геосинклинальных зон и на примыкающих к ним частях платформенных синеклиз.* В геосинклинальных зонах в стадию господства нормального геосинклинального режима угленакoppiение встречается редко и всегда ничтожно по интенсивности; возникшие в такой ситуации месторождения в сумме своей составляют весьма малую долю в общих запасах углей. Точно так же на участках платформ, удаленных от площадей горообразования, накопление углей идет очень слабо, почти так же, как в геосинклинальных зонах на стадии нормального режима.

3. *Отчетливо тяготея к эпохам и областям активных тектонических движений, углеобразование в то же время не было на них процессом непрерывным, но ритмическим, прерывистым; оно многократно то возникало*





Фиг. 169. Угленакопление конца верхнего мела и третичного времени.

Докембрийские платформы: 1 — высокостоящие выступы; 2 — низкостоящие выступы; 3 — впадины; 4 — платформы, переработанные складчатостью.

Эпипалеозойские платформы: 5 — выступы; 6 — впадины. Угленакопление: 7 — конец верхнего мела — эоцен,

Угленосные бассейны вообще: 8 — угленосные бассейны неогена; 9 — угленосные бассейны передового прогиба; 10 — горные хребты.

Цифры — запасы углей в млрд. тонн.

здесь, то прекращалось. Как это следует из строения угленосных формаций, прекращение углеобразования происходило в моменты, когда тектоническая подвижность территории достигала максимальной силы; в эпоху же ее ослабления угленакопление бурно развивалось. Так, в паралических ландшафтах, расположенных перед фронтом растущей складчатой системы, рельеф в моменты заболачивания и торфообразования резко нивелировался, а горная страна сильно понижалась, что вело к ослаблению денудации и резкому уменьшению приноса обломочного материала. В разрезах месторождений межгорных и предгорных котловин угольные слои подчинены горизонтам с более тонкозернистыми породами пойм и озер и отсутствуют в более грубозернистых горизонтах, сложенных конусами выноса. Таким образом, хотя углеобразование, вообще говоря, тяготело к регионам тектонически активным, угли возникали на них все же в момент, когда активность эта была умеренной, а не слишком большой и не максимальной.

В чем же причина тяготения углеобразования к тектонически активным областям?

Дело в том, что при возникновении углей из торфяников происходит резкое уплотнение органической массы, доходящее до десятикратного. Стало быть, для образования пласта угля даже умеренной мощности необходима большая мощность торфяника. В то же время торфяники нарастают, как известно, чрезвычайно быстро, резко опережая в этом отношении тектонические движения, когда последние малоактивны. В регионах с вялым тектоническим режимом образование углей поэтому практически контролируется эрозионным рельефом территории: торфяники быстро заполняют депрессионные участки в поймах долин и на междуречьях, и на этом накопление органической массы заканчивается. Все это придает пестрый лоскутный характер залеганию углей, а в целом определяет обычно незначительные или ограниченные массы накопленного органического материала. Тектонические движения, благодаря своей медленности, здесь по существу как бы выключаются из процесса формирования угольного пласта, либо редко и мало в нем участвуют.

В регионах тектонически активных дело обстоит иначе. Захватывая более или менее крупные площади, движения земной коры создают на них однообразный рельеф, и когда он оказывается благоприятным для угленакопления, оно происходит сразу на больших пространствах, что уже создает предпосылку для возникновения больших масс захороненного органического вещества. Заметные темпы прогибания длительно поддерживают рост торфяника, в результате чего порою возникают весьма мощные (в десятки метров) пласты угля, к тому же большого протяжения. Особенно же важны на тектонически активных регионах многократные периодические повторения условий, благоприятствующих угленакоплению. В разных предгорных прогибах и межгорных котловинах указанные условия угленакопления реализовались по-разному. В одних случаях осуществлялось длительное непрерывное сохранение обстановки и тектонического режима, необходимых для развития торфяников; возникали единичные мощные угольные пласты в несколько десятков метров мощностью. В других случаях условия для развития торфяников были относительно кратковременными, но возникали много раз в ходе формирования угленосной формации; образовывалось огромное месторождение со множеством тонких пластов (Донбасс, Рур, Североамериканские карбоновое и ларамийские месторождения и многие другие). Но чаще первое условие в известной мере сочеталось со вторым: пластов угля много, но среди них встречаются и мощные (Кузбасс, Экибастус и др.).

Так, более благоприятный для угленакопления активный тектонический режим сложным путем обусловил то, что главными районами угле-



накопления в гумидных зонах оказались предгорные впадины и межгорные котловины, возникшие в ходе складкообразования геосинклинальных зон, а также прилежащие к ним части платформ.

Тектонически достаточно активные внутренние зоны геосинклинальных областей практически не участвовали в угленакоплении в силу того, что подавляющая часть их площади была глубоко погружена под уровень моря; на островах же участки, пригодные для торфяников, были редки и весьма ограничены по размерам. Это обусловило линзообразный тип угольных пластов и крайне малые массы сконцентрированного в них органического вещества.

## 6. Климат и тектонический режим как факторы угленакопления на площади гумидных зон

Рассмотренные закономерности тектонического размещения углей, интересные и существенные сами по себе, важны еще в том отношении, что позволяют по-иному, чем это делалось до сих пор, подойти к оценке роли в угленакоплении разных вариаций гумидного климатического режима и тектонических условий.

Факт образования в нижнем карбоне, а особенно в  $C_{2+3}$ , колоссальной массы углей на площади тропического влажного климата означает, что сам по себе этот климат отнюдь не противопоказан угленакоплению *при условии, что в тропическом влажном поясе будет располагаться геосинклинальная зона, находящаяся в стадии складкообразования, и прилежащая к этой зоне платформа*. Но если это тектоническое условие не соблюдается, углей в тропическом влажном поясе не возникает или бывает очень мало. Точно так же, хотя на площади умеренного влажного пояса неоднократно в истории Земли располагались узлы интенсивного угленакопления, сам по себе умеренный климат отнюдь не более благоприятен для формирования угольных месторождений, *ибо в умеренных поясах массовое углеобразование локализовалось практически только на участках геосинклинальных зон, переживающих складкообразование, и на прилежащих к ним платформах*. Вне таких территорий и в умеренных климатических зонах угленакопление протекало очень слабо или его не бывало совсем. *Все эти сопоставления делают несомненным, что статистически устанавливаемая приуроченность главной массы углей к областям умеренного климата вовсе не вызвана какими-то особенностями самого этого климата*. Таких особо благоприятствующих консервации органического вещества черт у умеренных климатов нет. Эмпирически же устанавливаемое тяготение углей к областям этого климата есть следствие того, что климатическая и тектоническая эволюция поверхности Земли сочетались в ее истории так, что площади геосинклинальных зон, вступавших в стадию складкообразования, чаще всего оказывались расположенными в умеренных влажных зонах, реже в субтропических влажных и еще реже — во влажных тропических. Таким образом, *не сама по себе та или иная разновидность гумидного климатического режима порождала массовое угленакопление, а сочетание ее с определенным, благоприятным для углеобразования тектоническим режимом*. Действует в данном случае не сам гумидный режим вообще, во всех его разновидностях, а сочетания этого режима с определенным тектоническим режимом. Но стоит только гумидным климатическим условиям смениться условиями климата аридного, как сейчас же при прежней, благоприятствующей угленакоплению, тектонической обстановке угли перестают формироваться, сменяясь галогенными отложениями. Угленосные формации замещаются соленосными или гипсоносными. Те и другие, как мне уже приходилось указывать, являются точными историко-геологическими аналогами, подставляющими друг друга при смене климатических условий и сохранении однотипного тектонического режима.

Больше двадцати лет тому назад П. И. Степановым (1937) была выдвинута интересная идея о поясах и узлах углеобразования, причем она базировалась тогда на чисто эмпирическом рассмотрении материала. С той поры это эмпирическое обобщение широко вошло в литературу и почти всегда цитируется в обзорных статьях и монографиях, но остается при этом по-прежнему чисто фактической констатацией положения вещей и не подверглось генетическому анализу.

В свете изложенных в настоящей книге данных сейчас, мне кажется, можно уже вскрыть генетический смысл эмпирического обобщения П. И. Степанова. *Пояса угленакопления — это древние зоны гумидного климата, на которых только и возможно было углеобразование; узлы же — площади активного тектонического режима внутри гумидных зон, максимально благоприятствовавшие накоплению растительного органического вещества.* Понимаемые таким образом «пояса и узлы» могут быть выделены и для любого другого накопления элементов.

## 7. О контрастности в размещении углей и морских горючих сланцев

В заключение полезно сопоставить друг с другом закономерности размещения морских и континентальных накоплений органического вещества, морских горючих сланцев и углей.

Они оказываются весьма различными и, в известной мере, даже контрастными.

В самом деле, морские горючие сланцы представляют собою образования *биоклиматические*; они возникали не только на площадях гумидных поясов, но не менее охотно также на территориях зон аридных, в слабо минерализованных морских водоемах. Угли же являются образованиями *моноклиматическими*, практически не выходящими за пределы гумидного климата.

Морские горючие сланцы, формируясь на разных тектонических участках земной коры, тяготеют больше к регионам с *пассивным* тектоническим режимом; угли же, обладая также широким диапазоном тектонических условий образования, в то же время отчетливо приурочены к регионам с *активным* тектоническим режимом.

Как видим, морские и континентальные накопления органического вещества по отношению к климату и тектоническому режиму оказываются своего рода антиподами, образуют две резко различные группы пород.

Чем же объясняется эта их контрастность?

Различное отношение к климату морских горючих сланцев и углей вытекает из механизма и условий их образования. На континентах угли возникают в лесной зоне за счет скопления древесного материала на заболоченных местах; вне массового развития лесов углеобразование невозможно; это именно обстоятельство и привязывает угли к гумидным поясам. Накопление же органического вещества в морских условиях связано с оживлением вертикальной циркуляции водных масс, способствующей усиленному развитию планктона. Этот процесс при подходящих метеорологических условиях может реализоваться не только на любом участке гумидных поясов, но и в аридных условиях. *Так, разница механизмов возникновения предопределила разную климатическую локализацию континентальных и морских накоплений органики.*

Что касается отличий тектонической локализации морских горючих сланцев и углей, то причина лежит также в механизме накопления органического вещества, но, так сказать, в другой детали этого механизма.

Дело в том, что в морях, благодаря энергичному разложению органической массы планктона еще в водной массе бассейна, на дно ежегодно поступает лишь весьма незначительные количества ее. В этих условиях

очень большую роль приобретает интенсивность вноса в бассейн разбавляющего кварц-силикатного материала: чем его меньше, тем выше содержание органики в осадке, тем легче формируются горючесланцевые накопления. Отсюда их тяготение к тектонически менее активным территориям — платформам и тем участкам геосинклиналей, которые временно были слабо тектонически подвижны. На континентах, благодаря интенсивному росту торфяников, более благоприятными для накопления органической массы оказываются участки с подвижным субстратом, т. е. тектонически активные, хотя эта активность, в момент образования торфяника, и не должна быть очень большой или максимальной, ибо в этих условиях формирование угольного пласта начинает уже тормозиться огромными массами разбавляющего обломочного материала. На примере накоплений органического вещества разного фациального типа мы вновь убеждаемся в справедливости уже высказанного выше положения, согласно которому размещение накоплений любого компонента внутри синхроничных ему тектонических структур предопределяется его фациально-генетическим типом.

---

## Глава VII

### ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА, ГЕНЕЗИСА И РАЗМЕЩЕНИЯ ГУМИДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

До сих пор мы анализировали отдельные, порознь взятые, стороны сложного процесса гумидного осадкообразования. Теперь необходимо синтезировать частные наблюдения в общую картину состава, генезиса и размещения гумидных отложений. Этому вопросу и посвящается настоящая глава.

Удобным приемом краткого и наглядного показа закономерностей состава пород является построение соответствующих диаграмм. Именно этот метод и положен в основу дальнейшего изложения.

#### 1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОСТАВА ГУМИДНЫХ ПОРОД

Общая масса гумидных пород распадается на четыре крупных генетически различных отряда: остаточные или элювиальные породы, терригенные (песчано-алевритово-глинистые) породы, аутигенные химико-био-генные породы и терригенно-аутигенные.

Как видно из наименования, породы указанных отрядов различаются характером главного физико-химического процесса, их формирующего. Границей, отделяющей класс обломочных пород от терригенно-аутигенных, удобно принять 5% содержания какого-либо химико-био-генного компонента (или компонентов) при 95% кластического материала; границей, отделяющей химико-био-генные породы от терригенно-аутигенных, будут 5% содержания кластического материала при 95% химико-био-генного.

##### 1. Состав пород остаточных (элювия)

Как было указано в I томе, химическое выветривание всех многокомпонентных пород, особенно содержащих много силикатов, алюмосиликатов и карбонатов, развивается в гумидных зонах стадийно: в начальной стадии оно протекает в условиях щелочной среды, в конечной стадии — в кислой среде.

Стадийность выветривания порождает вертикальную зональность в строении элювия, смену снизу вверх одних горизонтов другими.

С наибольшей отчетливостью и полнотой проявляется эта зональность в строении тропического элювия. Здесь мощность коры выветривания огромна и измеряется многими десятками метров, до 100—120 м.

При наиболее полном развитии элювия в самом его низу располагается *горизонт свежей, едва затронутой разложением породы*; здесь разрушение

ее главным образом механическое, превращение в щебенку. Далее вверх следует *горизонт разложения*. Первичные силикаты здесь гидратируются, превращаясь в гидрослюды, гидрохлориты, монтмориллонит, бейделлит; у гранитов это — гидрослюдистая зона, у базальтов, габбро и др. — зона монтмориллонит-бейделлитовая; иногда здесь появляются опалы и карбонаты. Характерной чертой горизонта является сохранение глинистой породой текстурных черт исходного субстрата. Еще выше следует *пятнистый горизонт*; у элювия гранитов это каолиновый горизонт, у базальтов — монтмориллонитово-бейделлитовый; реликтовые текстуры родоначальных пород исчезают; пятнистость обусловлена перераспределением гидроокислов железа с образованием локальных его накоплений. Венчается кора выветривания *зоной охр или горизонтом накопления полуморных окислов железа и алюминия и  $TiO_2$* ; текстура часто бобовая, оолитовая, а также поздравая.

В умеренно-влажном климате мощность коры выветривания резко убывает до немногих десятков метров или даже метров. Одновременно уменьшается полнота его: обычно исчезает верхний горизонт свободных гидроокислов Fe и Al, а у северного края гумидного пояса прекращается и каолинообразование. Но стадийность процессов выветривания, а равно и вертикальная зональность в строении элювия сохраняются, хотя и развиваются менее полно.

Наряду с зональностью должна быть отмечена и другая характерная черта остаточных пород. Как внутри отдельных горизонтов элювия, так и во всем нем в целом *полностью отсутствуют явления гранулометрической сортировки, или механической дифференциации, как самостоятельных процессов*. Это и естественно, ибо элювий возникает при столь малоактивном гидродинамическом режиме, что он исключает гранулометрическую сортировку. Остаточный же характер веществ, образующих элювий, исключает и активное течение химической дифференциации. И тот и другой процессы начинают проявлять себя лишь в истории вынесенных из коры выветривания и механически смытых с нее веществ, что находит отражение в их вещественном составе и структурах.

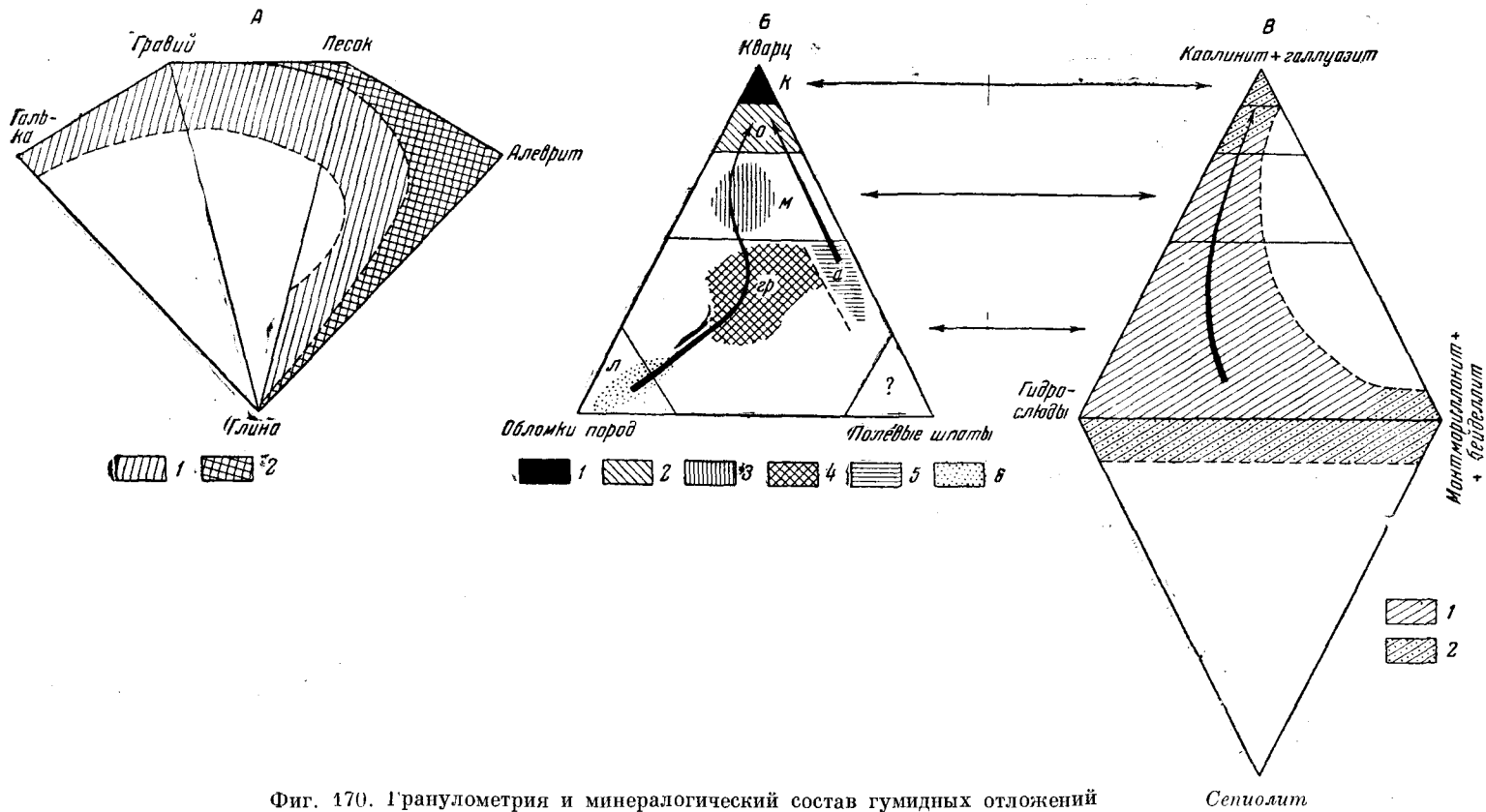
## 2. Гранулометрия и минералогический состав терригенных пород

Гранулометрический состав обломочных пород кратко резюмирован диаграммой (фиг. 170, А). Она представляет собою как бы три самостоятельные треугольные диаграммы: галька — гравий — глина, гравий — песок — глина и песок — алеврит — глина, приложенные друг к другу общими сторонами. Эта комбинированная диаграмма обнимает, следовательно, практически весь гранулометрический спектр обломочных частиц, осаждаемых в гумидной зоне. На диаграмму было нанесено затем большое количество анализов<sup>1</sup> современных осадков (свыше 600) и древних пород гумидного типа, отложенных в разных фациальных условиях и в регионах разного тектонического режима, как пассивного (платформы), так и активного (геосинклинали).

При рассмотрении диаграммы обращают на себя внимание следующие характерные черты.

Отложения склонов (делювий) и предгорных шлейфов (пролювий) занимают более внутренние части треугольников, отвечающие наименее сортированным гранулометрическим осадкам, что и естественно. Аллювий

<sup>1</sup> Заметим, что при нанесении анализов на левый (грубозернистый) треугольник фракции песка и алеврита присчитывались к фракции гравия; при нанесении точек на средний треугольник алевритовая фракция присчитывалась к песчаной. Эти условные приемы были необходимы, чтобы полностью отразить гранулометрические составы пород.



Фиг. 170. Гранулометрия и минералогический состав гумидных отложений

А — гранулометрические типы пород: 1 — тектонически активных регионов; 2 — тектонически пассивных регионов.  
Б — минералогические типы песчано-алевритовых пород: 1 — кварцевые мономинеральные пески (к); 2 — кварцевые олигоминеральные пески (о); 3 — кварцевые мезоиминеральные пески (м); 4 — полиминеральные пески — граувакки (gr); 5 — полиминеральные пески — аркозы (а); 6 — полиминеральные пески — лититы (л). Стрелки показывают направление эволюции минералогического состава песков.  
В — минералогические типы глинистых пород: 1 — обычные типы глин; 2 — редкие типы глин.

рек уже значительно отодвинут к верхней части треугольников и растянут вдоль стороны галька — гравий — алеврит; при этом левая часть полосы отвечает основанию руслового аллювия, срединная — большей части руслового (песчаного) аллювия, а правая часть — главным образом пойменным осадками и все более верхних их частей. В такой локализации аллювиальных отложений ясно выступает их лучшая сортированность сравнительно с осадками делювия и пролювия, что, как известно, имеет своей причиной большую дальность переноса частиц и гораздо большую гидродинамическую активность речных вод сравнительно со склоновыми. Еще ближе к верхним сторонам треугольников располагаются поля бассейновых, в частности морских отложений, что демонстрирует их лучшую сортированность сравнительно с предыдущими фациальными типами обломочных пород. Но степень такой сортировки в разных случаях все же заметно различна. Отчетливо выделялись два поля. Обломочные отложения тектонически пассивных, т. е. прежде всего платформенных территорий в подавляющем своем большинстве тесно прилегают к сторонам глина — алеврит и алеврит — песок, лишь ограниченно заходя на участок песок — гравий. Это демонстрирует относительную тонкозернистость платформенных обломочных пород, а также их относительно хорошую, а порою и просто хорошую и очень хорошую сортированность. Обломочные породы тектонически активных, т. е. прежде всего геосинклинальных, областей в подавляющем большинстве имеют более растянутый гранулометрический спектр, обнимающий не только пелиты — алевриты — пески — гравий, но и гальку, т. е. бывают более грубозернистыми сравнительно с первой группой. Вместе с тем, поле их составов сдвинуто к более внутренней части треугольников, образующих нашу диаграмму, что свидетельствует о явно меньшей сортированности отложений геосинклинальных зон сравнительно с платформенными.

Таким образом, гранулометрическая диаграмма свидетельствует, что подавляющая масса обломочных гумидных пород возникла в условиях более или менее интенсивно протекавшей гранулометрической сортировки и что эта сортировка на тектонически пассивных площадях выше сортированности пород, возникших на территориях, тектонически активных.

Треугольная диаграмма (фиг. 170, Б) демонстрирует минералогический состав гумидных песчаников. На одной из вершин, следуя Л. Б. Рухину, показан кварц, на другой — полевые шпаты, на третьей — обломки пород. Отрезок у вершины кварца, отвечающий содержанию этого минерала  $> 90\%$ , выражает состав собственно кварцевых песчаников; нижерасположенная зона треугольника с содержанием кварца от 90 до 75% отвечает олигомиктовым песчаникам; еще более удаленная зона с содержанием кварца от 75 до 50% занята мезомиктовыми песчаниками; остальное поле с содержанием кварца  $< 50\%$  отвечает полимиктовым песчаникам. Теоретически целесообразно выделить у угла обломков пород поле, где содержание этих обломков превосходит 75%, и назвать отвечающие ему песчаники лититами<sup>1</sup>; у угла полевых шпатов выделяется аналогичное поле, отвечающее содержанию полевых шпатов  $> 75\%$ ; свойственные ему породы следует называть собственно аркозами; остаток общего полимиктового поля выражает состав граувакк.

Для выяснения вопроса, какие составы гумидных песчаников реально встречаются и наиболее распространены, А. Г. Коссовская (1959) нанесла на аналогичный треугольник составы (свыше 500 образцов) песчаных пород из разных регионов и разных стратиграфических горизонтов, причем многие из анализов сами были средними из 5—10 частных определений.

<sup>1</sup> Термин предложен И. В. Хворовой.

Оказалось, что точки во всех полях распределились достаточно неравномерно и вместе с тем характерно. Так, в теоретически выделенное поле собственно аркозов, в которых содержание полевых шпатов  $> 75\%$ , не попало ни одного из 500 анализов; очевидно, такие песчаники составляют в природе крайнюю редкость, если вообще когда-либо формировались. Реальные составы аркозовых песчаников все укладываются в узкую полосу полимиктового поля, прижатую к стороне кварц — полевые шпаты. Анализы лититов тяготеют к срединной части их поля. Анализы граувакк также концентрируются в средней части своего поля, вытягиваясь полосой к полю аркозовых песчаников и с ним незаметно сливаясь. В мезомиктовом поле породы, напротив, тяготеют главным образом к левой его части, мало присутствуя в правой. Что же касается олигомиктового и собственно кварцевого полей, то они кажутся заполненными достаточно равномерно, что, впрочем, объясняется, вероятно, малыми размерами самих полей.

Вполне возможно, что при использовании большего числа анализов из большего числа регионов распределение точек на диаграмме несколько изменится против того, что получилось при нанесении 500 анализов. Но едва ли при этом возникнет равномерное заполнение точками всей диаграммы. Неравномерность, кучность расположения точек, отвечающая распространению в природе только ограниченного числа из потенциально возможных составов песчаников, несомненно сохранится и, возможно, даже усилится, а это обстоятельство и является сейчас для нас принципиально важным.

Генетический смысл диаграммы терригенно-минералогического состава песчаников очевиден. Нижняя, полимиктовая часть диаграммы отвечает областям активного (и сильно активного) тектонического режима — геосинклинальным зонам в стадию нормального геосинклинального режима, передовым прогибам и внутригорным котловинам; иногда в эту область диаграммы попадают и анализы платформенных отложений, когда на отдельных ее участках тектонический режим сильно активизирован или с соседней складчатой зоны на прилежащие участки платформы сносятся обломочный материал. При этом левая часть полимиктового поля диаграммы отвечает разрушению на водосборах, главным образом основных эффузивных и метаморфических пород, правая часть — поликристаллических гранитных. Верхняя олигомиктовая и мономинеральная части диаграммы отвечают вялому тектоническому режиму, что особенно типично для платформ, но встречается порою и на отдельных участках геосинклинальных областей.

Поскольку олигомиктовые песчаные породы развиваются лишь при интенсивном химическом выветривании водосборных площадей, движение по диаграмме снизу вверх отвечает также все усиливающемуся химическому разрушению исходных для песчаников пород и отбору устойчивых компонентов. Стрелками показан, по А. Г. Коссовской, общий ход преобразования в олигомиктовые песчаники грауваккового материала вдоль левой стороны диаграммы и аркозового — вдоль правой.

Так как гранулометрия обломочных пород тесно связана с их терригенно-минералогическим составом, то естественно, что размещение точек внутри гранулометрической и минералогической диаграмм должно быть как-то коррелятивно связано. Действительно, песчаники чисто кварцевого и олигомиктового состава на гранулометрической диаграмме попадают в поле хорошо сортированных песков и тяготеют здесь к вершине «песков»; песчаники полимиктового состава, граувакки и особенно лититы попадают в поле песков более плохо сортированных. Эта корреляция имеет, правда, общий характер, но она вытекает из существа законов механической седиментации и потому оспаривать реальность и первичность



этих связей, что делает А. Г. Коссовская, мне представляется неправильным.

Значительно менее определенной является в настоящее время диаграмма минералогического состава глинистых пород, по той причине, что определения глинистых минералов до сих пор даются в подавляющем большинстве случаев чисто качественно, а не количественно. Все же и состав глин может быть выражен примерной диаграммной схемой (фиг. 170, В). В этих целях удобно воспользоваться двумя треугольниками, один из которых имеет в углах каолинит (+ галлуазит) — гидрослюды — монтмориллонит (+ бейделлит); второй же — сепиолит (+ палыгорскит) — гидрослюды — монтмориллонит (+ бейделлит); треугольники прикладываются друг к другу общей стороной. В образовавшемся таким путем параллелограмме заштриховано поле обычно наблюдающихся минералогических составов глин и оставлены незакрытыми участки таких соотношений глинистых минералов, которые в группе гумидных глин очень редки, либо не встречаются совсем. Как видим, пустует поле смесей каолинита (+ галлуазита) с монтмориллонитом, а также поле смесей гидрослюды и монтмориллонита с высоким содержанием сепиолитов и палыгорскита. На диаграмме проведены горизонтальные линии на уровнях, отвечающих мономинеральным кварцевым пескам, олигомиктовым, мезомиктовым и их границе с полимиктовыми. Говоря принципиально, эти градации минералогического состава следует выделять и в глинистых породах; кварц в данном случае заменяется каолинитом. Однако апробация этой схемы — дело будущего, сейчас она тормозится отсутствием нужных количественных определений глинистых минералов в глинистых породах.

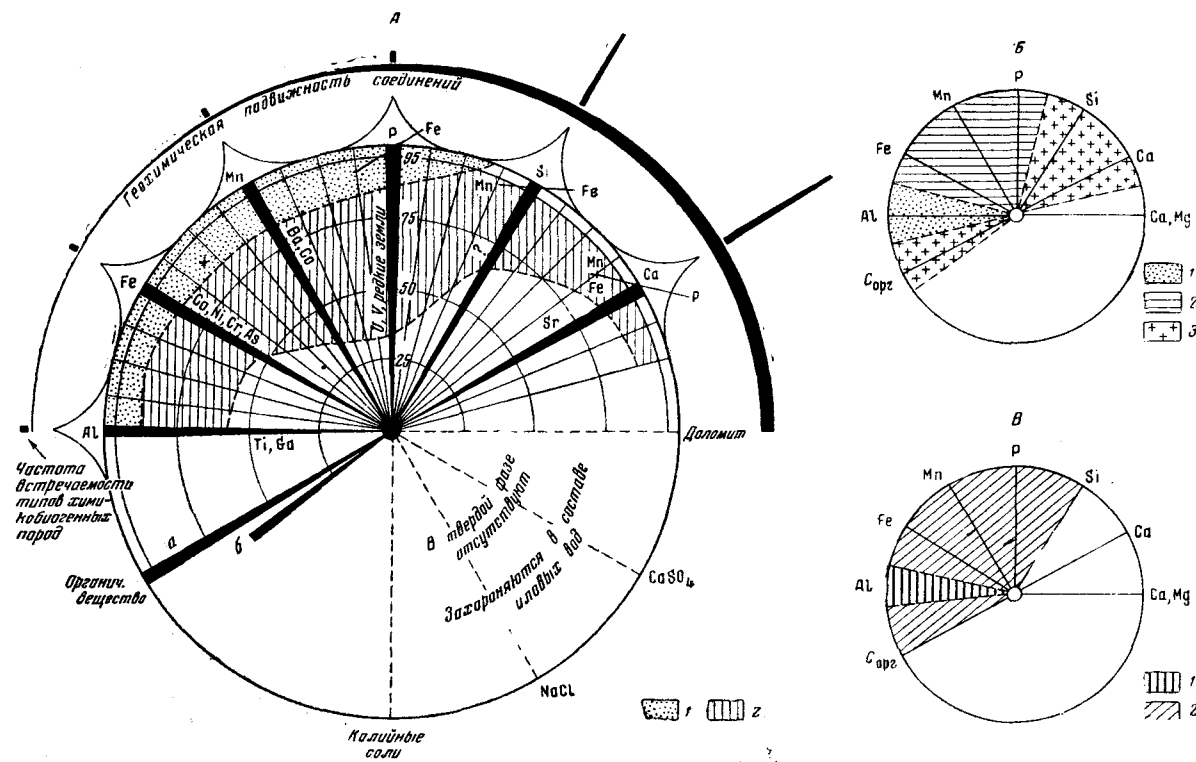
Генетический смысл диаграммы глин понять нетрудно. Нижняя «полимиктовая» часть диаграммы отвечает режиму активных тектонических движений и ослабленному химическому выветриванию водосборных площадей бассейнов; верхняя «каолининовая» часть диаграммы — режиму пассивному и интенсивному химическому выветриванию. При этом все возрастающее накопление каолинита вплоть до образования мономинеральных каолиновых глин реально осуществляется лишь в условиях континентальных — в коре выветривания, делювии, аллювии, в озерных отложениях. В морских глинах составы, видимо, нигде не поднимаются выше начала «мезомиктовой» стадии.

Что касается соотношений между минералогическим составом песчаных и глинистых пород, то, как уже было указано в гл. II, мономинеральным кварцевым и олигомиктовым песчаникам отвечают каолиновые глины; мезомиктовым и полимиктовым пескам — полиминеральные гидрослюдисто-монтмориллонитовые глины с примесью сепиолита и бейделлита. Эта корреляция, однако, проявляется с неодинаковой силой в отложениях разных фациальных обстановок: ярче всего — в континентальных породах, значительно менее отчетливо, затушеванно — в морских. Но как общая тенденция указанные соотношения между составом глин и песчаников, как правило, имеют место, особенно если они не нарушены вторичными изменениями пород.

### 3. Состав аутигенных и терригенно-аутигенных пород

Составы химико-биогенных и терригенно-аутигенных пород удобно разбирать совместно, воспользовавшись для этого циклограммой, изображенной на фиг. 171, А. В центре циклограммы располагаются терригенные — песчано-алевритово-глинистые породы вне зависимости от их гранулометрического типа<sup>1</sup>; по радиусам же породы со все возрастающими содержаниями

<sup>1</sup> Примесь химико-биогенных компонентов не свыше 5%.



Фиг. 171. Состав химико-биогенных и смешанных пород гумидных зон.

А — вещественный состав химико-биогенных и смешанных пород: 1 — редко встречающиеся типы рудных накоплений; 2 — обычно встречающиеся типы рудных накоплений. Б — минералогические типы песчано-алевритовой примеси в химико-биогенных и смешанных породах: 1 — мономинеральная или олигомиктовая песчано-алевритовая фракция; 2 — олигомиктовая и мезомиктовая песчано-алевритовая фракция; 3 — минералогический тип фракции любой. В — минералогический состав глинистой примеси в химико-биогенных и смешанных породах: 1 — каолинистовая глинистая примесь; 2 — состав глинистой примеси варьирует в широких пределах.

какого-либо химико-биогенного компонента вплоть до превращения породы в чисто хемогенную (биогенную); последнее наступает тогда, когда все уменьшающееся содержание терригенной примеси дойдет до величины, меньшей 5%. Таким образом, по внешнему краю каждого радиуса располагаются чистые хемогенные и биогенные породы; у внутреннего края (т. е. в центре циклограммы) — чистые терригенные породы; в промежутках — терригенно-аутигенные породы с количественными интервалами 5—25, 25—50, 50—75, 75—95% терригенного компонента и дополнительными до 100% количествами химико-биогенного, если идти от периферии циклограммы к ее центру. Первый слева радиус дает чистые бокситы и все переходы от них к терригенным породам; второй — чистые накопления железистых минералов и переходы от них к породам терригенным; третий — марганцовые породы с переходными смешанными; четвертый — фосфатные породы; пятый — силициты (или кремнистые); шестой — известковые; седьмой — доломитовые; восьмой — накопления органического вещества. Размещение химико-биогенных пород по радиусам подобрано таким образом, чтобы между соседними породами наблюдались бы взаимные переходы и располагались бы двухкомпонентные химико-биогенные породы с количественными градациями того же типа, что по радиусам: 0—5, 5—25, 25—50, 50—75, 75—95, 95—100% одного компонента и дополнительно до 100% содержания другого.

Объединяя кривыми одинаковые градации компонентов по радиусам, получаем ряд окружностей, отделяющих друг от друга смешанные породы со все меньшими количествами терригенного компонента и все большими — химико-биогенного по мере того, как мы перемещаемся от центра циклограммы к ее периферии. В то же время, соединяя градации 5, 25, 50, 75, 95% по периферии каждого сектора с центром, намечаем секторы второго порядка, показывающие прогрессирующее вытеснение одного химико-биогенного компонента другим по мере того, как переходим от какого-либо радиуса к рядом с ним расположенному справа.

При таком способе построения циклограммы на ней умещаются почти все химико-биогенные и терригенно-аутигенные породы и отражаются почти все соотношения между ними. Но кое-что все же на этой плоскостной диаграмме не отражается. Так, например, не отражаются взаимопереходы от фосфатных руд к железным; от кремнистых пород к железистым и марганцовым; от известняков к железным, марганцовым и фосфатным рудам. Чтобы отразить и эти соотношения, необходимо прибегать к дополнительным усложнениям. Представим себе, что по радиусу фосфатных руд проведена плоскость, перпендикулярная (или поставленная несколько наклонно) к плоскости диаграммы. В этой дополнительной плоскости можно построить дополнительный треугольник, используя радиус Р-руд как одну сторону этого треугольника; на противоположной стороне откладываются железистые породы с теми же градациями, что и на плоской циклограмме; полученный дополнительный треугольник может быть использован для отображения взаимоотношений между фосфатными и железными рудами. Аналогичный прием можно использовать для изображения соотношений между кремнистыми породами, железными и марганцовыми рудами; в этом случае на плоскости, перпендикулярной (или наклонной) к циклограммной и проведенной через радиус  $\text{SiO}_2$ , дополнительно пристраиваются два треугольника. Для отображения соотношений между известняками, железными, марганцовыми рудами и фосфоритами необходимы уже две дополнительные плоскости, проведенные через радиус  $\text{CaCO}_3$  наклонно к плоскости диаграммы; на одной из них к радиусу  $\text{CaCO}_3$  пристраиваются треугольники для Fe- и Mn-руд; на другой — для фосфоритов. С указанными дополнительными построениями циклограмма отразит

уже все типы гумидных пород и все соотношения между ними, если, конечно, отвлекаясь от мелких деталей состава, едва ли заслуживающих отображения. Единственно, что следовало бы отметить на циклограмме, это микроэлементы, характерные для разных химико-биогенных пород; они и показаны соответствующими символами у каждого радиуса.

Конструированная описанным путем циклограмма отображает ряд закономерностей состава гумидных пород. Принимая радиус  $Al_2O_3$  за начало циклограммы, получаем, что все остальные породы выстраиваются в ряд, отвечающий ряду все возрастающей геохимической подвижности компонентов. При этом, по мере движения по циклограмме, возрастает сложность соотношений пород. Так, уже для радиуса фосфоритов приходится пристраивать дополнительный треугольник для отображения их соотношений с железными рудами. Для радиуса  $SiO_2$  аутиг требуются два дополнительных треугольника — для Fe- и Mn-руд; а для радиуса  $CaCO_3$  — три дополнительных треугольника. Двигаясь по циклограмме еще далее, мы встречаемся с радиусами доломита,  $CaSO_4$ , NaCl и калийных солей. Из этих компонентов в отложениях гумидных зон встречаются лишь накопления доломитов, но в ограниченных количествах, в виде пятнистых метасоматических образований; настоящие пластовые накопления доломитов большого протяжения здесь отсутствуют. Это обстоятельство отражено на диаграмме тем, что к гумидной зоне отнесена лишь часть треугольника, обнимающего известково-доломитовые породы. Что касается легко растворимых соединений —  $CaSO_4$ , NaCl, калийных солей, то они, как известно, в гумидной зоне не дают накоплений в виде твердых фаз, но присутствуют в породах в составе поровых растворов. Это обстоятельство отражено на циклограмме тем, что радиусы каждой легко растворимой соли показаны пунктиром, а градации составов опущены.

Характерные соотношения компонентов аутигенных и терригенных пород вскрываются при движении по радиусам циклограммы и по ее окружности. Перемещаясь от центра циклограммы к концу любого радиуса, мы наблюдаем все градации постепенного убывания кластического материала и нарастания хемогенного компонента. При этом, чем более чистым является накопление компонента, тем реже в общем оно встречается в природе; поэтому породы, по составу отвечающие концам каждого радиуса, редки и встречаются обычно малыми массами; породы же, отвечающие по составу точкам, все более близким к центру циклограммы, встречаются все чаще и все большими массами. При движении по окружности от одного радиуса к другому мы также обнаруживаем все переходные по составам разности от чистого накопления одного компонента до чистого накопления другого. Но распространение этих разностей пород в природе подчинено уже другому закону. Наичаще встречаются наиболее чистые накопления компонентов, реже их смеси; особенно редки такие двухкомпонентные системы, в которых доли участия каждого компонента приблизительно равны. Эта закономерность впервые была открыта на примере известковых и доломитовых пород США. Графическое изображение анализов показало, что наиболее часто встречаются чистые известняки и чистые доломиты, реже смешанные известково-доломитовые породы, особенно такие, в которых доли участия известняка и доломита примерно равны. Эта закономерность была потом подтверждена на гораздо более обширном материале для Сз Самарской луки С. В. Николаевым (1959) и для верхнепалеозойских карбонатных пород Русской платформы А. Б. Роновым (1956). К сожалению, до сих пор не было проделано соответствующих подсчетов для других компонентов. Но просмотр литературы по бокситам, железным и марганцевым рудам и фосфоритам доказывает с полной

очевидностью, что хотя промежуточные — двухкомпонентные — породы между ними порой и встречаются, они крайне редки и совершенно подавляются чистыми накоплениями компонентов. Таким образом, можно принять в качестве закона, не встречающего исключений, что среди химико-биогенных пород, *наиболее чистых от загрязняющих терригенных частиц*, т. е. отвечающих окружности циклограммы, наичаще встречаются породы однокомпонентные, представляющие накопления какого-либо одного компонента ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe, Mn, P,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ , органического вещества), наиболее же редко — породы двухкомпонентные, переходные, особенно если оба компонента встречаются в соизмеримых количествах. Этот закон и отражен на циклограмме в виде кривых частот встреч составов пород. К этому необходимо добавить, что абсолютные массы разных однокомпонентных химико-биогенных пород, встречающихся в литосфере, резко неодинаковы. Наименьшие они у бокситов, больше — у железных и Mn-руд, фосфоритов, максимальные — у известняков; иначе говоря, массы чистых пород нарастают, с некоторыми колебаниями, от начала циклограммы к ее концу, *параллельно росту общей геохимической подвижности компонентов*. Это обстоятельство отражено на циклограмме разной величиной столбиков, поставленных на продолжении соответствующих радиусов. В тесной связи с этой закономерностью стоит еще характерная другая. На циклограмме выделены поля, отвечающие обычным составам рудных накоплений (косая штриховка) и редко встречающимся их составам (точки). Оказалось, что обычные бокситы, железные, марганцовые руды и фосфориты характеризуются значительными примесями терригенных компонентов и только кремнистые и карбонатные породы, применяемые в производстве, отличаются большой чистотой. Такой характер используемых рудных накоплений прямо определяется тем, что чистые концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и минералов Fe, Mn, P встречаются в природе редко и малыми массами, а чистые накопления  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$  широко распространены и образуют колоссальные по массе тела.

Рассмотрение малых элементов, концентрирующихся у каждого радиуса циклограммы, показывает, что у каждой химико-биогенной породы они свои особые. Так, в бокситах концентрируются титан и галлий; в железных рудах часто Co, Ni, Cr, As; в марганцовых — барий и кобальт; в фосфоритах — редкие земли, ванадий, уран; для кремнистых пород пока неизвестно характерных микроэлементов (возможно Ge?); в известняках — стронций; в углях — германий и многие малые элементы.

Помимо чисто эмпирических закономерностей вещественного состава аутигенных и терригенно-аутигенных, наша циклограмма весьма отчетливо отображает в себе и ряд генетических моментов. Так, породы трех первых радиусов ее (бокситы — Fe и Mn накопления) являются образованиями типично моноклиматическими, т. е. характерными гумидными. Породы трех остальных (P,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$  и переход к доломитам) — образования биклиматические; они встречаются как на площади гумидного климата, так и в областях аридных и в последних обычно развиты наиболее сильно. Эта климатическая локализация обусловлена малой геохимической подвижностью первых трех компонентов и гораздо большей — трех остальных. Той же разницей геохимической подвижности объясняется теснейшая связь возникновения руд  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Fe, Mn с непосредственной подачей рудообразующих компонентов с площади континентов, питающих бассейн, и отсутствие такой связи у накоплений P,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ; связь с водосборами у них косвенная и отдаленная. Наконец, породы центральных частей циклограммы возникают при активном тектоническом режиме и тем более активном, чем ближе к центру циклограммы; породы же по окружности циклограммы формируются при режиме пассивном и отвечающем ему равнинном рельефе водосборных площадей.

Выше, разбирая составы терригенных пород, мы убедились, что между их гранулометрией и минералогией существует явная корреляция. Поскольку в составе аутигенных пород всегда присутствует более или менее значительная количественно терригенная примесь, естественно встает вопрос: а не существует ли хотя бы общих закономерных соотношений между составами этих двух разнородных компонентов? Ближайшее рассмотрение показывает, что ответ на этот вопрос должен быть положительным.

Крайний правый треугольник гранулометрического состава гумидных терригенных пород разделен линией  $x - x_1$  на два поля. Первое, обнимающее участок, прилегающий к стороне песок — алеврит, отвечает обычной гранулометрии терригенных компонентов железных, марганцовых руд и фосфоритов; второе поле, прилегающее к стороне алеврит — глина, соответствует гранулометрии терригенных компонентов бокситов, углей, кремнистых и карбонатных пород. При этом терригенные компоненты большинства названных пород тяготеют к нижней части глинисто-алевритового поля, к участкам его, прилежащим к вершине — глине. Но терригенные компоненты известняков могут заходить в грубозернистое поле треугольника.

На второй циклограмме (фиг. 171, В) показан терригенно-минералогический состав песчано-алевритовых зерен в разных аутигенных накоплениях. Как видим, в бокситах и тесно с ними связанных песчано-алевритовых прослоях, когда они встречаются, *терригенный материал типично кварцевый, в крайнем случае олигомиктовый*; в железных и марганцовых рудах и фосфоритах — более разнообразный, как олигомиктовый, так и мезомиктовый; в кремнистых и карбонатных породах, а также во вмещающих угли и горючие сланцы — еще более разнообразный, и олигомиктовый, и мезомиктовый, и полимиктовый. Что касается состава глинистого материала, то в бокситах и бокситоносных толщах он всегда типично каолининовый мономинеральный или с небольшой примесью монтмориллонита и гидрослюда; в железорудных, марганцеворудных и фосфоритовых толщах, а также в известняках он более пестрый и обычно смешанный (циклограмма III, фиг. 171, В).

Таким образом, только накопления весьма мало геохимически подвижного  $Al_2O_3$  ассоциируются со строго определенным по минералогическому составу песчано-алевритовым и глинистым материалом, а именно кварцево-каолининовым; накопления более подвижных Fe, Mn, P комбинируются уже с более варьирующими по составу песчано-алевритовыми и глинистыми комплексами, а у известняков связь хемогенного и терригенных компонентов становится наименее определенной. В целом, корреляция между составами химико-биогенных компонентов и терригенной примеси наиболее выражена у первого, наименее геохимически подвижного члена ряда, и прогрессивно ослабевает у последующих его членов, по мере усиления геохимической подвижности слагающих их соединений. Такие соотношения вполне закономерны. Ведь по мере увеличения геохимической подвижности химико-биогенных компонентов уменьшается связь образованных ими пород с континентом и с той физико-химической обстановкой на водосборных площадях, где рождаются — в ходе выветривания — как хемогенные, так и терригенные составные части пород. Одновременно увеличивается роль смешения веществ, происходящих из разных питающих провинций. Это обстоятельство и ослабляет прогрессивно четкость и силу корреляции между химико-биогенными и терригенными компонентами пород.

#### 4. О специфике состава и генезиса остаточных пород сравнительно с составом и генезисом пород других отрядов гумидного класса

Сопоставляя составы и генезис коры выветривания с составами и генезисом пород других отрядов гумидного класса, нельзя не заметить двух характерных различий.

Образование коры выветривания протекает стадийно и это отражается в зональном строении ее на вертикальном разрезе. В то же время в формировании ее полностью отсутствуют процессы гранулометрической сортировки и активной химической дифференциации, заменяемой последовательным выщелачиванием коры и перераспределением остающихся компонентов.

При возникновении терригенных, химико-биогенных и переходных пород в путях переноса осадочного материала и в конечных водоемах стока, напротив, всегда в более или менее ясной форме проступает гранулометрическая сортировка материала — слабая в делювии и пролювии, большая — в речном аллювии и наиболее выраженная в бассейновых осадках. Вместе с тем начинают сказываться и процессы химической дифференциации. В седиментогенезе они еще слабы и выражаются в разделении главным образом групп веществ, имеющих общие формы миграции; в диagenезе они усиливаются и сказываются в отделении друг от друга уже индивидуальных веществ; интенсивность этого процесса, однако, ограничивается здесь явлениями изоморфизма и соосаждения веществ.

В то же время стадийность осадкообразования в аутигенных и терригенно-аутигенных породах полностью отсутствует. Это обстоятельство наиболее ясно отражается в отсутствии четких отличий осадкообразования в пресноводных озерах и в морях с соленостью в 3,5%; и в тех, и в других накапливаются одинаковые по составу химико-биогенные отложения, различия едва уловимы. Причина отсутствия стадийности в образовании гумидных химико-биогенных осадков двояка. Она кроется, во-первых, в малой растворимости большинства соединений, участвующих в образовании хемогенных пород:  $Al_2O_3$ , соединений Fe, Mn и P, благодаря чему уже в пресных водах все они осаждаются и дальнейшее осолонение бассейна оказывается в этом отношении неэффективным. Тормозяще действует, во-вторых, интенсивная жизнедеятельность организмов. Так, например, растворимость  $SiO_2$ ,  $CaCO_3$  и особенно  $MgCO_3$  много выше растворимости перечисленных выше компонентов, и при чисто химическом их осаждении это должно было бы создать ясно выраженную стадийность хемогенной седиментации. Но организмы, используя карбонаты Ca и Mg и кремнезем даже из весьма ненасыщенных их соединений, тем самым подавляют проявление стадийности химико-биогенной седиментации при образовании гумидных осадков. Игнорирование этого существенного обстоятельства является одной из коренных ошибок всех умозрительных схем химической дифференциации (В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана, Л. В. Пустовалова).

Итак, сочетание стадийности в развитии коры химического выветривания с отсутствием ее в химико-биогенном осадкообразовании является одной из важнейших черт класса гумидных пород, связывающей воедино все его отряды. Это обстоятельство важно подчеркнуть потому, что в классе аридных пород, как увидим ниже, дело будет обстоять существенно иначе.

Очень важна еще и другая сторона дела: наличие то более, то менее отчетливо выступающих корреляций между разными признаками вещественного состава пород. Довольно отчетливая связь существует между гранулометрическим типом терригенных пород и составом их песчано-алевритовых зерен и глинистых частиц. У химико-биогенных и смешан-

ных пород намечаются связи между составом химико-биогенного компонента и минералогией песчано-алевритовых и глинистых частиц. Именно такого рода связи и корреляции и объединяют все разнообразие гумидных отложений в единую группу, делают ее внутренне связанной, естественной ассоциацией, отличной в этом отношении от групп ледовой, аридной, эффузивно-осадочной.

##### 5. Об условиях, способствующих наиболее яркому проявлению в породах гумидного типа седиментации

Какую бы сторону гумидного седиментогенеза мы в предыдущем ни брали: выветривание пород на водосборных площадях; механическую или химическую денудацию; формы переноса компонентов в реках; распределение и накопление в осадках обломочных зерен и минералов; рассеянные содержания элементов и высокие концентрации  $Al - Fe - Mn$ , органического вещества,  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ , всегда при внимательном рассмотрении можно было убедиться, что все они явственно видоизменяются под влиянием частных физико-географических обстановок, господствовавших на отдельных, ограниченных по площади, участках гумидных поясов. В результате этих изменений черты принадлежности осадка (породы) именно гумидному литогенезу выражаются то очень ярко и характерно, то сравнительно слабо и неотчетливо, то, наконец, едва улавливаются.

Естественно встает вопрос: какая же физико-географическая обстановка внутри общей гумидной седиментационной области содействует приобретению осадками (породами) наиболее ярко выраженных черт гумидного литогенеза и какие обстановки, напротив, тормозят проявления этих черт, смазывают их?

Нетрудно показать, что с наибольшей отчетливостью гумидный литогенез отпечатлевается на осадках (породах) в условиях вялого тектонического режима, высокой температуры и влажности региона, т. е. на равнинах тропической зоны. Чтобы в этом убедиться, сравним, как текут процессы на равнинах с разными вариациями гумидного климата и в областях с более расчлененным рельефом, т. е. более тектонически активных.

На водосборных площадях равнинного ландшафта тропической и субтропической областей развивается латеритная кора выветривания с накоплением в ней каолина и свободных гидроокислов  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$ . В умеренном, а тем более холодном влажном климате химическое выветривание сильно ослабевает и останавливается на стадии гидрослюд, а иногда и вовсе подавляется. Соответственно, меняется характер терригенно-минералогических комплексов, возникающих за счет размыва коры выветривания. В тропическом и субтропическом влажных климатах обломочные зерна лишаются неустойчивых компонентов и терригенно-минералогические комплексы в песчано-алевритовых осадках становятся олигомиктовыми, мономинеральными, по существу кварцевыми, с ничтожной примесью устойчивых минералов: рутила — циркона — турмалина — граната. В более холодных климатах разрушение минералов в коре выветривания замедляется и при размыве ее возникают мезомиктовые обломочные комплексы, а в совсем холодных даже полимиктовые.

В теплых климатах, в условиях сильного химического выветривания и ослабленной механической денудации, растворы в миграциях элементов превалируют над взвесями, что приводит к резко выраженному упорядоченному распределению элементов в осадках с более или менее значительным сдвигом масс в пелагическом направлении. В климатах холодных это почти не проявляется, и распределение элементов принадлежит более или менее ярко выраженному пестрому типу.

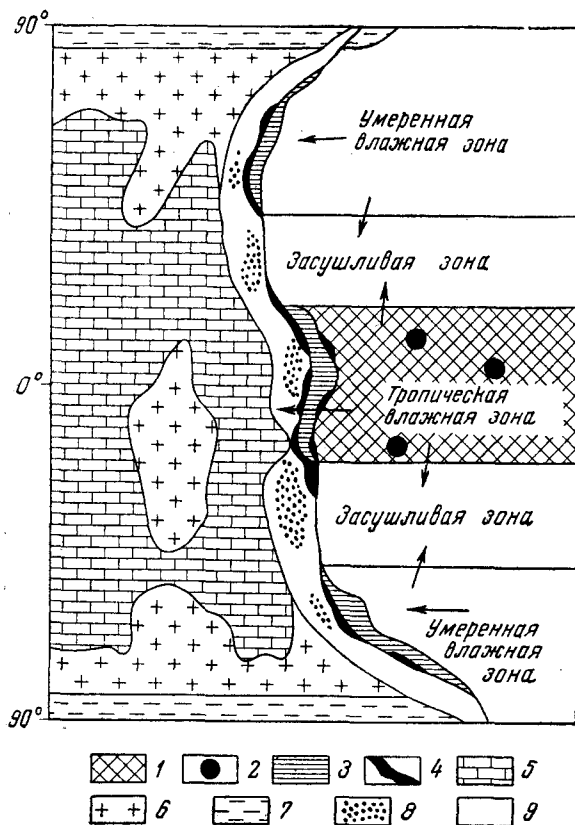


В тропической и временами в субтропической влажных областях преотложение коры выветривания с присущими ей гидроокислами  $Al$  —  $Fe$  —  $Ti$  создает бокситовые месторождения в озерах и заливно-лагунной зоне морей; севернее, в более холодных районах гумидных зон, бокситы отсутствуют; сохраняются еще каолиновые озерные глины и примесь као-

линита в морских отложениях, но на окраине гумидных зон и в высоких широтах и они исчезают (фиг. 172, 173).

Железные и марганцовые руды формируются как в тропической и субтропической влажных зонах, так и в умеренных, но главным образом в двух первых; в высоких широтах гумидных поясов их генерация прекращается. Угли возникают в весьма широком диапазоне условий: в тропической, в субтропической и в умеренной зонах и даже в холодном климате. Что касается накоплений фосфора, то на территории гумидных поясов они вообще развиты слабо; по мере же перехода на высокие широты фосфатонакопление прекращается.

В морях тропиков и субтропиков, благодаря высокой температуре,  $CaCO_3$  достигает стадии насыщенных и даже пересыщенных растворов. Это обстоятельство резко стимулирует биогенное выделение кальцита разнообразными донными и планктонными организмами, а в ряде случаев, в



Фиг. 172. Особенности литогенеза на разных участках гумидных зон.

1 — каолиновая и глиноземная кора выветривания; 2 — бокситы; 3 — железные руды оолитовые; 4 — марганцевые руды; 5 — накопления  $CaCO_3$ ; 6 — накопления  $SiO_2$ ; 7 — глины высоких широт; 8 — фосфориты; 9 — прибрежные песчано-глинистые отложения.

прибрежной зоне, и химическое его осаждение. Возникают разнообразные карбонатные осадки — коралловые постройки, раковинные банки, мелкофораминиферовые илы, пелитоморфные карбонатные илы, являющиеся характерными представителями тропической и субтропической модификации гумидного литогенеза. Местами кроме  $CaCO_3$  накапливаются небольшие количества доломита. По мере продвижения на север, в зону умеренного влажного климата и еще дальше, к полярной области, биогенное карбонатвыделение ослабевает, а химическая осадка  $CaCO_3$  прекращается совсем. Осадки умеренного влажного климата становятся весьма бедными карбонатным материалом и часто вовсе лишаются  $CaCO_3$ ; известковые же фации и породы исчезают совсем. Надобно иметь в виду, однако, что когда течения из низких широт заходят далеко в высокие (как, напри-

мер, современный Гольфстрим), граница карбонатообразования и известковых осадков в виде узкого языка также продвигается далеко на север.

Отложения кремнезема формируются на всех участках гумидной зоны, при разных температурных условиях. Но на юге главными экстракторами  $\text{SiO}_2$  являются радиолярии и губки, на севере же — губки и диатомеи. Впрочем, эти различия касаются лишь новейшего времени — с мезозоя; в более древние эпохи их, возможно, не существовало (?).

Для полноты картины добавим, что на высоких широтах, вблизи развития ледового типа седиментогенеза, в отложениях гумидного типа появляются характерные черты, обусловленные близостью перманентных ледовых покровов. На суше это проявляется в возникновении солифлюкционных и флювиогляциальных, песчано-валунных отложений, а также озерных ленточных глин с характерной сезонной слоистостью, обязанной сезонному питанию то более

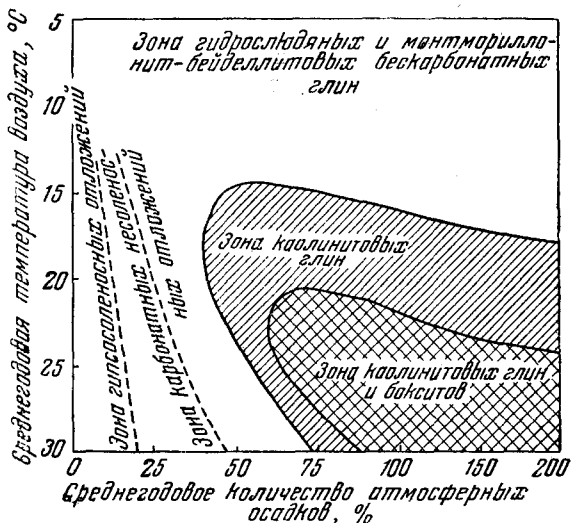
грубым, то более тонким материалом. На море образуются так называемые *ледово-морские отложения*, главным отличием которых от обычных морских является спорадическое наличие крупных галек, валунов и примеси несортированного песка в тонкозернистых глинистых осадках; и то и другое занесено плавающим льдом айсбергов и берегового припая, который терял вмержший в него обломочный материал по мере таяния.

Существенно изменяется гумидное осадкообразование и по мере приближения к аридным зонам.

Химическое выветривание пород на водосборных площадях сокращается. Соответственно мощность элювия и полнота его профиля убывают; свободные гидроокислы  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в коре не образуются. Это влечет за собою прекращение вначале бокситообразования, а затем каолинообразования. Подвижность железа и марганца в коре выветривания также резко сокращается; отсюда пониженный вынос их из коры в грунтовые воды и реки и прекращение рудного процесса; раньше это происходит у Fe, много позже у марганца, руды которого, как более подвижного элемента, иногда заходят и в самые периферические части аридных зон, но бывают тогда ничтожны по массам.

Континентальные накопления органического вещества — угли — исчезают, но морские — горючие сланцы — остаются. Что же касается накоплений тетрады  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$ , то они не только переходят в аридную зону, но в ней достигают особо большой силы, правда, значительно меняя свои формы.

В целом же на фоне слабых эпейрогенических движений земной коры влияние климатических отличий разных участков гумидных поясов сказывается рельефно и осадкообразование отличается удивительным разнообра-



Фиг. 173. Схема климатических зон образующих глины (разных минералогических типов), бокситов, карбонатных и гипсо-соленосных накоплений в реках, озерных и лагунных водоемах и в почвах (по Г. И. Бушинскому).

*разием химико-биологических процессов и накоплений компонентов. При этом наиболее благоприятными для полной реализации особенностей гумидного осадкообразования, действительно, оказываются условия теплого — тропического и субтропического — климата с их высокими годовыми температурами (сейчас 20—25°С, прежде возможно выше) и максимальными метеорными осадками (сейчас обычно до 3000 мм в год, прежде — выше?).*

С переходом в высокие широты и с падением среднегодовых температур и масс метеорных осадков, а также по мере приближения к аридным областям, многогранный гумидный седиментационный процесс беднеет формами и в нем все больше выдвигаются на первый план процессы преимущественно механической седиментации.

Весьма характерно видоизменяется гумидный седиментогенез при усилении тектонической активности региона. По мере того как темпы движений земной коры ускоряются и амплитуда их возрастает, рельеф участка делается все более расчлененным. Интенсивность химического выветривания пород на водосборных площадях при этом убывает, и в речном стоке растворенные компоненты все более уступают место механически переносимым обломочным частицам. Накопляющиеся осадки все более обогащаются кластическим материалом, химические же и биологические отложения все сильнее сокращаются; убывают и рудные накопления Al — Fe — Mn и др. Состав терригенно-минералогических комплексов становится все более разнообразным: олигомиктовые комплексы сменяются мезомиктовыми. С достижением некоторого критического уровня темпов эпейрогенеза выветривание даже в условиях теплого гумидного климата становится главным образом физическим, интенсивность механической денудации достигает своих максимальных значений; осадки становятся плохо сортированными полимиктовыми песчано-алевритово-глинистыми лишь с едва уловимой примесью седиментационных химико-биогенных минералов. Химико-биогенные отложения, а также рудообразование, исчезают совсем. Уцелели лишь угли, но и они возникают в эпизодически наступающие периоды ослабленных движений земной коры. Примером крайнего развития такого режима являются разобранные выше отложения верхнего палеозоя Карагандинского синклиория.

*При таком характере осадкообразования уловимые отличия обломочных комплексов, возникающих в разных климатически, но одинаково сильно подвижных участках гумидных зон, исчезают. Осадконакопление по своему петрографическому облику нивелируется, становится однообразным и мало чувствительным даже к крупным климатическим изменениям внутри гумидных зон.*

*Итак, черты гумидного литогенеза наиболее ярко проступают в петрографическом облике отложений лишь в том случае, если осадконакопление совершается на базе слабых, вялых, эпейрогенических движений. С усилением этих движений действие их на седиментогенез все сильнее подавляет влияние климатического фактора и приводит к возникновению однотипных обломочных отложений при всех локальных модификациях климата гумидных зон. Все это означает, что тектонический фактор действует сильнее на видоизменения гумидного осадкообразования сравнительно с климатическим.*

Такого рода соотношение между климатом и тектоническим режимом внутри гумидных зон возникает потому, что в пределах последних мы всегда имеем дело лишь с разновидностями одного и того же типа климата, что заранее предусматривает ограниченную силу их воздействия на седиментацию. Тектонический же фактор в областях гумидных поясов варьирует во всей возможной для него амплитуде интенсивностей. При такой ситуации не удивительно, что на площади этих поясов тектоническое воздействие

на осадкообразование сказывается эффективнее влияния модификаций климатического режима. Но как только мы переходим к *другому типу климата*, — ледовому или аридному, — так сейчас же оказывается, что никакой тектонический режим не в состоянии стереть характерных черт седиментогенеза, обусловленных разными типами климатических условий, действующими через физико-химические факторы: температуру, баланс влаги, живое вещество. Весьма убедительный пример этому можно видеть в галогенных и угленосных отложениях. Тектонически они возникают при весьма близком, часто тождественном режиме: на тектонически активных участках геосинклинальных зон, вступивших в стадию складкообразования, в межгорных депрессиях среди складчатых гор, в передовых прогибах, наконец, в прилежащих к ним синеклизах платформ. *Но угли формируются при этом только в зонах гумидных климатов, галогенные же отложения — только в зонах аридных климатов.* То же, но в менее яркой форме, можно видеть на истории карбонатных осадков; при одинаковом тектоническом режиме карбонатакопляющих территорий известняки возникают почти исключительно в гумидных зонах, доломиты — почти исключительно в аридных поясах.

До сих пор еще приходится слышать споры о том, какой фактор — климатический или тектонический — является главным и ведущим в образовании осадочных пород. Мне кажется, что эти споры построены на недоразумении. Дело в том, *что ни одна осадочная порода не возникла вне каких-то климатических условий, точно так же, как нет пород, образовавшихся вне какого-то тектонического режима.* Это значит, что и климат и тектонический режим являются всегда и без всяких исключений факторами, безусловно необходимыми и вместе достаточными для течения литогенеза. В этом смысле они принципиально равноценны, ибо вне наличия каждого из них природный процесс осадочного породообразования просто невозможен. Поэтому спор о большем значении климата или тектонического фактора и о «ведущей роли» какого-либо из них является спором праздным и схоластическим, основанным на непонимании реальных условий осадочного породообразования как природного процесса. Перефразируя известную мысль Ф. Энгельса относительно роли индукции и дедукции в научной работе, можно сказать, что надо не спорить о том, какой из интересующих нас факторов важнее, а выяснять, в чем именно, в каких конкретных чертах состава и строения пород и их размещения на лике Земли проявляется действие климата и в каких — влияние тектонического режима? Именно этот конкретный и вполне доступный объективному исследованию вопрос нас и интересует в настоящей монографии.

Совершенно очевидно, *что общая литогенетическая зональность на поверхности Земли создается типами климатического режима: в этом сказывается его доминирующая роль.* В пределах же климатических зон локальные изменения климатических условий имеют ограниченную силу, и на первый план в воздействии на литогенез выступает тектонический фактор, варьирующий во всем доступном ему диапазоне интенсивностей.

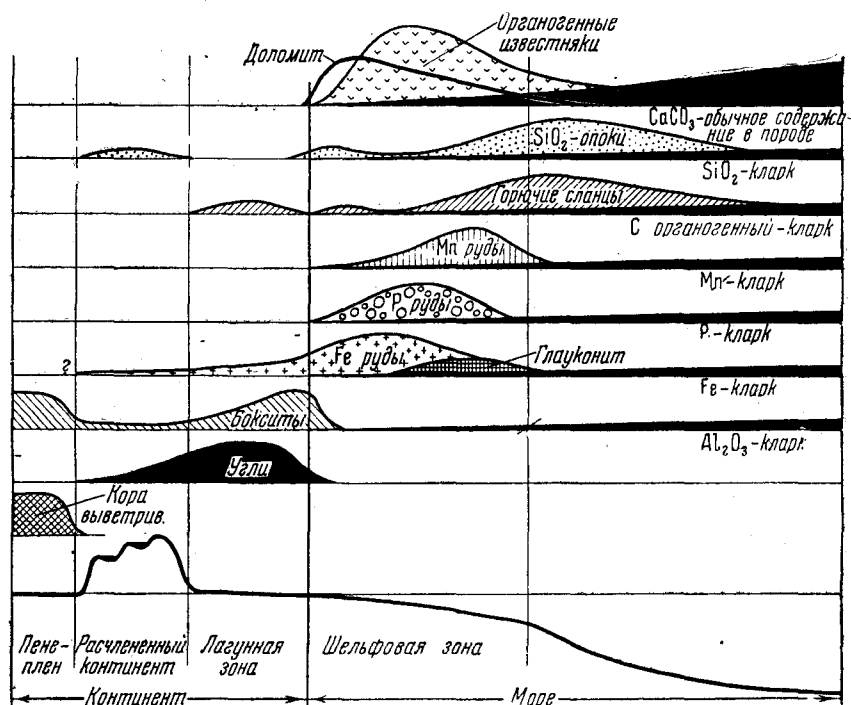
## II. ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ НАКОПЛЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В ГУМИДНЫХ ЗОНАХ

В предыдущих главах анализу состава, генезиса и размещения рудных накоплений компонентов в гумидных зонах было отведено главное место. При этом было вскрыто много частных, достаточно существенных закономерностей. Суммируя их, получаем следующую общую картину гумидного рудонакопления.

## 1. Фациально-генетические типы накоплений

На площади гумидных поясов выделяются четыре фациально-генетических типа (или группы) накоплений элементов (фиг. 174, 175).

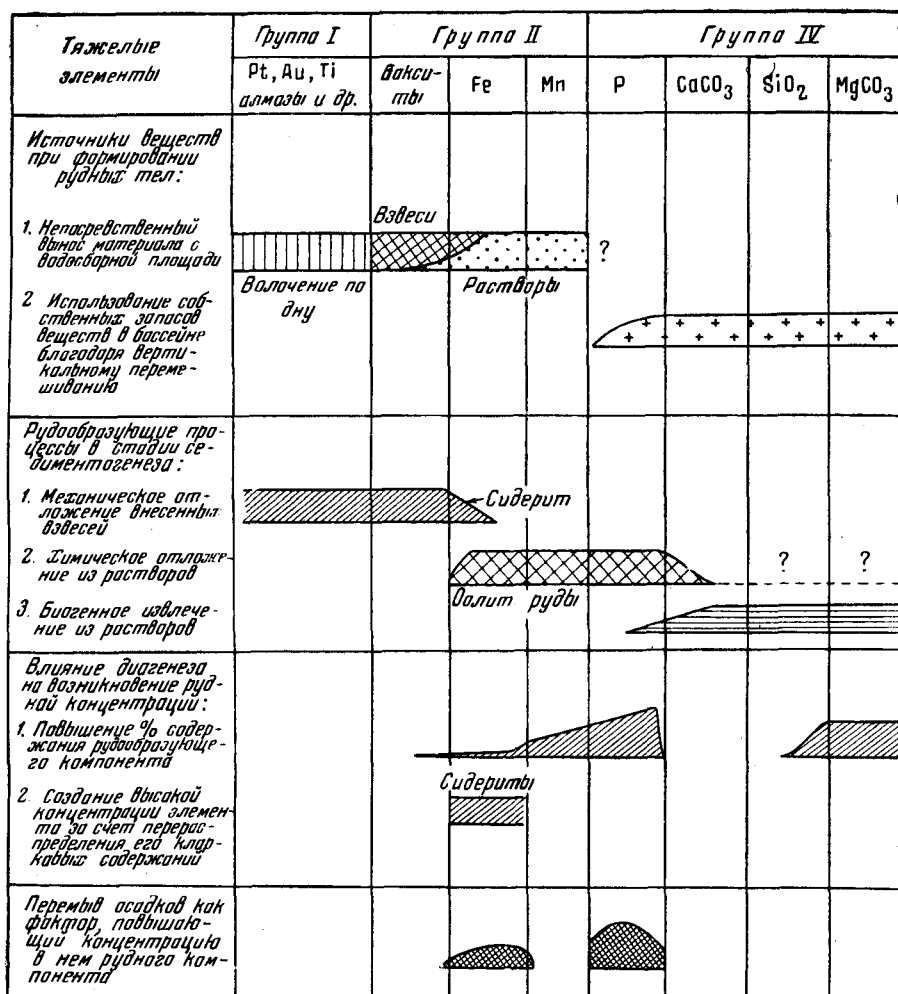
Первую образуют россыпные месторождения Au, Pt, Ti, алмазов, касситерита и других тяжелых минералов. Отличительную черту этой группы составляет то, что входящие в нее соединения практически нерастворимы в воде и, следовательно, могут мигрировать только как твердые фазы, в составе взвесей и даже главным образом волочением по дну. Это обстоятельство делает группу наименее геохимически подвижной. Россыпи Au,



Фиг. 174. Фациальный профиль рассеянных содержаний элементов и их рудных накоплений в гумидных зонах (с девона доныне).

Pt, Ti и прочих компонентов возникают поэтому в ближайшем соседстве с материнскими породами, заключающими в своем составе названные компоненты. Привязанность их к гумидному климату объясняется, с одной стороны, развитием в этом климате процессов выветривания, разрыхляющих материнские породы и подготавливающих их таким образом к обработке водой, с другой — обилием текучей воды, позволяющей проявиться процессам природного шлихования в речных водотоках. Особенно важно это для генезиса аллювиальных накоплений Au, Pt, Ti и других членов группы. Поэтому аллювиальные накопления названных тяжелых элементов являются типичным образованием гумидных зон; они моноклиматичны. Морские россыпи Au, Pt и других компонентов заходят из гумидных зон в аридные, но развиты в них слабо — лишь при условии выхода на берегах водоема коренных алмазоносных, золотоносных и других пород, что встречается не часто.

Вторая группа представлена рудной триадой Al — Fe — Mn. Входящие в нее компоненты уже обладают растворимыми в воде соединениями и



Фиг. 175. Генетические особенности накоплений компонентов в отложениях гумидных зон.

это делает триаду в целом геохимически более подвижной в природных условиях, чем группа тяжелых элементов. Но величина геохимической подвижности у разных членов триады все же неодинакова; наименьшая у первого ее члена — алюминия (точнее — свободного глинозема), заметно большая — у железа, а наибольшая — у марганца. В тесной связи с малой подвижностью всей триады формирование ее руд тесно связано с непосредственной подачей материала с водосборных площадей, что привязывает всю триаду только к влажным поясам. Разная же геохимическая подвижность членов триады придает индивидуальность фаціальным профилям их накоплений. Руды алюминия тяготеют к континентам; оолитовые железные руды значительно сдвинуты в море относительно бокситов; марганцевые руды сдвинуты в том же направлении относительно железных. При этом бокситы, соответственно очень низкой геохимической подвижности глинозема, возникают главным образом благодаря механическому переотложению латеритной коры выветривания водосборных частей континентов; железные же и марганцевые руды — соответственно большей

геохимической подвижности Fe и Mn — накаплиются путем химического осаждения их растворенных соединений. Биогенное осаждение никакой роли в формировании рудных накоплений триады не играет. Это обстоятельство и позволяет ярко проявиться в фациальных профилях руд разной геохимической подвижности Al — Fe — Mn.

*Третья группа, объединяющая накопления  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ , образована компонентами, геохимически более подвижными, чем входящие в рудную триаду.*

Можно было бы поэтому ожидать, что их фациальные профили будут наиболее сдвинуты в море, а внутри последнего сами накопления расположатся на все большем удалении от берега по мере возрастания подвижности слагающего их компонента. Эти ожидания сбываются лишь отчасти и в небольшой степени. Действительно, накопления  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  в гумидных зонах практически исчезают с континентов, уходя в море, что, конечно, надо приписать их возросшей геохимической подвижности. Но внутри моря они уже не выстраиваются в ожидаемый ряд; напротив, наиболее подвижный  $MgCO_3$  накапливается в наиболее прибрежной области; соотношения накоплений  $CaCO_3$  и  $SiO_2$  также необъяснимы их геохимическими подвижностями. Это несоответствие локализации накоплений разных членов триады их относительной подвижности вызывается тем обстоятельством, что решающим механизмом образования накоплений становится в данном случае биологическое извлечение веществ из растворов и лишь дополнительным — химическая садка (у фосфора). Резкое изменение существа седиментационных процессов естественно привело к затухиванию закономерных соотношений, вытекающих из разной геохимической подвижности компонентов, и к выдвиганию на первый план локализации, обусловленной экологическими особенностями организмов с кальциевой, кремневой и магниевой функциями. Вместе с тем, образование накоплений тетрады связывается уже не с непосредственной подачей в море компонентов, с континентальными пространствами, а прежде всего с мобилизацией запасов их в самом морском бассейне, осуществляемой разнообразными движениями воды; реки лишь пополняют эти запасы. Это обстоятельство приводит к тому, что все члены тетрады становятся биоклиматическими, теряют обязательную связь с гумидными зонами и еще более легко возникают в слегка осолоненных морях зон аридных.

Таким образом, перемещаясь от первой фациально-генетической группы накоплений к третьей, геохимически наиболее подвижной, видим, как чисто механический способ образования накоплений у Au, Pt, Ti, алмазов и других тяжелых минералов становится более сложным у Al, а потом сменяется на чисто химический у Mn, Fe, P и на биогенный, целиком или в подавляющей своей части, у  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $SiO_2$ . Одновременно образование накоплений теряет непосредственную связь с подачей веществ с континентов, а сами накопления становятся биоклиматическими.

Своеобразную и обособленную фациально-генетическую группу образуют угли и горючие сланцы, т. е. накопления органического вещества. Для них намечаются два максимума: в прибрежной части морей (угли паралических месторождений) и в относительно удаленной от берега зоне морей (горючие сланцы). Угольные месторождения целиком связаны с гумидными зонами и не выходят за их пределы, ибо залесенность поверхности континентов, являющаяся необходимым условием образования углей, реализуется только во влажных климатах и исчезает в аридных. Напротив, морские горючие сланцы, генерируемые, как правило, за счет «цветения» планктона, реже — фитобентоса, связаны не только с гумидными зонами, но развиваются и в аридных поясах, ибо источником питательных

веществ для «цветения» планктона является в первую очередь сам морской бассейн, его огромные запасы биогенных элементов в нижних слоях воды, мобилизуемые системой вертикальных движений водных масс. Таким образом, в размещении накоплений органического вещества как бы комбинируются черты, свойственные двум первым фациально-генетическим группам, специфически гумидным, и накоплению третьей группы, являющимся климатическими. Вместе с тем вовсе исчезает влияние геохимической подвижности порообразующего компонента, сменяясь воздействием чисто биологических закономерностей развития и размещения организмов.

## 2. «Пояса» и «узлы» накопления компонентов в гумидных зонах

Пространственное размещение рудных накоплений в пределах гумидных климатов характеризуется неравномерностью; они образуют то сгущения, то разрежения, более или менее обширные пустые пространства. Вместе с тем сгущения месторождений почти каждого элемента в момент их формирования располагались на поверхности Земли зонально, образуя своей совокупностью более или менее явственно выраженные полосы, лентообразно пролегающие среди остальной, не имеющей руд, части лика Земли. Лентовидные полосы — это пояса, а сгущения внутри поясов — узлы рудообразования.

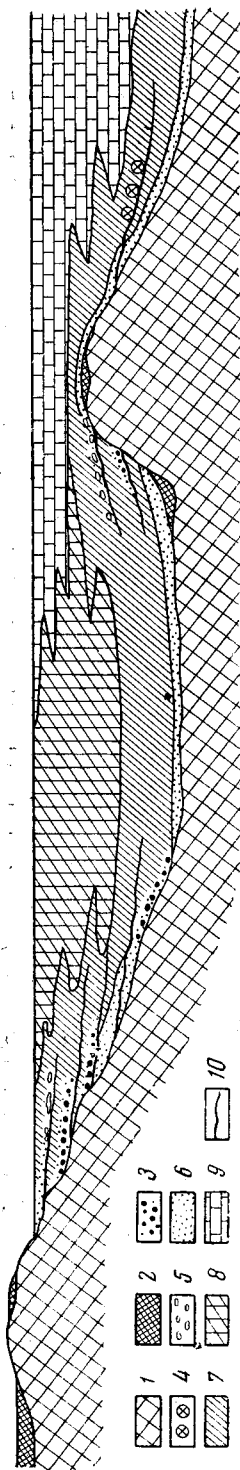
Введением понятия о поясах и узлах накоплений элементов наука обязана П. И. Степанову, предложившему различать «пояса» и «узлы» углеобразования (1937). Позже (в 1940 г.) аналогичные явления были отмечены мною для триады  $Al - Fe - Mn$ , причем пояса были названы зонами, а узлы — рудными провинциями. Недавно (1958) пояса и узлы бокситообразования еще раз были отмечены Ю. К. Горецким.

После изложенного в предыдущем совершенно ясно, что пояса углеобразования и рудообразования это, в сущности, те зоны гумидного климата, которые «разрешают» углеобразование или формирование руд  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ , а узлы — это те районы этих зон, где тектоническая обстановка максимально благоприятствовала возникновению высоких концентраций того или иного компонента. Существо же этой обстановки в разных случаях было неодинаково. С этой точки зрения все накопления отчетливо разбиваются на две группы.

Подавляющее большинство месторождений, а именно: руды  $Al$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ , морские горючие сланцы, концентрации  $P$ ,  $CaCO_3$ ,  $MgCO_3$ ,  $SiO_2$  обнаруживают главное (или почти исключительное) развитие на площадях с вялым тектоническим режимом, прежде всего на платформах и в малой мере на слабо активных участках геосинклинальных зон. Но угли явно тяготеют к регионам тектонически активным — геосинклинальным зонам на стадии их превращения в складчатую систему, а также к площадям платформ, примыкающим к формирующимся складчатым структурам.

Тяготение первой группы к тектонически пассивным регионам объясняется тем, что только в этом случае интенсивно развивалось химическое выветривание и в движение в растворенном состоянии приводились все, даже малоподвижные геохимически компоненты, а также тем, что при вялых тектонических движениях механическая денудация была ослаблена и терригенный материал слабо разбавлял возникающие накопления химико-биогенных компонентов. Тяготение углей к областям активного тектонического режима объясняется быстротой роста родоначальных торфяников, быстро заполнявших эрозионные углубления рельефа и требовавших для продолжения своего формирования убыстренных прогибаний ложа, что отчетливо проступает в мощных угольных пластах.





Фиг. 176. Схема размещения накоплений компонентов среди синхронных им тектонических структур и во вмещающей формации.  
1 — лопе формации; 2 — бокситы; 3 — оситовые железные руды; 4 — марганцевые руды; 5 — фосфориты; 6 — пески и алевроиты; 7 — глина; 8 — кремнистые породы; 9 — известняки; 10 — поверхности размытия.

ных компонентов на платформах постепенно сползают с положительных элементов платформенных структур (выступов) в отрицательные, в синеклизы. Такая взаимосвязь между тектоническим размещением накоп-

### 3. Размещение накоплений среди синхронных им тектонических структур и внутри гумидных формаций

В пределах территорий, благоприятных по климатическим и тектоническим условиям для рудообразования, разные группы накоплений локализуются на разных тектонических структурах, в строгом соответствии со своей фациальной природой (фиг. 176). Эти соотношения наиболее ярко проявляются на платформах. Так, накопления тяжелых минералов и рудной триады  $Al - Fe - Mn$  тяготеют к позитивным структурам — выступам фундамента и их склонам. При этом тяжелые минералы и бокситы часто располагаются непосредственно на сводах выступов, частью же на их склонах;  $Fe$ - и  $Mn$ -руды — на склонах выступов, изредка заходя и в краевые части синеклиз; нередко можно видеть, что  $Fe$ - и  $Mn$ -руды удалены дальше от питающего их источника сравнительно с бокситами. Такая локализация тяжелых минералов и рудной триады вызвана их фациальными профилями: тяжелые минералы и бокситы, как известно, резко тяготеют к континенту,  $Fe$ - и  $Mn$ -руды сдвинуты в море, но лишь в его прибрежную часть.

Накопления тетрады  $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$  с их фациальными профилями, резко сдвинутыми в море и даже в относительно далекие и глубокие его части, представляют собою типичные образования либо краевых зон синеклиз (фосфориты), либо даже их центральных участков (карбонатные и кремнистые породы), где они слагают нередко мощные толщи.

Накопления органического вещества в соответствии с очень широким диапазоном фациальных условий своего образования локализованы на самых разных структурных элементах платформ: и на своде выступов, и на их склонах, и на бортах синеклиз, и в их центральных частях; но все же преимущественно в синеклизах; особенно это касается морских горючих сланцев.

Так, в соответствии со своей фациальной природой, или, иначе, со своими фациальными профилями, накопления раз-

лений и их фациальным профилем объясняется тем, что в истории платформ их позитивные структурные элементы — выступы — были, как правило, одновременно и позитивными геоморфологическими участками, а негативные тектонические элементы — впадины — были вместе с тем, как правило, отрицательными формами рельефа и, в частности, вместилищами морей, крупных озер, заболоченных пространств с торфяниками.

*Тектоническая локализация накоплений в геосинклинальных зонах среди синхронных им (накоплениям) структур контролировалась принципиально теми же закономерностями, что и на платформах.* Но последующие сложные дислокации геосинклинальных зон и глубокий размыв складчатых сооружений, как правило, сильно затушевывали простые первичные соотношения накоплений с синхронными им структурами.

*Размещение разных групп накоплений внутри осадочных формаций также предопределяется их фациальной природой (фиг. 176).*

Так, накопления россыпей локализованы в периферических частях формаций. Также по периферии, но обычно дальше от края формаций, размещены и накопления рудной триады (Al — Fe — Mn), причем они связаны здесь обычно с поверхностями размывов.

Накопления тетрады ( $P - CaCO_3 - MgCO_3 - SiO_2$ ) характерны преимущественно для центральных частей формаций, особенно карбонатные и кремнистые породы; но фосфориты типичны, наоборот, для краевых частей формаций, где тяготеют к поверхностям размывов.

Концентрации органического вещества встречаются в самых разных частях формаций — периферических, промежуточных, центральных, но преимущественно все же в центральных; для них типично отсутствие связей с перерывами седиментации.

Все эти соотношения без труда выводятся из тех фациально-генетических профилей накоплений, которые были кратко охарактеризованы выше (см. фиг. 174), и едва ли после уже всего сказанного требуют дополнительных разъяснений.

Итак, берем ли мы локализацию рудных отложений среди современных им тектонических структур или размещение внутри формаций, в обоих случаях места накоплений целиком предопределяются их фациальной природой или их фациальным профилем и легко с ними увязываются через рельеф рудообразующего ландшафта.

Эта закономерность легко поддается обобщению, ибо относится, по существу, не только к накоплениям тех или иных компонентов, но и к любой породе, возникшей в гумидных поясах. *Размещение любой породы среди синхронных ей структурных элементов данного участка земной коры и внутри заключающей ее формации предопределяется фациальной природой породы и формации.* Эта общая закономерность была названа ранее (том I, гл. II) *основным законом строения гумидных формаций.* Он позволяет, зная фациальный тип той или иной породы и фациальный тип формации, предвидеть местонахождение породы внутри формации и среди синхронных ей тектонических структур. При этом надобно иметь в виду, конечно, те колебания общей палеогеографической обстановки, которые, как мы знаем (том I, гл. II), всегда имели место в процессе образования каждой формации.

#### 4. О парагенетических соотношениях накоплений внутри вмещающих их формаций

Следствием охарактеризованного выше основного закона размещения является то, что сочетания накоплений в разрезах формаций или, иначе, их парагенезы оказываются не произвольными и не случайными, но строго зависящими от фациальной природы накоплений.

Чтобы убедиться в этом, рассмотрим два примера: а) соотношения руд Al, Fe, Mn и накопленный органического вещества; б) соотношения рудной триады и тетрады.

Угли являются типичными континентальными образованиями, не переступающими границы суши и моря. В рудной триаде Al — Fe — Mn бокситы также тяготеют главным образом к континентальным площадям, лишь частично спускаясь в самую прибрежную часть моря, притом преимущественно в его лагунно-заливную зону. Оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые руды, напротив, лишь в очень незначительной степени возникали на суше (в озерах), в подавляющем же большинстве случаев — в море и притом на некотором удалении от береговой линии. Что же касается марганцовых руд, то это практически целиком морские образования, еще дальше сдвинутые в открытое море сравнительно с оолитовыми Fe-рудами. Добавим к этому, что угли возникали на территориях, живших сравнительно активной тектонической жизнью, тогда как бокситы, оолитовые железные и марганцовые руды — на площадях тектонически малоактивных. Исходя из всех этих сопоставлений, следует ожидать, что угли и руды Al, Fe, Mn<sup>1</sup> лишь редко и в качестве исключения будут совместно располагаться в разрезах угленосных формаций, причем бокситы несколько чаще (большее сходство фациальных профилей), оолитовые железные и марганцовые руды — реже.

Рассмотрение действительно наблюдаемых соотношений целиком подтверждает это. *До сих пор, насколько я знаю, неизвестны случаи, чтобы марганцовые руды встречались бы в угленосных толщах даже паралического типа*, что и естественно, поскольку их фациальные профили резко различны. Точно так же среди угленосных толщ не существует и скольконибудь заслуживающих внимания месторождений оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд. Чисто сидеритовые конкреционные руды в угленосных толщах, напротив, обильно развиты, очень для них типичны и образуют иногда огромные миллиардно-тонные накопления, хотя и низкокачественные. Но генетически это совершенно иные образования, ничего общего не имеющие с рудами оолитовыми; они возникают в диагенезе угленосных осадков, за счет перераспределения диагенетически в них возникшего FeCO<sub>3</sub>, причем CO<sub>2</sub>, обильно генерируемая в результате разложения органического вещества, избыточно накопленного в угленосных толщах, активно содействовала перераспределению и концентрированию железа в желваках. «Отталкивание» седиментационных оолитовых руд от угленосных толщ есть неизбежное следствие их разной фациальной природы (иначе — разных фациальных профилей), точно так же, как тяготение к этим толщам конкреционных сидеритовых руд, — столь же неизбежное следствие усиленного концентрирования в угленосных отложениях органического вещества. Единственным членом триады, присутствие которого в угленосных толщах сейчас фактически доказано, являются бокситы. Они установлены в разрезе паралической средне- и верхнекарбоневой толщи США (Внутренний и Аппалачский бассейны), Ирландии, в рэтлейсе Средней Азии, в синхроничных им карбоновых и в пермских угленосных толщах Китая. Но и здесь бокситы локализованы лишь в краевых частях угленосных формаций и обычно лишь в их основании и самых нижних горизонтах разреза. Очевидно, периоду оживления тектонического режима, породившему угленосную формацию, во всех таких случаях предшествовала длительная эпоха тектонического покоя, когда на водосборных площадях возникала значительная по мощности и зрелая кора выветривания с глиноземным горизонтом в ней. Переотложение этой коры в первые

---

<sup>1</sup> Оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые, но не конкреционные сидеритовые.

моменты оживления движений и заложения седиментационной области и создавало бокситы в периферийной части этой области и угленосной формации. При этом в некоторых случаях красноцветная бокситоносная зона располагалась вне пределов угленосной зоны, по самому верхнему краю единой седиментационной области, как это, например, имеет место в Тихвинском, Североонежском, Тиманском и других районах Русской платформы в ранневизейское время.

Таким образом, соотношения руд Al, Fe, Mn и угленосных отложений полностью отвечают тому, что вытекает из их фациальных профилей и механизма образования.

Еще реже встречаются в близком соседстве руды Al, Fe и Mn и морские горючие сланцы. Это обстоятельство предопределяется тем, что внутри морского бассейна бокситы, оолитовые железные и марганцевые руды и горючесланцевые накопления локализуются на существенно разных участках в разных фациальных зонах и потому перекрывают друг друга лишь в виде исключения. Характерно, что чаще всего это наблюдается у морских бокситов, кровлей которых часто являются битуминозные известняки, несколько обогащенные  $S_{орг}$ . Объясняется это отложением бокситов в опресненных лагунах и заливах, в которых благодаря поступлению с суши повышенных количеств биогенных элементов (P, N, K,  $SiO_2$  и др.) увеличивается продуктивность планктона и осадки обогащаются  $S_{орг}$ .

Чрезвычайно характерны соотношения рудной тетрады с накоплениями P —  $CaCO_3$  —  $MgCO_3$  —  $SiO_2$ . Крайний из членов тетрады — фосфориты — занимает в море довольно узкую зону между фациальными областями образования оолитовых железных руд, с одной стороны, и марганцевых руд — с другой, частично перекрывая обе эти зоны. Это обстоятельство приводит к тому, что оолитовые Fe-руды вообще содержат много фосфора, а в ряде случаев обогащаются им настолько, что становятся железо-фосфатными (Хоперские руды, Сынтуйские руды); аналогичное обогащение фосфором (но в меньшей степени) имеет место и в некоторых марганцевых месторождениях. В то же время нередки случаи, когда марганцевые руды и фосфориты находятся в одном и том же разрезе в недалеком по вертикали расстоянии; при этом характерно, что P-руды, как правило, лежат стратиграфически несколько ниже Mn-руд; это прямо отвечает фациальному положению P- и Mn-руд внутри морского водоема и их смещениям при трансгрессии бассейна. *Очень характерно вместе с тем, что бокситы никогда не бывают обогащены фосфором*, что прямо отвечает их фациальной разобщенности.

Накопления карбонатных пород, хотя и не часто, встречаются в непосредственной ассоциации и с бокситами, и с оолитовыми Fe-рудами, и с марганцевыми рудами, так что образуются даже самостоятельный карбонатно-бокситовый, Fe-рудный и Mn-рудный литолого-фациальные ряды, параллельные терригенным, песчано-алевритово-глинистым рядам. Во всех случаях, однако, известняковые фации, тесно связанные с бокситами, Fe- и Mn-рудами, имеют ясно выраженный тип мелководных отложений; это детритусовые биогенные накопления, которые по фациальной сущности своей просто замещают собою обычные обломочные песчано-алевритовые осадки и фациально им эквивалентны. Само же замещение было обусловлено крайне плоским нерасчлененным характером прилегающего к области рудообразования водосбора, доставлявшего лишь весьма малое количество обломочных частиц. Таким образом, сочетание в разрезе бокситовых, оолитовых железных и марганцевых руд с карбонатными породами, обычно пространственно разделенными, возникало лишь тогда, когда, благодаря пенецилизированности водосбора карбонатное накопление сильно придвигалось к берегу, а сами карбонатные осадки приобретали при этом характер типично мелководных.

Иначе обстоит дело с соотношениями бокситов, оолитовых Fe- и Mn-руд и кремнистых пород. Последние никогда не встречаются в ассоциации с бокситами и оолитовыми Fe-рудами, но нередко с фосфоритами и еще чаще с марганцовыми рудами. Причина кроется опять-таки в фациальной природе кремнистых пород. Накопляясь главным образом за счет кремневого фитопланктона и реже за счет губок, они локализуются на некотором удалении от берега и на таких глубинах, где не возникает ни бокситов, ни оолитовых Fe-руд, но куда еще порою спускаются более глубоководные фосфориты и особенно Mn-руды.

Пенепленизация водосбора в данном случае — в отличие от карбонатных отложений — не вызывает приближения кремнистых отложений к берегу и возникновения их мелководных разностей. Отсюда парагенетические соотношения кремнистых пород с рудными отложениями приобретают ограниченный характер: они сочетаются только с марганцовыми рудами и частью с фосфоритами; сочетания с оолитовыми Fe-рудами и особенно с бокситами отсутствуют.

Итак, *какие бы природные сочетания накоплений элементов ни брать, при ближайшем рассмотрении оказывается, что они предопределяются фациальной природой накоплений (или их фациальными профилями) и без труда из них могут быть выведены.*

Подчеркну, что дело идет именно о *фациальной природе* (фациальном профиле) накопления, а не о *геохимической подвижности* слагающего породу соединения. Это далеко не одно и то же; разница существует потому, что геохимическая подвижность определяет фациальный профиль накопления только у тех компонентов (Al, Fe, Mn, P), которые осаждаются из растворов *механическим или химическим путем*. Когда же выделение твердых фаз осуществляется целиком или в подавляющей части биогенно, как у  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , их фациальные профили уже перестают отражать геохимическую подвижность компонентов (см. гл. V).

Изложенное позволяет кратко сформулировать генетические взаимосвязи между разными сторонами сложного явления размещения накоплений компонентов в отложениях гумидных зон. Эти связи имеют следующий вид: физико-химические свойства компонентов и физико-географические особенности седиментационной области определяют форму миграции элементов и степень участия биоса в их осаждении; оба названных фактора создают фациальный профиль накоплений; последний контролирует размещение накоплений среди синхроничных им тектонических структур; тектоническая же локализация создает размещение накоплений среди осадочных формаций; все вместе взятое определяет парагенезы накоплений. В этой длинной цепи каждый следующий член есть производное от предыдущих, предопределяется ими и генетически может быть понят только после их разъяснения.

*Решающее значение фациальной природы накоплений для их распределения среди синхроничных им тектонических структур, внутри вмещающих формаций и для возникновения сочетаний в разрезах делает необходимым и обязательным широкое внедрение фациально-генетического анализа в изучение закономерностей размещения полезных ископаемых.*

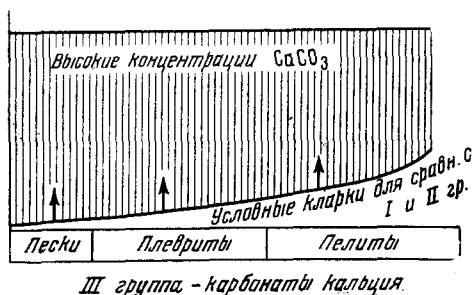
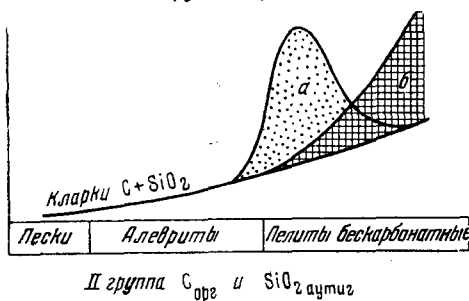
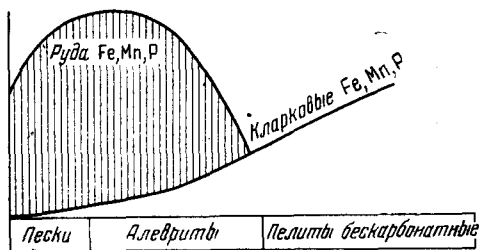
## 5. Соотношения накоплений элементов с их рассеянными содержаниями во вмещающих породах

Соотношения высоких концентраций элементов с их рассеянными содержаниями в отложениях гумидных поясов видны на фиг. 177, где кроме руд показано распределение кларковых содержаний элементов. Выделяются три типа соотношений.

Первый характерен для соединений железа, марганца, фосфора. Фациальный профиль их кларков в морях характеризуется, как мы знаем, непрерывным возрастанием величин от песков к глинистым илам; на площади же последних максимальные содержания рассеянного железа, марганца и фосфора, особенно высчитанные по отношению к обломочному материалу, сосредоточиваются в центральных частях водоема. Руды железа, марганца и фосфора, напротив, тяготеют к прибрежным зонам морских водоемов, а частью к их опресненным лагунам, и сосредоточиваются здесь в более грубозернистых отложениях: песках, крупных и мелких алевроитах, частью глинах. Таким образом, рудные накопления в группе железа, марганца и фосфора развиваются на прибрежном конце фациального профиля их кларков, на фоне пониженных кларковых величин<sup>1</sup>. Характерно при этом, что даже в прибрежной зоне площади руд железа, марганца и фосфора имеют весьма ограниченные размеры, на фоне же всего бассейна они кажутся обычно ничтожными.

Благодаря локальному, пятнистому залеганию руд железа, марганца и фосфора общая масса сконцентрированного в них вещества составляет, как правило, лишь малую долю (порядка  $10^{-3}$ — $10^{-4}$ ) общей массы каждого элемента, сосредоточенной в рассеянных (кларковых) содержаниях.

Второй тип соотношений кларков и высоких накоплений элементов характерен для органического углерода и аутигенного кремнезема, поступающих в осадки биологическим путем. Их кларковые количества также возрастают по мере измельчения осадка — от песков к пелитам. Что касается



Фиг. 177. Три группы компонентов современных осадков по особенностям фациальных профилей их кларковых содержаний и высоких концентраций.

Концентрации  $C$  и  $SiO_2$ : а — по периферии пелитовой зоны (океанов и крупных морей); б — в центре пелитовой зоны (малых морей и озер).

<sup>1</sup> В недавней работе (1959) А. Б. Ронов пришел к выводу, что кларковые содержания марганца повышены в прибрежных отложениях древних морей и потому руды Mn возникают на тех же площадях, на которых отмечаются накопления Mn уже в рассеянном виде. Это заключение А. Б. Ронова, однако, противоречит распределению Mn в современных осадках (Черное море, Баренцево, Каспийское, океан). Оно не согласуется и с его опубликованными картами, ибо в них на большей части прибрежных отложений никакого обогащения Mn не видно. Обогащение имеет место лишь в ограниченном числе точек прибрежных зон и связано здесь, несомненно, с локальной усиленной подачей Mn в море, являющейся не чем иным, как зачаточной (очень слабой) формой рудного процесса.

накоплений кремнезема (онок или диатомитов) и горючих сланцев, то они возникают всегда в области тонкозернистых глинистых отложений, хотя территориально располагаются на весьма различных участках этих тонкозернистых илов: то по периферии их, то в более центральных частях площади глинистых отложений. Высокие концентрации органического углерода и аутигенного кремнезема развиваются, следовательно, на удаленном от берега конце фациального профиля кларков, причем формируются в тех же районах морей, где сосредоточены максимальные величины самих кларков. Тем самым *возникновение высоких концентраций аутигенного кремнезема и органического углерода как бы продолжает кларковский процесс*. Это обстоятельство ясно отличает кремнезем и  $C_{орг}$  от железа, марганца и фосфора. Добавим, что хотя накопления кремнезема и органического углерода всегда локально ограничены и не покрывают всей площади водоемов, абсолютные размеры их гораздо больше, чем в случае железных, марганцовых и алюминиевых руд; отношение площади, обогащенной аутигенной  $SiO_2$  или  $C_{орг}$ , ко всей площади водоема резко увеличено по сравнению с тем, что мы наблюдаем в группе железа, марганца, фосфора.

Третий тип соотношений между кларками и накоплениями компонентов характерен для кальцита. В этих случаях любой по механическому составу тип осадков — песок, алевроитовый ил, глинистый ил, постепенно обогащаясь углекислым кальцием, может при подходящей обстановке локально переходить в их накопление, в карбонатный. *Накопления карбонатов могут развиваться, следовательно, и на прибрежном, и на удаленном от берега, и на срединном участках фациального профиля кларков, т. е. на всем его протяжении*, и само отделение кларковых содержаний от повышенных концентраций становится вполне условным и у разных бассейнов может проводиться существенно по-разному. Вместе с тем, абсолютные размеры площадей карбонатных осадков в пределах водоемов резко возрастают и занимают нередко даже большую часть бассейна; в качестве примера можно указать современный Атлантический океан или моря карбона и верхнего мела на Русской платформе; по распространенности карбонатные осадки становятся равнозначными таким обычным типам отложений, как пески, алевроиты, глины.

### III. ЭТАПЫ НЕОБРАТИМОЙ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИКО-БИОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

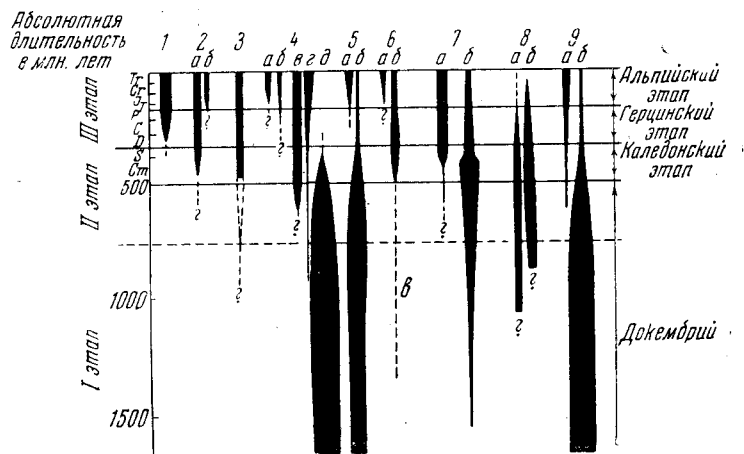
При разборе отдельных типов гумидных отложений уже были указаны признаки их необратимой эволюции в истории Земли.

На фиг. 178 эти частные наблюдения сведены в общую схему. Изучая ее, нетрудно видеть, что в истории химико-биологического процесса от раннего докембрия донныне более или менее отчетливо выделяются три этапа.

Древнейший охватывает эпохи архея и частью протерозоя. Каких-либо остатков наземных организмов в их отложениях не обнаружено совсем, и вполне вероятно, что за исключением бактериальной пленки более высокоразвитой жизни на континентах тогда еще не существовало. Характерна также исключительная редкость находок скелетных остатков морских организмов, что, вероятно, свидетельствует еще о крайне низком уровне использования животными и растениями минеральных солей. Для состава морских толщ древнейшего этапа типично отсутствие достоверно биогенных карбонатных пород и громадное развитие химически осажденных железистых, кремнистых и марганцовых накоплений. Это указывает на интенсивность процессов выветривания, обусловленную обилием  $CO_2$  в тогдашней атмосфере, и отчасти также на интенсивность древнего вулка-

низма. В течение огромного промежутка времени, отвечающего древнейшему этапу, химическое осадконакопление, несомненно, эволюционировало, но резкий метаморфизм пород затрудняет нахождение достоверных конкретных признаков этой эволюции.

Второй или переходный этап обнимает гораздо более короткий отрезок времени — верхний протерозой, кембрий и, возможно, силур (?). Помимо возрастания солёности моря, три крупнейших события происходят



Фиг. 178. Схема эволюции химико-биогенных пород в истории Земли.

1 — угли; 2 — галогенные породы; а — каменная соль, ангидриты, калийные соли, б — накопления соды; 3 — фосфориты; 4 — железные руды: а — коры выветривания, б — озерно-болотные, в — морские оолитовые шамозит-гидрогетитовые, г — глауконитовые породы, д — джеспилиты; 5 — марганцовые руды: а — коры выветривания, б — морские и озерные; — бокситовые накопления: а — коры выветривания, б — морские и озерные, в — метаморфизованные в наждаки; 7 — известняки: а — органогенные, б — химически осадненные; 8 — доломиты: а — нормально-морские, б — лагунные; 9 — кремнистые породы: а — органогенные, б — химически осадненные.

в это время на поверхности Земли. Живое вещество выходит из моря и «расползается» по суше, образуя первую наземную флору низших сосудистых и фауну. Тем самым резко усиливается накопление  $O_2$  в атмосфере и воде и, соответственно, падает содержание  $CO_2$ ; кислородный потенциал среды растет и одновременно среда становится более щелочной. Почти в то же время или с некоторым запозданием морские животные приобретают способность использовать фосфаты и карбонаты ( $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ ) для построения своих скелетов, и тем самым резко усиливается биологическое влияние на геохимию  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $SiO_2$ ,  $P$  и, вероятно, других элементов. Появляются и резко растут по массе биогенные карбонатные породы, особенно в силуре. Одновременно резко сокращается формирование кремнистых, железистых, марганцовых и, возможно, бокситовых накоплений; у железных руд, кроме того, джеспилитовый тип быстро вытесняется обычным оолитовым гематито-шамозито-сидеритовым. Все эти особенности хорошо согласуются с быстрым падением  $CO_2$  в атмосфере и в воде под влиянием быстрого роста биомассы наземной растительности и должны рассматриваться как следствие этого роста.

Последний или новый этап в истории химико-биологического осадкообразования начался с девона (?) и длится по настоящее время, охватывая около 350 000 000 лет. Химико-биологическое осадкообразование все больше приобретает специфические черты современности и по условиям соле-



ности моря, и по мощному влиянию организмов на его химию, и по высокому окислительному потенциалу и рН среды, и по большому значению диagenеза в формировании аутигенных минералов, и по другим особенностям.

Среди карбонатных пород — известняков — биогенные (раковинные) разности становятся господствующими. Чисто химическое карбонатнакопление в морях все больше подавляется и остается лишь во внутриконтинентальных морях и озерах засушливых зон (Страхов, 1951).

С конца верхнего палеозоя, в связи с падением  $\text{CO}_2$  в атмосфере, исчезает первичное доломитообразование в морях. Среди железных руд все больше появляется разностей, обогащенных фосфором, что стоит в связи с их прибрежным образованием и, возможно, с развитием наземной флоры, дающей после гниения много фосфатов, выносимых в моря и захватываемых гидроокислами Fe при их осадке. С мезозоя возникает и широко развивается на платформах своеобразный тип биогенных кремнистых образований — опоки. Резко усиливается образование глауконита и платформенных фосфоритов. Для подавляющего большинства этих специфических черт морского осадкообразования связь с общими изменениями условий и хода химико-биогенного осадкообразования уже сейчас совершенно ясна; но для некоторых — еще остается установить ее в дальнейшем.

Выделенные три этапа эволюции химико-биогенного осадкообразования нужно понимать лишь как самые общие, крупные стадии этого процесса, аналогичные, скажем, докембрию, палеозою, мезозою и кайнозою в развитии жизни. Само собой разумеется, что внутри каждого из наших основных этапов осадкообразования со временем возможно будет выделить свои мелкие периоды, эпохи, отличающиеся более дробными чертами прогресса осадкообразования. Но в настоящее время, при современном недостаточном уровне знаний в этой области, такой дробной периодизации даже последнего этапа сделать еще нельзя. Это одна из важнейших задач на будущее.

Нельзя не обратить внимания на чрезвычайную медленность развития литогенеза в истории Земли, гораздо большую, чем, скажем, у тектонических процессов и особенно у органического мира. Это обстоятельство наглядно обнаруживается из следующих сопоставлений. Кайнозой в развитии организмов обнимает  $\sim 40 \times 10^6$  лет, альпийский этап в тектоническом развитии коры  $\sim 150 \times 10^6$  лет, а последний этап эволюции осадочного процесса  $\sim 350 \times 10^6$  лет.

Неодинаковая быстрота исторического развития разных геологических процессов объясняет некоторые стороны эволюции самой геологической науки и состояния наших знаний. В частности, не случайной оказывается последовательность распространения эволюционной идеи в геологии. Раньше всего, еще в 70-х годах XIX в., необратимое развитие было открыто на палеонтологических объектах (Ковалевский, Долло и др.), что прямо отвечает максимально быстрой эволюции органического мира в истории Земли. Позже, в 1900 г., была установлена необратимая эволюция тектонической структуры Земли (теория геосинклиналей Ога), т. е. необратимая эволюция была наблюдена в ряду явлений, исторически медленнее развивавшихся. Что же касается необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли, то хотя единичные высказывания в этом направлении появляются уже с 90-х годов XIX в. (И. Вальтер), однако реальная работа в этой области началась и конкретные доказательства необратимой эволюции были получены лишь в 30—50-годах XX в.

## Глава VIII

### БАССЕЙНОВЫЕ ОСАДКИ КАК ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И ПРОЦЕССЫ, В НИХ ПРОИСХОДЯЩИЕ

Только что возникший осадок представляет собою, как указывалось в первом томе монографии, внутренне неуравновешенную систему реакционноспособных веществ, которая путем разнообразных химических преобразований постепенно переходит в физико-химически уравновешенную систему и становится тогда породой. *Стадия физико-химического уравнивания первичных компонентов осадка в термодинамических условиях поверхности Земли и есть то, что издавна называют стадией диагенеза.* В предыдущих главах мы попутно кратко касались многих частных сторон диагенетических процессов. Сейчас надлежит подробно и систематически рассмотреть эту стадию литогенеза; при этом мы оставим в стороне субаэральные отложения и сосредоточимся исключительно на субаквальных<sup>1</sup>.

Современные представления о диагенезе бассейновых осадков впервые были сформулированы мною в 1953 г. С той поры выполнены новые исследования, которые позволяют в настоящее время не только расширить и углубить данную ранее общую схему, но до некоторой степени проследить и за видоизменениями диагенеза в разных физико-географических типах бассейнов.

Как и раньше, разбор начнем с характеристики осадков водоемов гумидных поясов как физико-химической системы.

#### 1. ОСОБЕННОСТИ БАССЕЙНОВЫХ ОСАДКОВ КАК ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

##### 1. Влажность осадков и их бактериальное население

Одной из важнейших особенностей осадков всех водоемов является их высокая влажность, варьирующая в зависимости от механического состава грунта. В верхнем слое осадков Мотовского залива пески содержат в среднем 25,1 % влаги, илистые пески — 34,6 %, песчанистые илы — 39,1 %, илы — 54,2 %, глинистые илы — до 60 % (Кленова, 1948). В верхнем слое Клайпедского залива влажность колеблется от 50,7 % в песчанистых осадках до 86,7 % в глинистых (Моор). В Каспии, в верхнем дночерпательном слое отложений, песок имеет среднюю влажность 19 %, ракуша — 38 %, илистый песок — 23 %, песчанистый ил — 38 %, ил с ракушей — 60 %

<sup>1</sup> О так называемом диагенезе субаэральных отложений см. в томе I, гл. 1.

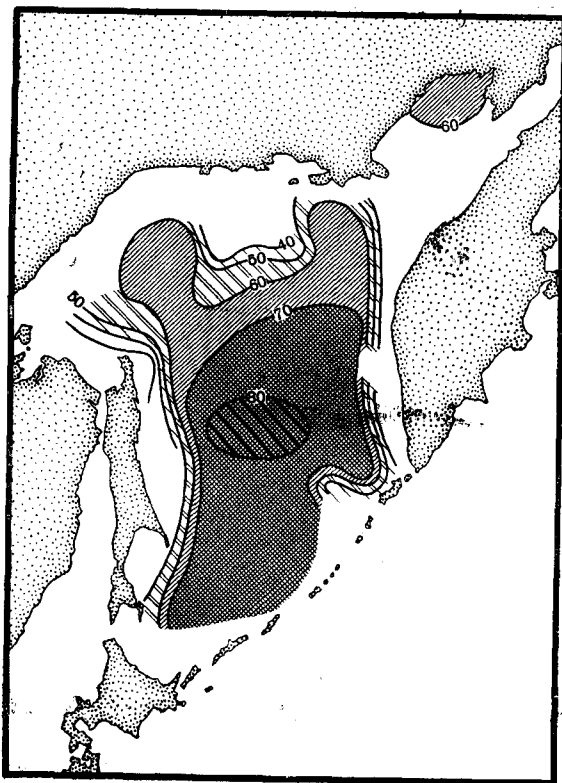
(С. В. Бруевич). В Таманском заливе и серии прилежащих к нему лагун и озер песчаные осадки содержат в среднем 40% воды, алевролитовые — 43%, глинистые — 62% (В. В. Вебер). В осадках Калифорнийского залива средняя влажность песков 33%, алевролитов — 56%, илов — 86%. Таким образом, с уменьшением среднего диаметра частиц осадков влажность их растет. Такая связь приводит к тому, что карта влажности морских осадков в общих чертах воспроизводит карту их гранулометрии, как это показали данные С. В. Бруевича и А. П. Лисицына (1956) на примере Охотского моря и западной части Берингова моря (фиг. 179, 180).

*Влажность илов пресноводных озер*, богатых органическим веществом, обычно выше влажности их морских аналогов. Убедиться в этом можно по следующим данным для 37 озер Карельского и Кольского полуостровов, Валдайской возвышенности и Подмоскovie; пробы брались из верхнего слоя сапропелевых осадков мощностью 0—15 см на разных глубинах озер (от 1 до 3 м):

|                        |        |        |        |      |
|------------------------|--------|--------|--------|------|
| Влажность осадка . . . | 70—80% | 80—90% | 90—95% | >95% |
| Число озер . . . . .   | 4      | 11     | 8      | 4    |

Причину большой влажности озерных сапропелевых илов нужно видеть, конечно, в богатстве их органическим веществом, цепко удерживающим влагу.

Вглубь от поверхности осадка влажность грунтов заметно падает, что особенно наглядно видно на колонках илистых грунтов (фиг. 181). Наиболее

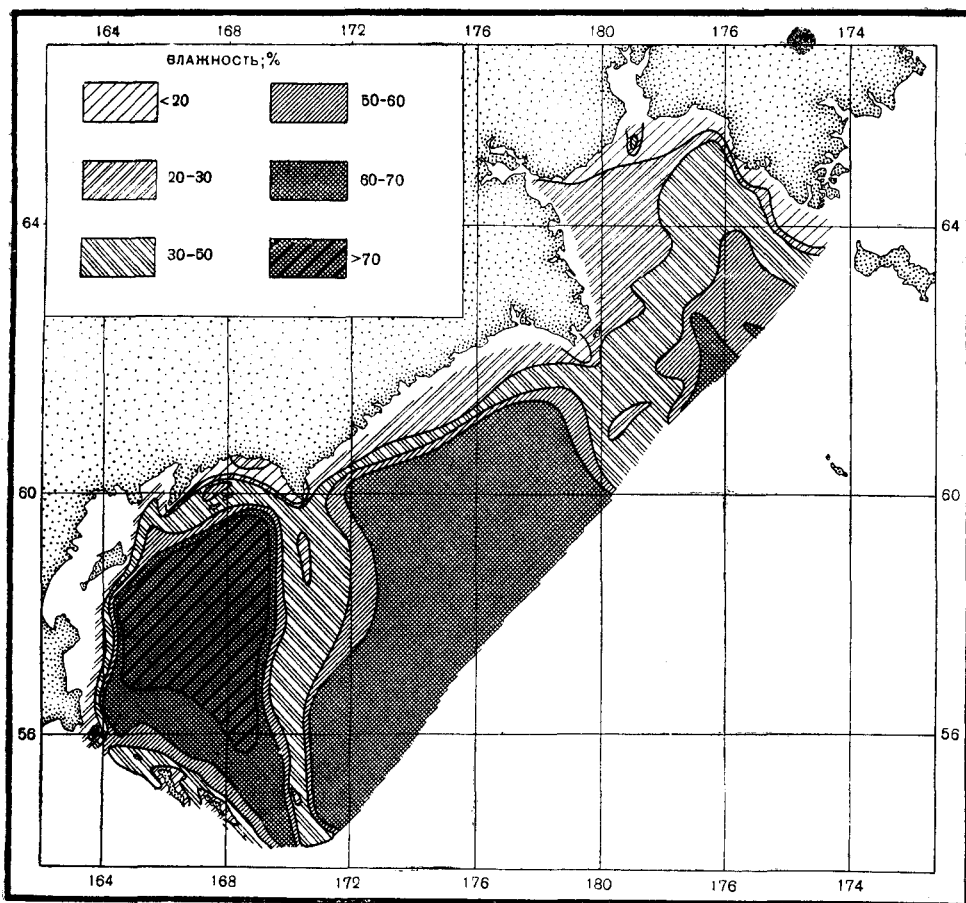


Фиг. 179. Схема распределения влажности (в %) в осадках верхнего (дночерпательного) слоя Охотского моря по данным второго и четвертого рейсов «Витязя» (по С. В. Бруевичу).

резкое падение влажности имеет место в верхних 20—30 см колонок; влажность грунта изменяется здесь от 65—73 до 43—40%, после чего на протяжении метра дальнейшая убыль происходит медленно, а на еще больших расстояниях от поверхности замедляется еще больше. В общем кривая потери влаги имеет вид, асимптотически приближающейся к оси ординат.

Высокая влажность осадков в раннем диагенезе имеет огромное значение для понимания геохимических процессов, происходящих в илах. Влажность обуславливает проницаемость осадка для диффузионных токов вещества по вертикальному и по горизонтальному направлениям. В более глубоких горизонтах осадков по мере потери ими воды миграция и перераспределение вещества в илах естественно затухают.

С влажностью осадка связана его другая характерная черта: наличие весьма обиль-



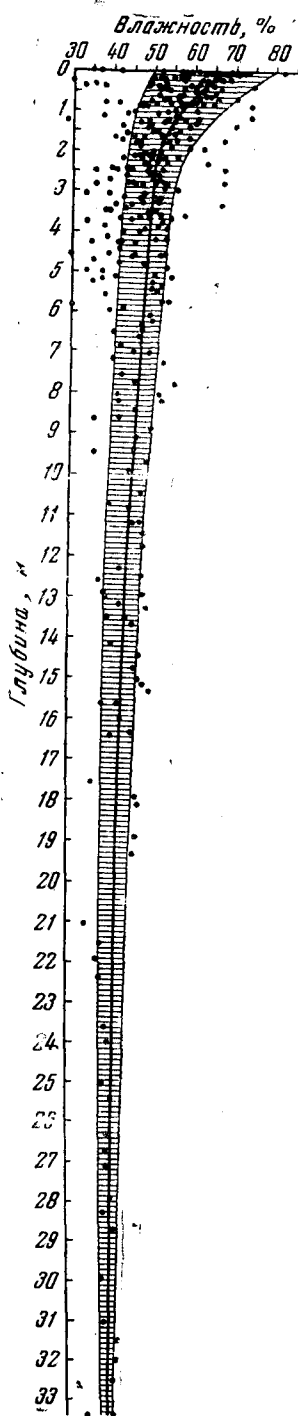
Фиг. 180. Схематическая карта влажности (в %) поверхностного слоя осадков западной части Берингова моря (по А. П. Лисицыну).

ного и разнообразного бактериального мира. Исследованиями В. Л. Исаченко, В. П. Буткевича, К. Зобелла, Е. Бавендамма, Е. Дрю и других установлено, что бактериальное население ила, в отличие от населения наддонной воды, колоссально; оно измеряется многими сотнями тысяч, миллионами и сотнями миллионов клеток на грамм сырого ила. Но пространственно это население распределено весьма неравномерно.

Таблица 41

Распределение бактерий в осадках в зависимости от крупности частиц (по К. Зобеллу)

| Осадки            | Средний диаметр частиц осадка, $\mu$ | Содержание $N_{org}$ , % | Содержание воды, % | Число бактерий на 1 г сухого остатка (тысячи) |
|-------------------|--------------------------------------|--------------------------|--------------------|-----------------------------------------------|
| Песок . . . . .   | 50—1000                              | 0,09                     | 33                 | 22                                            |
| Силт . . . . .    | 5—50                                 | 0,19                     | 56                 | 78                                            |
| Глина . . . . .   | 1—5                                  | 0,37                     | 82                 | 390                                           |
| Коллоид . . . . . | <1                                   | 1,0                      | 98                 | 1500                                          |

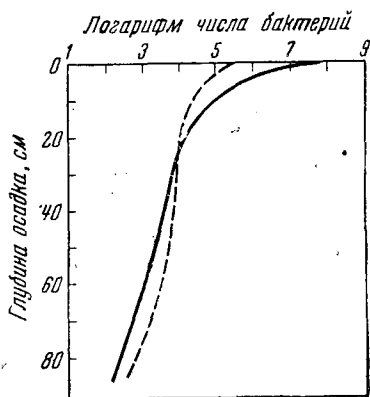


Фиг. 181. Изменение влажности в колонках осадка Берингова моря (по А. П. Лисицыну).

Как показывает табл. 41, максимальной густоты достигают бактериальные популяции в тонкозернистых осадках — илах, наименьшей — в грубых осадках, песках. При этом, основным фактором, регулирующим такую локализацию бактерий, является содержание органического вещества, как это вытекает из полного параллелизма концентраций органического вещества и густоты бактериального населения.

Бактериальное население в озерных илах резко повышено сравнительно с морским и даже в олиготрофных озерах оно по числу клеток на 1 г сырого ила многократно превышает бактериальные популяции океанических илов. Что же касается мезотрофных и особенно евтрофных озер, то их осадки в этом отношении в 3—5 раз превосходят осадки водоемов олиготрофных и совершенно подавляют бактериальные популяции, известные из морских отложений. Масса бактерий на 1 г сырого ила здесь настолько велика, что их органическое вещество начинает образовывать заметную долю (до 6%) от всего органического материала осадков. В этом нельзя не видеть следствия того факта, что годовичное поступление свежего органического вещества на дно даже олиготрофного озера многократно превышает поступление органического материала на дно морей и океанов.

В вертикальном разрезе грунтов главная масса бактерий гнездится в верхних немногих сантиметрах и особенно в пределах первого сантиметра, где органическое вещество наиболее

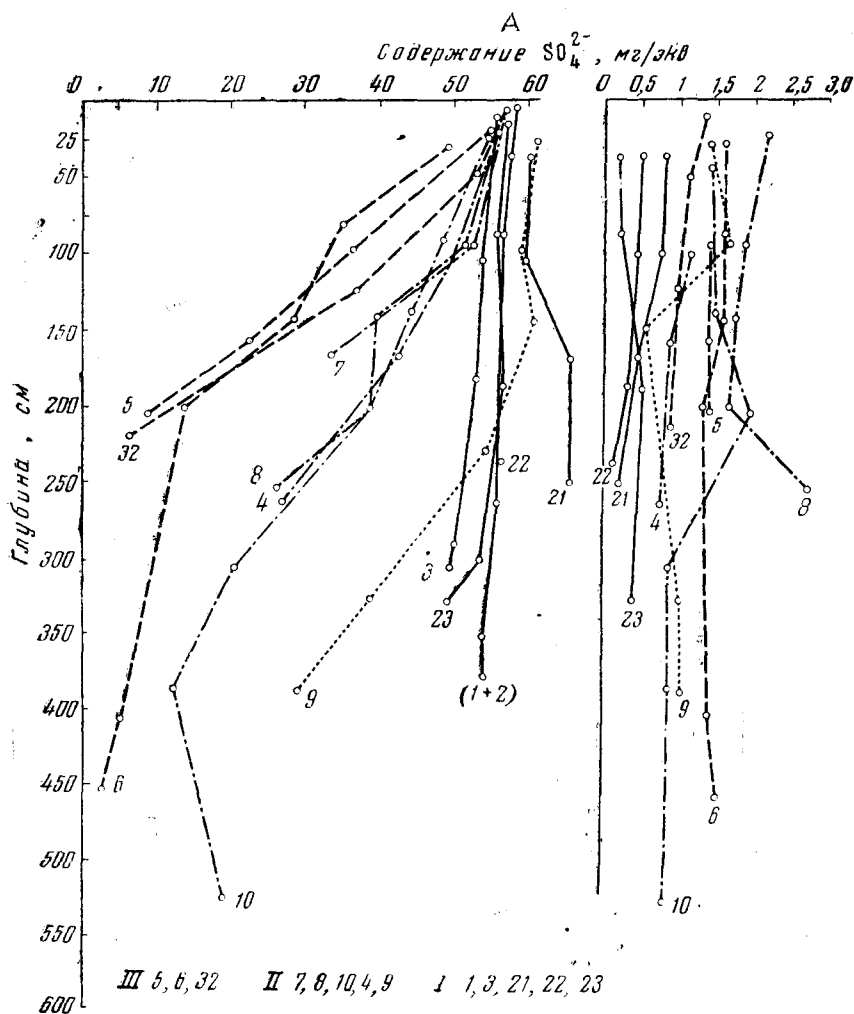


Фиг. 182. Вертикальное распределение бактерий в осадках океанов (по Зобеллу).

свежо и доступно для разложения. Вниз по разрезу число бактерий быстро и резко убывает и с глубины 20—30 см измеряется всего сотнями на грамм сырого ила (фиг. 182).

Изменение основного солевого состава иловых вод Охотского моря по горизонтам в колонках

| Глубина взятия<br>пробы в колонке, см   | Осадок                                                            | Содержание в осад-<br>ках, % |                           |                  | Содержание в водах, мг-экв/кг |                 |                               |                         |                       |                 |                |                              |                  |                  | Сумма кати-<br>онов | pH воды |
|-----------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------|----------------|------------------------------|------------------|------------------|---------------------|---------|
|                                         |                                                                   | влага                        | фрак-<br>ция ><br>0,01 мм | C <sub>орг</sub> | Br <sup>-</sup>               | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | щелоч-<br>ной<br>резерв | сумма<br>анио-<br>нов | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> |                     |         |
| Охотское море, ст. 1724, глубина 1335 м |                                                                   |                              |                           |                  |                               |                 |                               |                         |                       |                 |                |                              |                  |                  |                     |         |
| Морская вода                            | —                                                                 | —                            | —                         | —                | 0,80                          | 535             | 55,2                          | 2,5                     | 593,5                 | 459             | 9,6            | —                            | 20,4             | 104              | 593,0               | —       |
| Придонный слой,<br>15—50                | Алевритовый ил . .                                                | 52,5                         | 28,4                      | 0,45             | 0,81                          | 538             | 56,7                          | 3,0                     | 599                   | 464             | 10,9           | 0,2                          | 20,5             | 103              | 599                 | 7,54    |
| 90—140                                  | Глинистый ил . . .                                                | 54,0                         | 57,2                      | 0,48             | 0,82                          | 536             | 56,6                          | 3,4                     | 597                   | 46%             | 12,6           | 0,2                          | 20,1             | 98               | 600                 | 7,86    |
| 200—250                                 | » » . . .                                                         | 57,0                         | 62,6                      | 0,53             | 0,79                          | 536             | 56,5                          | 3,9                     | 597                   | 467             | 12,1           | 0,3                          | 20,7             | 97               | 597                 | 8,01    |
| 280—327                                 | Глинистый ил с при-<br>месью вулканического<br>пепла . . . . .    | 55,5                         | 62,8                      | 0,60             | 0,82                          | 539             | 56,0                          | 4,6                     | 600                   | 469             | 12,2           | 0,5                          | 20,5             | 98               | 600                 | 8,03    |
| 395—408                                 | Глинистый ил                                                      | 59,0                         | 65,6                      | 0,27             | 0,80                          | 535             | 55,5                          | 5,0                     | 596                   | 476             | 13,6           | 0,5                          | 19,8             | 88               | 598                 | 8,03    |
| Охотское море, ст. 1780, глубина 964 м  |                                                                   |                              |                           |                  |                               |                 |                               |                         |                       |                 |                |                              |                  |                  |                     |         |
| Морская вода                            | —                                                                 | —                            | —                         | —                | 0,79                          | 526             | 54,3                          | 2,3                     | 583,4                 | 451             | 9,5            | —                            | 21,0             | 102,5            | 584,0               | —       |
| Придонный слой,<br>10—60                | Глинисто-диатомовый<br>ил с примесью гидро-<br>троилита . . . . . | 68,5                         | 89,1                      | 1,55             | 0,84                          | 523             | 49,8                          | 10,3                    | 584                   | 454             | 11,3           | 0,7                          | 20,5             | 97               | 584                 | 8,15    |
| 60—117                                  | То же . . . . .                                                   | 70,5                         | 88,4                      | 1,60             | 0,86                          | 526             | 37,4                          | 17,3                    | 582                   | —               | 11,0           | 1,5                          | 19,0             | 95               | —                   | 8,18    |
| 117—172                                 | » . . . . .                                                       | 70,5                         | 88,4                      | 1,54             | —                             | 524             | 28,5                          | 24,8                    | 578                   | 456             | 10,7           | 2,4                          | 17,8             | 93               | 580                 | 8,23    |
| 172—226                                 | » . . . . .                                                       | —                            | —                         | 1,29             | 0,90                          | 532             | 13,4                          | 32,8                    | 579                   | —               | —              | 3,1                          | 15,6             | 95               | —                   | 8,14    |
| 409—420                                 | » . . . . .                                                       | 69,5                         | 91,1                      | 1,43             | 0,93                          | 532             | 5,5                           | 40,5                    | 579                   | 456             | 10,7           | 2,8                          | 14,2             | 95               | 579                 | 8,23    |
| 470—480                                 | » . . . . .                                                       | 70,0                         | 89,0                      | 1,48             | 0,95                          | 535             | 2,9                           | 42,8                    | 582                   | 461             | 10,4           | 2,9                          | 12,9             | 94               | 581                 | 8,28    |



Фиг. 183. (А) Изменение содержания  $\text{SO}_4^{2-}$  в иловой воде Охотского моря; справа—содержание (в %) в осадках  $\text{C}_{\text{орг}}$  (по данным О. В. Шишкиной).

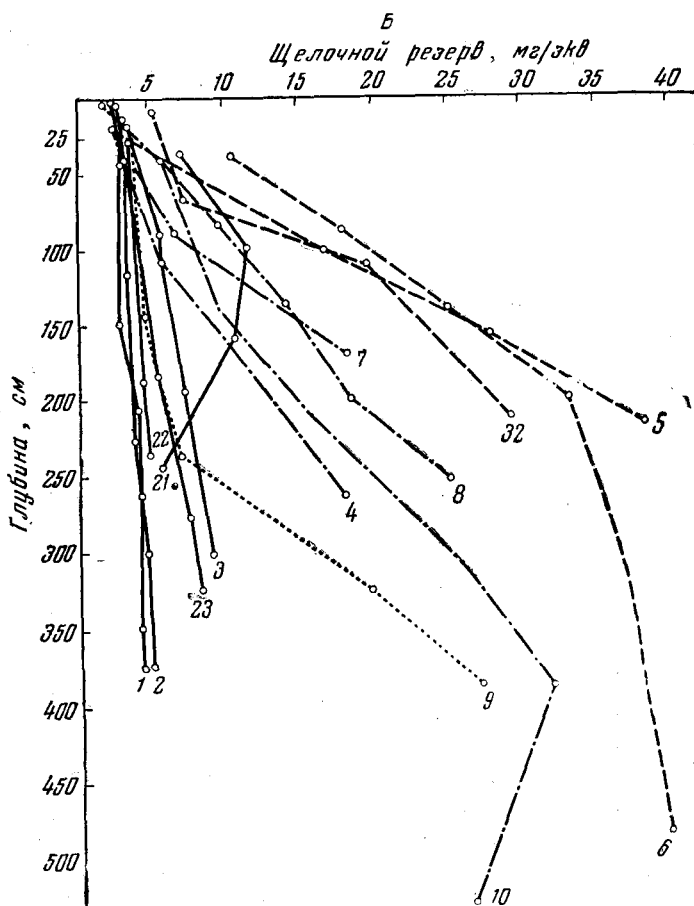
Римские цифры — группа колонок со сходными изменениями компонентов.

## 2. Основные гидрохимические типы иловой воды и их генезис

Характерной чертой осадков, как физико-химической системы, является своеобразный и резко отличный от наддонной воды солевой пропитывающего их раствора — так называемых иловых вод.

Рассмотрим вначале основной солевой скелет этих вод, недавно детально изученный О. В. Шишкиной на ряде водоемов (1958, 1959). Существует несколько типов иловых морских вод.

Первый развит в осадках Охотского моря (табл. 42). Анализы растворов, отжатых под давлением от 400 до 3000 кг/см<sup>2</sup> из 18 длинных колонок илов, показали, что общая соленость иловых вод по всей мощности разрезов (до 5 м) остается постоянной и полностью совпадает с соленостью придонной воды. Так, на ст. 1724 (глуб. 1335 м) соленость придонной воды составляла 1186,5 мг-экв/л, соленость же илового раствора на разных уров-



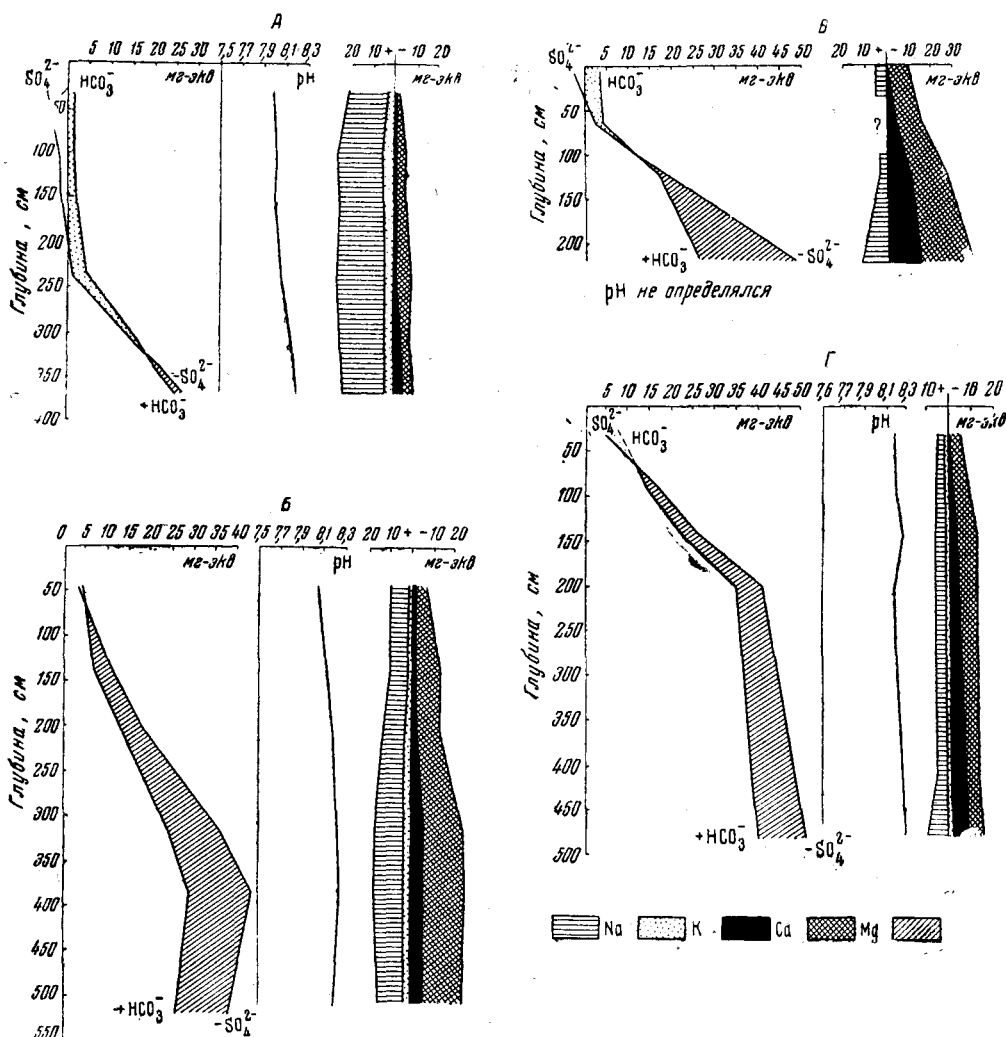
Фиг. 183. (Б) Изменение содержания щелочного резерва в иловой воде Охотского моря (по данным О.В. Шишкиной).

нях разреза колебалась от 1192,0 до 1200 мг-экв/л; на ст. 1780 (глуб. 964 м) соленость придонной воды была 1167,4 мг-экв/л, а илового раствора от 1158 до 1168 мг-экв/л. То же и на других станциях. Отклонения столь ничтожны, что легко объяснимы погрешностями анализа. Таким образом, общая соленость исходной воды, захваченной осадком в процессе седиментации, весьма долго, до глубин свыше 5 м, остается неизменной, во всяком случае не показывает сколько-нибудь уловимых закономерных уклонов.

То же самое приходится сказать и о хлоре ( $\text{Cl}^-$ ). Во всех случаях отклонения от исходной его величины в придонных водах ничтожны.

Существенно иначе обстоит дело с сульфатным ионом ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). По поведению этого компонента различаются три группы разрезов (фиг. 183, 184). В первой группе сульфатный ион остается практически постоянным на всем разрезе колонки; этот случай демонстрируют ст. 1, 3, 21, 22, 23 на фиг. 183; характерно, что органического вещества в этих разрезах мало и содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  измеряется 0,27—0,60 %. Во второй группе станций содержание  $\text{SO}_4^{2-}$  с углублением в осадок быстро падает и на глубине 3—5 м достигает 20—15 м-экв/л, т. е. опускается до 40—35 % от исходной величины; здесь имеет место, следовательно, ясно выраженная десульфатизация иловой воды; содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадках этой группы значительно выше, чем в первом типе, и колеблется от 0,8 до 2,0 % (иногда слегка больше);





Фиг. 184. Изменение состава катионов в иловой воде Охотского моря.

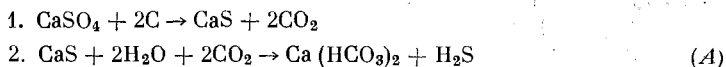
А — станция 9; Б — станция 10; В — станция 32; Г — станция 6. Косая штриховка — убыль  $\text{SO}_4^{2-}$ , не компенсированная приростом  $\text{HCO}_3^-$ .

эта группа обнимает колонки ст. 10, 8, 4, 7, 9. В третьей группе колонок (ст. 5, 6, 32) десульфатизация выражена еще резче, наступает на меньших расстояниях от поверхности ила и понижает содержание сульфатного ила до 2,9—5 мг-экв/л, т. е. приводит к почти полному его уничтожению. Содержание органического вещества в осадках также повышено — 1,3 — 1,8 %.

Различия по поведению  $\text{SO}_4^{2-}$  между крайними первой и третьей группами разрезов, помимо фиг. 183 можно видеть также в цифровом материале таблиц.

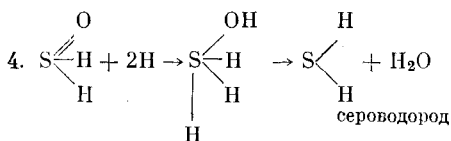
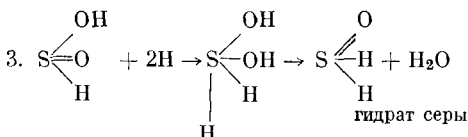
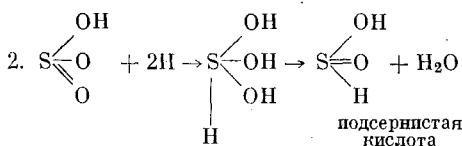
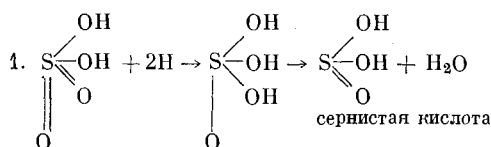
Описанное поведение сульфатного иона в иловых растворах Охотского моря показывает, что в осадках идет интенсивное восстановление богатых кислородом сульфатов, причем действующим фактором являются гетеротрофные бактерии — десульфаторы *Spirovibrio desulfuricans*, во множестве обычно находимые в илах.

Обычное написание реакции восстановления таково:



Реальное течение процесса, однако, как выяснил Баарс (1930), совершенно иное. Органические вещества окисляются не путем присоединения сульфатного кислорода, а путем отдачи водорода, который постепенно расходуется на восстановление сульфатов.

При этом процесс идет ступенчато:



Отдача органическими веществами водорода влечет за собой перестройку их, сопровождавшуюся потерей  $\text{CO}_2$ , причем на 4 атома водорода, отданного для редукции сульфатов, выделяется одна молекула  $\text{CO}_2$ , что количественно отвечает написанному выше суммарному уравнению (A).

Что схема Баарса отвечает действительному ходу процесса, доказывает тем обстоятельством, что еще в 20-х годах П. Т. Данильченко и Н. И. Чигирин нашли в сероводородной зоне Черного моря ряд промежуточных продуктов восстановления  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $\text{SO}_3$  и др.)

Подчеркнем несколько характерных черт десульфатизации, как она идет в морских отложениях. Отчетливо видно, что интенсивность ее стоит в ясной связи как с количеством захороненной в осадке органической массы, так и с составом ее. Влияние количества проступает в том, что десульфатизация при малом содержании органики вообще не идет (ст. 2 —  $\text{C}_{\text{орг}}$  0,27—0,5) и наступает лишь при некотором обогащении осадка органическим веществом. Влияние же состава органики легко усмотреть в том, что при одном и том же практически содержании  $\text{C}_{\text{орг}}$  десульфатизация в группе колонок ст. 5, 6, 32 прошла гораздо дальше, чем в колонках ст. 4, 7, 8, 9, 10. При гетеротрофности бактерий десульфатизаторов такие соотношения естественны и понятны.

Кривые десульфатизации на фиг. 183 показывают, что процесс этот, начинаясь весьма неглубоко под поверхностью ила, продолжается непрерывно до глубин свыше 5 м, а по косвенным указаниям даже свыше 15 м.

Между тем, жизнедеятельные формы бактерий в илах исчезают, как мы знаем, глубже первого же метра. Приходится допускать вместе с М. А. Мессиневой (1941), что десульфатизация в глубоких зонах илов осуществляется ферментами распавшихся бактериальных клеток.

Резко отлично и даже противоположно поведение в иловых водах *щелочного резерва*, отвечающего по существу концентрациям карбонатных ионов  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ . С самого же верха колонки содержание карбонатов начинает расти, но неодинаковыми темпами в разных разрезах. У ст. 1, 23, 21, 22, 23 со слабо выраженной десульфатизацией рост незначительный, так что щелочной резерв в лучшем случае увеличивается лишь в 2 раза. У ст. 4, 7, 8, 9, 10 с более резкой десульфатизацией рост резкий и щелочной резерв достигает 25—30 мг-экв, т. е. становится в 10—12 раз больше исходного. У станций с максимальной десульфатизацией рост щелочного резерва также максимален и достигает 30—42,5 мг-экв, т. е. в 15—20 раз превышает исходный. Ясно, что рост концентраций карбонатных ионов в иловой воде является процессом, сопряженным с десульфатизацией, и что карбонатные ионы ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ) порождаются за счет редукции  $\text{SO}_4^{2-}$ .

При таком понимании сути дела между десульфатизацией и ростом щелочного резерва должно иметь место не только качественное, но и количественное соответствие. Между тем на деле *концентрации*  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  *всегда заметно меньше тех, какие должны были бы иметь место по убыли*  $\text{SO}_4^{2-}$ ; *это наглядно видно на фиг. 184*. Несоответствие объясняется тем, что часть карбонатного иона удаляется из раствора путем осаждения  $\text{CaCO}_3$ , который в виде кристаллов и тонкозернистой массы, действительно, и был констатирован в осадках Охотского моря, хотя условия для химического осаждения его непосредственно из наддонной воды в этом бассейне отсутствуют; *этот кальцит здесь диагенетический*.

Обращаясь к катионам, нетрудно видеть, что они разбиваются на две группы. К первой относятся  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ; их содержания в иловой воде *всегда понижены* суммарно на 8—20 мг-экв/л сравнительно с исходной наддонной водой, причем у магния это выражено резче, чем у кальция. Для кальция понижение объясняется уже указанным процессом диагенетического кальцитобразования. Магний, вероятно, также частично вовлекается в этот процесс, но некоторое значение имеет, возможно, процесс бейделлитизации гидрослюд, происходящий в осадках дальневосточных морей и сопровождающийся вхождением магния в решетку образующихся минералов. Содержание калия и натрия, в отличие от щелочно-земельных металлов, *всегда повышено* против исходной их концентрации в наддонной воде; особенно это видно у калия, прирост ионов которого составляет иногда до 30 % от исходной величины. Объяснить это отчасти можно тем же явлением бейделлитизации гидрослюд, ибо при этом последние теряют  $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ , замещая их  $\text{Mg}^{2+}$ ; но главную роль играет, вероятно, выветривание (гальмиролиз) подмешанного к терригенным частицам вулканического материала и, стало быть, обогащение иловой воды  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3$ . Заметим, что, как и в анионной группе, убыль одних катионов ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) не вполне уравнивается прибылью других ( $\text{K}^+ + \text{Na}^+$ ); недостача покрывается ионом  $\text{NH}_4^+$ , быстро накапливающимся в иловой воде за счет разложения азотсодержащих органических веществ и образующим  $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ .

*Итак, несмотря на то, что общая минерализация иловой воды в осадках Охотского моря остается постоянной до глубоких горизонтов осадка, солевой состав раствора заметно меняется. Содержание иона  $\text{SO}_4^{2-}$ , как правило, убывает, часто резко, почти до полного исчезновения, щелоч-*

ной же резерв, напротив, растет, замещая эту убыль. Концентрация  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  убывает, концентрации же  $\text{K}^+ + \text{Na}^+$  растут; появляется в заметных количествах ион  $\text{NH}_4^+$ . Вода приобретает облик гидрокарбонатной. Все эти изменения происходят так, что количественно почти точно балансируются, почему общая минерализация раствора остается без заметных изменений. Добавим, что метаморфизация иловых вод в гидрокарбонатном направлении в разных частях одного и того же Охотского моря идет с весьма разной интенсивностью, что неизбежно порождает пестроту состава иловых вод в одновременно формирующихся отложениях. Едва затронутые гидрокарбонатной метаморфизацией на одних участках, иловые воды на других изменены чрезвычайно резко. При этом первостепенным по важности фактором, контролирующим метаморфизацию вод в гидрокарбонатном направлении, являются содержание и характер (состав) захороненного в осадках органического вещества.

Существенно иначе видоизменяется иловая вода в осадках Черного моря. При изучении ее необходимо иметь в виду, что разные горизонты черноморских отложений возникли при разных гидрохимических условиях (см. гл. V). Верхние слои или собственно черноморские осадки, мощностью в мелководной зоне в 1—2 м и больше, а в глубоководной от 10 см до 1 м, возникли, судя по заключенной в них фауне, при современной солености водоема в 18—22%. Нижележащие или древнечерноморские отложения, примерно такой же мощности, обладают гораздо более бедной фауной и отложились в водоеме с несколько меньшей соленостью. Под древнечерноморскими же осадками вскрывается большой, во многие метры мощностью, пока нигде полностью трубками не пройденный, горизонт новоевксинских отложений, с фауной, весьма близкой современной каспийской, но без *Cardium edule*. Отлагавший их бассейн, судя по всему, был весьма опреснен и приближался в этом отношении к лиманам Азовского моря, где *Cardium edule* не живет именно из-за опреснения; иначе говоря, соленость новоевксинского моря была заведомо значительно меньше 0,8—1%, имеющих в современном Каспии. Благодаря изменяющейся солености водоема, в котором последовательно отложились разные горизонты черноморских отложений, проследивать изменения иловых вод приходится не только по абсолютным содержаниям того или иного компонента, но и по отношению этого компонента к  $\text{Cl}^-$ , считая, что  $\text{Cl}^-$  в ходе диагенеза не теряется из иловой воды.

Из табл. 43 следует, что при относительно небольшом понижении  $\text{Cl}^-$  по вертикали убыль иона  $\text{SO}_4^{2-}$  выражена весьма резко — с 30,4 мг-экв/л в верхнем горизонте осадка до 1,7 мг-экв/л на глубине 4,4—6,6 м; это отвечает понижению отношения  $\text{SO}_4 : \text{Cl}$  с 0,125 наверху до 0,007—0,009 внизу. Резкая десульфатизация иловых вод Черного моря несомненна. В этом отношении они отвечают наиболее сильно десульфатизированным водам моря Охотского.

Совершенно иначе ведет себя щелочной резерв, т. е. сумма  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ . Никакого роста его, параллельного десульфатизации, в Черном море нет: щелочной резерв колеблется в небольших пределах 2,3—4,8 мг-экв, причем внизу колонки он понижается и в последнем исследованном слое равен 2,3 мг-экв. Это означает, что хотя редукция сульфатов и идет, вода практически не обогащается карбонатами, очевидно, благодаря их садке, в частности садке  $\text{CaCO}_3$ .

Весьма интересно изменяются концентрации катионов, которые прослеживаются по их соотношениям с хлором. Так, количество натрия, по сравнению с морской водой, с глубиной по колонке падает таким образом, что коэффициент  $\text{Na}^+ : \text{Cl}^-$  понижается от значения его, равного 0,555 в слое 20—30 см, до величины 0,468 в слое 650—660 см. Очень сильно

Изменение по вертикали солевого состава иловой воды из осадков колонки, взятой в Черном море на глубине 215 м  
(по О. В. Шишкиной)

| Глубина взятия<br>пробы в колонке,<br>см | Осадок                                                                                                | Содержание в осад-<br>ках, % от абс.-сухой<br>навески |                          | Содержание в иловых водах, мг-экв/кг |                 |                               |                    |                  |                 |                |                              |                  |                  | Сумма<br>кати-<br>онов | pH<br>воды |
|------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------|--------------------------|--------------------------------------|-----------------|-------------------------------|--------------------|------------------|-----------------|----------------|------------------------------|------------------|------------------|------------------------|------------|
|                                          |                                                                                                       | CO <sub>2</sub><br>карбон                             | C <sub>орг</sub><br>вещ. | Br <sup>-</sup>                      | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | щелочной<br>разрез | сумма<br>анионов | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Mg <sup>2+</sup> |                        |            |
| 20—30                                    | Глинистый ил с про-<br>прослоями. Сове-<br>ременные отложения                                         | 5,18                                                  | 1,73                     | 0,5                                  | 328,3           | 30,4                          | 4,0                | 364,0            | 281,5           | 6,9            | 0,5                          | 17,2             | 57,3             | 363,4                  | 7,4        |
| 125—135                                  | Глинистый ил с при-<br>месью гидротрои-<br>лита и раковин.<br>Новоевксинские от-<br>ложения . . . . . | 8,20                                                  | 0,48                     | 0,5                                  | 319,0           | 19,9                          | 2,7                | 342,1            | 266,0           | 5,6            | 1,7                          | 16,1             | 52,7             | 342,1                  | 8,0        |
| 202—211                                  | То же . . . . .                                                                                       | 7,58                                                  | 0,47                     | 0,5                                  | 309,8           | 15,2                          | 4,1                | 329,6            | 261,2           | 5,0            | 2,0                          | 16,4             | 44,0             | 328,6                  | 8,0        |
| 310—320                                  | » . . . . .                                                                                           | 7,82                                                  | 0,53                     | 0,5                                  | 299,9           | 5,9                           | 3,6                | 309,9            | 241,1           | 4,0            | 3,6                          | 22,8             | 39,1             | 310,6                  | 8,0        |
| 440—450                                  | » . . . . .                                                                                           | 7,21                                                  | 0,57                     | 0,4                                  | 287,8           | 1,7                           | 4,5                | 294,4            | 224,9           | 2,2            | 2,8                          | 33,0             | 32,1             | 295,0                  | 8,0        |
| 550—560                                  | » . . . . .                                                                                           | 7,80                                                  | 0,51                     | 0,4                                  | 262,4           | 1,3                           | 3,1                | 267,2            | 198,4           | 1,4            | 5,4                          | 38,1             | 25,0             | 268,3                  | 8,0        |
| 650—660                                  | » . . . . .                                                                                           | 8,14                                                  | 0,45                     | 0,4                                  | 247,5           | 1,7                           | 2,3                | 251,9            | 179,3           | 0,9            | 5,1                          | 45,5             | 22,5             | 253,3                  | 8,0        |

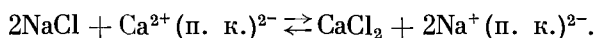
понижается концентрация калия. Коэффициент  $K^+ : Cl^-$  в слое 20—30 см равен 0,023, в слое же 650—660 см он всегда 0,004. Содержание магния также понижается, коэффициент  $Mg^{2+} : Cl^-$  в слое 20—30 см 0,0598, в слое 650—660 см 0,0312. Напротив, сильно возрастает с глубиной концентрация аммония; коэффициент  $NH_4^+ : Cl^-$  в слое 650—660 см равен 0,0104 по сравнению с 0,0008 в верхнем слое (20—30 см). Особенно же сильно повышается содержание кальция: коэффициент  $Ca^{2+} : Cl^-$  в слое 20—30 см повышается до 0,1039.

Описанные изменения содержания отдельных элементов в иловых водах Черного моря приводят к тому, что, начиная со слоя 440—450 см, воды становятся хлоридно-натрий-кальциевыми, иначе говоря, гидрохимический тип воды коренным образом меняется.

В других колонках тенденция к образованию хлоридно-натрий-кальциевых вод намечается уже с самого верха колонки, но настоящие этого типа воды залегают на более глубоких горизонтах, трубкой не достигнутых.

*Образование хлор-кальциевых иловых вод в ходе диагенеза является признаком, резко отличающим черноморский тип метаморфизации илового раствора от охотоморского.*

Основным фактором, вызывающим их формирование, является давно известная реакция катионного обмена, указанная еще С. А. Щукаревым:



Что касается убыли  $Mg^{2+}$  из илового раствора, то она вызывается участием этого элемента в формировании аутигенных железо-магnezияльных карбонатов, которых, как будет показано ниже (гл. IX), достаточно в черноморских осадках.

Что процесс катионного обмена действительно ответствен за формирование хлор-кальциевых вод, показывают расчеты О. В. Шишкиной, суммированные в табл. 44. Убыль  $Na^+$  в более глубоких горизонтах осадков почти точно компенсируется приростом  $Ca^{2+}$ , как и следует по схеме катионного обмена.

Важно отметить, что формирование хлор-кальциевых вод представляет собою длительный процесс. Изменения в этом направлении иловая вода начинает испытывать уже с самых верхних слоев осадка, но с совершенной отчетливостью этот тип воды проявляется только с глубины около 3 м от поверхности дна.

Итак, Охотское и Черное моря демонстрируют два разных пути (или типа) метаморфизации основного солевого состава иловых вод. В одном случае главнейшим процессом является десульфатизация, причем иловая вода сильно обогащается гидрокарбонатами  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Na$ ,  $NH_4$ ; ее щелочной резерв резко увеличивается; *это метаморфизация гидрокарбонатного типа*. Во втором случае не менее интенсивная десульфатизация не сопровождается обычно сколько-нибудь сильным увеличением щелочного резерва, но резко меняется состав хлоридной части воды: она становится *хлор-кальциевой*. Соответственно разным направлениям метаморфизации иловой воды различны и действующие факторы: при гидрокарбонатной метаморфизации решающее значение имеет *органическое вещество*, обуславливающее редукцию  $SO_4^{2-}$ ; некоторую роль играет также выветривание терригенных минералов под влиянием генерируемой  $CO_2$ , что влечет обогащение илового раствора  $Na^+$  и  $K^+$ . При хлор-кальциевой метаморфизации решающее значение имеет *состав глинистых минералов*, в частности их богатство монтмориллонитом и бейделлитом, способными к резкому обмену  $Ca^{2+}$  на  $Na^+$  (и  $K^+$ ).

## Изменение по вертикали содержания натрия и кальция в иловых водах из колонки Черного моря (на глубине 215 м)

| Глубина<br>взятия<br>пробы в<br>колонке,<br>см | Содержа-<br>ние хлора,<br>мг-экв/кг | Данные по натрию, мг-экв/кг                                                      |                                           |             | Данные по кальцию, мг-экв/кг                                                     |                                           |               |
|------------------------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|-------------|----------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------|---------------|
|                                                |                                     | содержание<br>Na, высчитан-<br>ное по Cl из<br>условий по-<br>стоянства<br>Na/Cl | действи-<br>тельное<br>содержа-<br>ние Na | убыль<br>Na | содержание<br>Ca, высчитан-<br>ное по Cl из<br>условий по-<br>стоянства<br>Ca/Cl | действи-<br>тельное<br>содержа-<br>ние Ca | прирост<br>Ca |
| 20—30                                          | 328                                 | 281                                                                              | 281,5                                     | +0,5        | 12,6                                                                             | 17,2                                      | +4,6          |
| 125—135                                        | 319                                 | 373                                                                              | 266                                       | —7          | 12,2                                                                             | 16,1                                      | +3,9          |
| 202—211                                        | 310                                 | 266                                                                              | 261                                       | —5          | 11,8                                                                             | 16,4                                      | +4,6          |
| 310—320                                        | 300                                 | 257                                                                              | 241                                       | —16         | 11,5                                                                             | 22,8                                      | +11,3         |
| 440—450                                        | 288                                 | 247                                                                              | 225                                       | —22         | 11,0                                                                             | 33,0                                      | +22,0         |
| 550—560                                        | 262                                 | 224                                                                              | 198                                       | —26         | 10,1                                                                             | 38,1                                      | +28,0         |
| 650—660                                        | 248                                 | 212                                                                              | 179                                       | —33         | 9,5                                                                              | 45,5                                      | +36,0         |

В случае Черного моря сильная десульфатизация иловых вод сочетается с резко выраженным катионным обменом. Поскольку, однако, эти два процесса вызываются действием двух разных, генетически друг с другом не связанных факторов, мыслим и еще один тип метаморфизма иловых вод — резко выраженный катионный обмен при подавлении процессов десульфатизации, что вызывается очень малым содержанием  $S_{орг}$  в осадке, или же неактивностью захороненного органического вещества. При расчетах солевого состава (по принятой методике) это должно выразиться в резком возрастании содержаний  $CaSO_4$  и  $MgCl_2$ ; воды будут принадлежать хлор-магниевому типу с повышенной концентрацией  $CaSO_4$ .

Подчеркнем, что интенсивность описанного метаморфизма вод весьма неодинакова в разных точках даже однородного гранулометрически осадка (илистого); мы это видели на примере осадков Охотского моря — при гидрокарбонатном метаморфизме иловых вод; то же наблюдается в других типах метаморфизма. В то же время резкое понижение содержаний  $S_{орг}$  и коллоидной фракции глинистых минералов в более грубозернистых осадках, алевритах и особенно песках, естественно влечет за собою понижение интенсивности метаморфизации в них грунтовых растворов, вплоть до ее практического прекращения в песчаных отложениях. Так возникает характерная гидрохимическая зональность иловых вод на профиле от берега к центру моря. Практически неметаморфизованные воды в прибрежных песчано-галечных отложениях сменяются все более метаморфизованными в алевритовых, а затем илистых осадках центральных частей морских водоемов: при этом интенсивность метаморфизма в илистых отложениях (даже одновременно возникших) сильно варьирует и общая гидрохимическая картина здесь становится пестрой.

### 3. Содержание органического вещества в иловых растворах

Одновременно с описанными преобразованиями в основном солевом составе иловой воды происходят характерные и многочисленные изменения во второстепенных («малых») ее компонентах. В настоящее время мы знаем о них пока на примере немногих веществ — аммиака, фосфора, кремнезема, железа, органического вещества; однако сущность раскрываемых на этих объектах процессов такова, что их с полным правом можно распространить и на многие другие вещества.

Таблица 45

Содержание органического вещества в иловых водах морей  
(по Н. Д. Стариковой)

| Место взятия пробы                                                      | Влажность<br>осадка, % | Содержание<br>в нем фрак-<br>ции <0,01 мм | C <sub>орг.</sub><br>мг/л | N <sub>орг.</sub><br>мг/л | $\frac{C_{орг}}{N_{орг}}$ |
|-------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------------------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|
| <b>Азовское море</b>                                                    |                        |                                           |                           |                           |                           |
| <i>Ст. 39, глуб. 11 м</i>                                               |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 8—30 см, ил серый песчаный . . . . .                             | 67,79                  | —                                         | 29,0                      | 6,20                      | 4,2                       |
| » 157—179 см, ил серый с ракушкой . . . . .                             | 78,71                  | —                                         | 54,5                      | 6,90                      | 7,9                       |
| » 208—223 см, ил серый с зеленоватым<br>оттенком . . . . .              | 57,40                  | —                                         | 43,8                      | —                         | —                         |
| Гориз. 281—304 см, то же . . . . .                                      | 52,19                  | —                                         | 44,4                      | 6,70                      | 6,6                       |
| <b>Черное море</b>                                                      |                        |                                           |                           |                           |                           |
| <i>Ст. 26, глуб. 65 м</i>                                               |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 0—20 см, ил серый глинистый с примесью<br>алеврита . . . . .     | 43,31                  | 62,59                                     | 17,0                      | 2,42                      | 7,0                       |
| Гориз. 84—104 см, ил серый . . . . .                                    | 37,42                  | —                                         | 32,0                      | 3,50                      | 9,1                       |
| » 204—213 см, то же . . . . .                                           | 33,18                  | 72,83                                     | 46,0                      | 2,65                      | 11,5                      |
| <i>Ст. 29, глуб. 1020 м</i>                                             |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 0—23 см, ил глинистый . . . . .                                  | 57,22                  | 76,30                                     | 18,0                      | 3,00                      | 6,0                       |
| » 150—172 см, ил глинистый серый с зеле-<br>новатым оттенком . . . . .  | 55,95                  | 79,34                                     | 28,0                      | 4,20                      | 6,7                       |
| Гориз. 243—272 см, то же, с зеленовато-бурым<br>оттенком . . . . .      | 54,41                  | 74,07                                     | 38,0                      | 3,16                      | 12,7                      |
| <i>Ст. 38, глуб. 1660 м</i>                                             |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 0—24 см, ил известковый . . . . .                                | —                      | —                                         | 12,7                      | 3,0                       | 4,2                       |
| » 28—51,5 см, ил глинистый зеленовато-бу-<br>рый полосчатый . . . . .   | —                      | —                                         | 32,0                      | 5,00                      | 6,4                       |
| Гориз. 57—84 см, ил глинистый бурый . . . . .                           | —                      | —                                         | 23,18                     | 3,00                      | 7,7                       |
| » 169—188 см, ил глинистый серый . . . . .                              | —                      | —                                         | —                         | 2,80                      | —                         |
| » 271—300 см, то же, с тонкими алеврити-<br>стыми прослойками . . . . . | —                      | —                                         | 31,0                      | 2,00                      | 15,5                      |
| <i>Ст. 31, глуб. 2130 м</i>                                             |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 9—37 см, ил глинистый светло-серый . . . . .                     | 50,0                   | 71,88                                     | 11,0                      | 4,40                      | 2,8                       |
| » 121—144 см, ил глинистый серый . . . . .                              | 46,83                  | 77,19                                     | 17,5                      | 3,20                      | 7,6                       |
| » 258—280 см, то же . . . . .                                           | —                      | 80,74                                     | 29,0                      | 4,80                      | 6,0                       |
| » 369—398 см, то же, с примесью алеврита . . . . .                      | 30,94                  | 32,78                                     | —                         | 2,60                      | —                         |
| » 492—514 см, ил глинистый . . . . .                                    | 41,64                  | 77,63                                     | 32,0                      | 9,30                      | 13,9                      |
| <b>Охотское море</b>                                                    |                        |                                           |                           |                           |                           |
| <i>Ст. 1724, глуб. 1340 м</i>                                           |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 15—20 см, глинисто-диатомовый ил . . . . .                       | —                      | —                                         | 21,0                      | —                         | —                         |
| » 90—140 см, то же . . . . .                                            | —                      | —                                         | 18,0                      | —                         | —                         |
| » 200—250 см . . . . .                                                  | —                      | —                                         | 13,0                      | —                         | —                         |
| » 280—327 см . . . . .                                                  | —                      | —                                         | 16,0                      | —                         | —                         |
| » 395—400 см, глинисто-диатомовый ил . . . . .                          | —                      | —                                         | 21,0                      | —                         | —                         |
| <i>Ст. 1726, глуб. 830 м</i>                                            |                        |                                           |                           |                           |                           |
| Гориз. 2—22 см, крупноалевритовый ил . . . . .                          | —                      | —                                         | 12,0                      | —                         | —                         |
| » 60—95 см, глинистый ил с примесью алев-<br>рита . . . . .             | —                      | —                                         | 10,0                      | —                         | —                         |
| Гориз. 105—114 см, то же . . . . .                                      | —                      | —                                         | 7,0                       | —                         | —                         |
| » 163—210 см, глинистый ил с примесью<br>тонкого алеврита . . . . .     | —                      | —                                         | 8,0                       | —                         | —                         |
| Гориз. 262—300 см, то же . . . . .                                      | —                      | —                                         | 4,0                       | —                         | —                         |



Таблица 45 (продолжение)

| Место взятия пробы                                                                            | Влажность<br>осадка, % | Содержание<br>в нем фрак-<br>ции <0,01 мм | C <sub>орг</sub> ,<br>мг/л | N <sub>орг</sub> ,<br>мг/л | $\frac{C_{орг}}{N_{орг}}$ |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|-------------------------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------|
| <b>Сев.-зап. часть Тихого океана</b>                                                          |                        |                                           |                            |                            |                           |
| <i>Ст. 3495, глуб. 5194 м</i>                                                                 |                        |                                           |                            |                            |                           |
| Гориз. 10—30, см, ил глинистый темно-коричне-<br>вый с небольшой примесью алевроита . . . . . | 53,71                  | —                                         | 10,3                       | —                          | —                         |
| Гориз. 85—115 см, то же . . . . .                                                             | 53,33                  | —                                         | 11,4                       | —                          | —                         |
| » 180—215 см » . . . . .                                                                      | 48,72                  | —                                         | 8,0                        | —                          | —                         |
| » 260—285 см, ил глинистый светло-корич-<br>невый с небольшой примесью алевроита . . . . .    | 51,80                  | —                                         | 5,0                        | —                          | —                         |
| <i>Ст. 3480, глуб. 5025 м</i>                                                                 |                        |                                           |                            |                            |                           |
| Гориз. 0—25 см, ил глинистый коричневый . .                                                   | 63,2                   | 74,3                                      | 11,3                       | —                          | —                         |
| Гориз. 40—65 см, то же . . . . .                                                              | —                      | —                                         | 11,0                       | —                          | —                         |
| » 85—155 см » . . . . .                                                                       | 52,2                   | 70,65                                     | 8,0                        | —                          | —                         |
| » 220—230 см » . . . . .                                                                      | —                      | 71,03                                     | 6,7                        | —                          | —                         |
| <i>Ст. 3530, глуб. 4963 м</i>                                                                 |                        |                                           |                            |                            |                           |
| Гориз. 0—25 см, ил глинистый светло-коричне-<br>вый, очень тонкий . . . . .                   | 67,44                  | —                                         | 11,40                      | —                          | —                         |
| Гориз. 85—115 см, то же . . . . .                                                             | 52,19                  | —                                         | 6,5                        | —                          | —                         |
| » 185—215 см » . . . . .                                                                      | 51,64                  | —                                         | 9,8                        | —                          | —                         |
| » 285—315 см » . . . . .                                                                      | 53,19                  | —                                         | 6,5                        | —                          | —                         |

Рассмотрим вначале концентрации растворенного органического вещества в иловых водах. Данными о них мы располагаем благодаря недавним исследованиям Н. Д. Стариковой (1959), определявшей органическое вещество в иловых водах непосредственно, а не через окисляемость. Величины  $C_{орг}$  и  $N_{орг}$  в ряде морей сведены в табл. 45.

Для сравнения укажем, что в наддонной воде океанов содержание растворенного органического углерода составляет около 1 мг/л, в Черном море 3,0 мг/л, в Азовском море около 5 мг/л. Из сопоставления этих цифр с табличными следует, что иловая вода всех водоемов значительно обогащена растворенным органическим веществом сравнительно с наддонной. При этом в составе растворенной в иловых водах органики усиленно накапливаются азотистые соединения, как это видно из обычно малой величины отношения  $C/N_{орг}$ . Сопоставление величин растворимой органики в иловых водах с содержанием ее в твердой фазе осадков, произведенное Н. Д. Стариковой, показало, что постоянных связей между ними нет.

Накопление в иловой воде растворенных органических соединений является отражением интенсивной деятельности бактериального населения илов и их ферментов, разлагающих трупы планктонных организмов, захороняемых в осадках. При этом белки расщепляются до воднорастворимых аминокислот, жиры распадаются на спирты и жирные кислоты, углеводы также дают кислотные производные, частично растворимые в воде.

Одновременно с процессами, обогащающими иловую воду растворимой органикой, идут процессы противоположного характера, удаляющие ее из воды. К их числу относятся, с одной стороны, бактериальное разложение органических кислот до  $CO_2$ ,  $NH_3$ ,  $CH_4$  и других газов, с другой — конденсация малых по размерам молекул в более крупные с выпадением их из раствора. Наличие этих встречных процессов показывает, что концентрация растворенной органики в иловой воде есть

величина лабильная, динамически неустойчивая, зависящая от соотношения между интенсивностью процессов, генерирующих растворимые формы органического вещества, и интенсивностью процессов, их уничтожающих. В самом начале диагенеза, когда в осадках еще много свежего, способного легко разлагаться органического вещества, преобладают процессы, порождающие легко растворимую органику; иловая вода оказывается тогда весьма обогащенной ею. Но по мере убывания запасов легко разлагаемого органического материала поступление новых порций его в иловую воду убывает; интенсивность же разрушения растворенной органики остается прежней; в результате содержание растворимого  $C_{орг}$  (и  $N_{орг}$ ) в иловой воде начинает убывать и чем дальше, тем сильнее. Таким образом, в общем случае мы должны иметь вначале, т. е. в самых верхних горизонтах осадка, нарастание концентраций растворенного органического вещества в иловых водах, в дальнейшем же, т. е. в более глубоких горизонтах отложений, — убыль его концентраций. Такой именно ход процесса и зафиксирован в разрезах илов Тихого океана и Охотского моря с их весьма замедленной седиментацией. Во внутриконтинентальных Черном и Азовском морях дело на первый взгляд обстоит существенно иначе: содержание растворенной органики в иловых водах непрерывно возрастает по колонке сверху вниз, и обратного уменьшения ее концентраций здесь не отмечается. Эта аномалия, однако, только кажущаяся. Дело в том, что скорость осадкообразования в обоих названных морях во много раз больше, чем в Тихом океане и в Охотском море. Поэтому стадия нарастания содержаний растворенной органики в илах здесь растягивается на гораздо большую мощность осадка (по колонке сверху вниз), и доступные нам разрезы просто еще не вышли из указанной начальной стадии обогащения иловой воды  $C_{орг}$ . Нет никаких сомнений в том, что иловая вода более глубоких горизонтов осадков и в Черном и в Азовском морях будет также обеднена  $C_{орг}$ .

#### 4. Биогенные и малые элементы в иловой воде

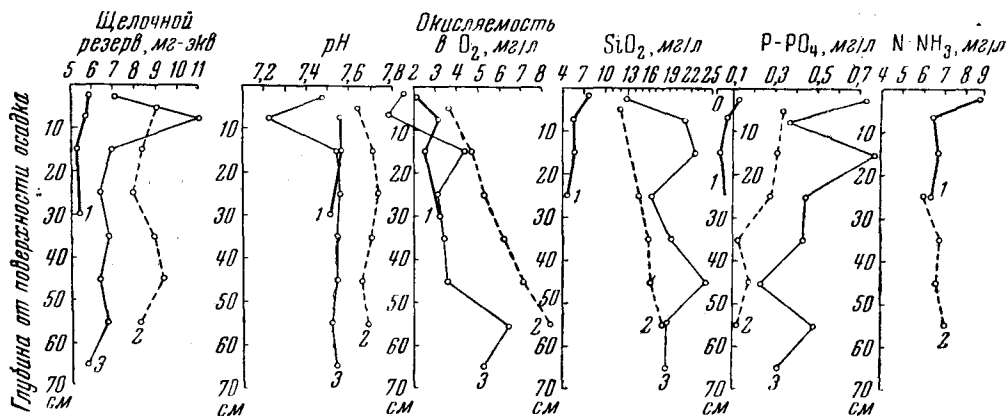
В табл. 46—49 и на фиг. 185 и 186 собраны данные по концентрациям аммиачного азота, фосфатного фосфора, кремния и железа в иловых водах ряда морей.

Первое, что бросается в глаза при изучении содержаний названных биогенных компонентов, *это высокие их концентрации в иловой воде, обычно в десятки и сотни раз превышающие их содержания в воде наддонной*. Не установлено пока фактически (за отсутствием соответствующих исследований), но вполне вероятно обогащение грунтового раствора также  $Mn$ ,  $Al_2O_3$  и по крайней мере некоторыми малыми элементами ( $V$ ,  $Cr$ ,  $Ni$ ,  $Sr$ ,  $B$  и др.).

Весьма примечательно, что в разных гранулометрических типах осадков одного и того же водоема интенсивность накопления в грунтовом растворе аммиачного азота,  $P$ ,  $SiO_2$ ,  $Fe$  и других компонентов существенно неодинакова: минимальна она в песках, больше в алевритах, максимальная же в наиболее тонкозернистых осадках (илах). Это обстоятельство дополнительно усиливает и подчеркивает уже отмеченную выше ясную горизонтальную зональность состава грунтовых растворов осадков; при этом возрастание содержаний биогенных элементов происходит в том же направлении, в каком усиливается метаморфизация основного солевого состава иловых вод: от берега к центру бассейна. В то же время однородные осадки из разных частей даже одного и того же типа осадков, особенно илстых, обладают заметно разной концентрацией  $P$ ,  $SiO_2$ ,  $N$  и других компонентов; это наглядно видно из сравнения ст. 568 и 612 и др. в Беринговом море, ст. 139 и 140 в Охотском море и данных по

северному и южному Каспию. Пестрота в накоплениях биогенных элементов отвечает пестроте метаморфизма основного солевого состава морской воды.

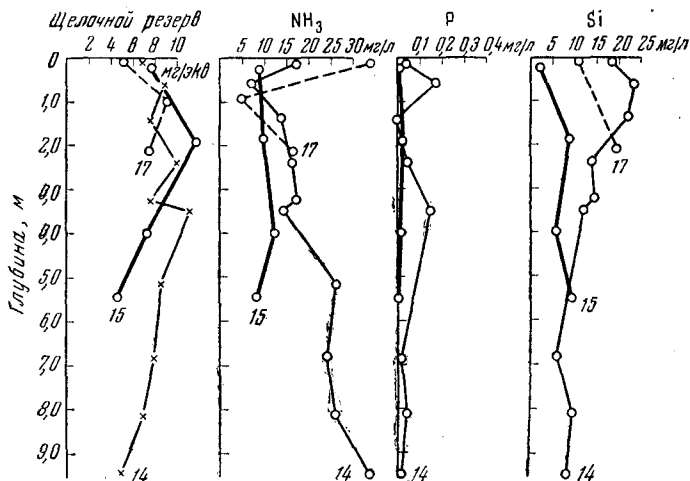
Существенную особенность распределения малых элементов в иловом растворе составляет зависимость содержаний их от состава самого осадка.



Фиг. 185. Биогенные элементы в иловой воде Каспийского моря (по Бруевичу).

1 — станция 16, глубина (моря) 100 м; 2 — станция 26, глубина 960 м; 3 — станция 28, глубина 460 м.

Так, по наблюдениям С. В. Бруевича (1955) и Е. Д. Зайцевой (1954), концентрация биогеновых компонентов в грунтовых растворах (особенно — аммиачного азота и P) при прочих равных условиях определяется



Фиг. 186. Биогенные элементы в иловой воде Черного моря (по Е. Д. Зайцевой).

Цифры у кривых — номера станций.

содержанием органического вещества. Обогащение иловой воды кремнием ясно возрастает при обогащении осадка скорлупками диатомей. Для других компонентов соотношения пока не установлены из-за отсутствия нужных исследований.

Подчеркнем, что в связи с резкой обогащенностью грунтовых растворов некоторыми компонентами весьма вероятно изменяется их

Содержание биогенных элементов в придонной и в иловой воде разных морских водоемов в мг/л (дночерпательные пробы)  
(по Е. Д. Зайцевой, Т. И. Горшковой, С. В. Бруевичу и др.)

| Водоемы, глубина в м                                                | N              |             | P              |             | Si             |             |
|---------------------------------------------------------------------|----------------|-------------|----------------|-------------|----------------|-------------|
|                                                                     | При-<br>донная | Ило-<br>вая | При-<br>донная | Ило-<br>вая | При-<br>донная | Ило-<br>вая |
| <b>Азовское море</b>                                                |                |             |                |             |                |             |
| Среднее из средних по всему морю без Таганрогского залива . . . . . | —              | 4,98        | —              | 0,21        | —              | 8,82        |
| Таганрогский залив . . . . .                                        | —              | 5,34        | —              | 0,26        | —              | 7,63        |
| <b>Черное море</b>                                                  |                |             |                |             |                |             |
| 0—50 . . . . .                                                      | 3,1            | 8,6         | 0,60           | 0,17        | 5,0            | 7,7         |
| 50—100 . . . . .                                                    | —              | 4,6         | —              | 0,27        | —              | 8,0         |
| 200—400 . . . . .                                                   | 3,4            | 16,0        | 0,70           | 0,22        | 8,2            | 7,9         |
| 1000—1500 . . . . .                                                 | 1,1            | 5,3         | 0,11           | 0,12        | 6,3            | 7,7         |
| 2000 и более . . . . .                                              | 2,1            | 11,8        | 0,20           | <0,02       | 9,3            | 14,0        |
| Среднее по всему морю . . . . .                                     | 2,21           | 9,00        | 0,318          | 0,170       | 8,06           | 8,44        |
| <b>Каспийское море</b>                                              |                |             |                |             |                |             |
| Северный Каспий . . . . .                                           | 0,034          | 17,8        | 0,007          | 1,10        | 0,67           | 23,9        |
| Средний » . . . . .                                                 | 0,031          | 8,5         | 0,005          | 0,20        | 0,37           | 17,4        |
| Южный » . . . . .                                                   | —              | 1,5         | —              | 0,36        | —              | 13,0        |
| <b>Балтийское море</b>                                              |                |             |                |             |                |             |
| Среднее для современных отложений . . . . .                         | —              | 19,3        | —              | 1,27        | —              | 21,3        |
| Среднее для морских и лепточных глин . . . . .                      | —              | 9,0         | —              | 0,34        | —              | 10,6        |
| <b>Берингово море</b>                                               |                |             |                |             |                |             |
| 0—200 . . . . .                                                     | —              | 1,7         | 0,08           | 0,49        | 1,4            | 13,8        |
| 200—3000 . . . . .                                                  | —              | 0,8         | 0,09           | 0,31        | 2,8            | 16,9        |
| >3000 . . . . .                                                     | —              | 0,7         | 0,10           | 0,25        | 3,5            | 16,9        |
| Среднее по всему морю . . . . .                                     | —              | 1,05        | 0,09           | 0,35        | 2,56           | 16,0        |
| <b>Охотское море</b>                                                |                |             |                |             |                |             |
| 0—200 . . . . .                                                     | 0,049          | 1,03        | 0,054          | 0,20        | 1,03           | 7,3         |
| 200—1000 . . . . .                                                  | 0,030          | 0,80        | 0,085          | 0,25        | 2,50           | 10,5        |
| 1000—3000 . . . . .                                                 | 0,034          | 0,80        | 0,089          | 0,23        | 3,61           | 14,0        |
| >3000 . . . . .                                                     | 0,048          | 1,13        | 0,084          | 0,27        | 3,85           | 14,1        |
| Среднее по всему морю без песков . . . . .                          | 0,040          | 0,91        | 0,075          | 0,22        | 2,33           | 10,0        |
| <b>Сев.-зап. часть Тихого океана</b>                                |                |             |                |             |                |             |
| Коричневые осадки . . . . .                                         | ~0,01          | 1,08        | 0,075          | 0,17        | 3,5            | 14,7        |
| Серые осадки . . . . .                                              | ~0,01          | 2,30        | 0,075          | 0,33        | 3,5            | 9,4         |

Таблица 47

Содержание  $\text{NH}_3$ , P, S и Fe в иловых водах разных гранулометрических типов осадков Охотского моря в мг/л (дночерпательные пробы)  
(по С. В. Бруевичу)

| Осадки                                      | N аммиачный         |       | P                   |       | Si                  |       |
|---------------------------------------------|---------------------|-------|---------------------|-------|---------------------|-------|
|                                             | Придон-<br>ная вода | Грунт | Придон-<br>ная вода | Грунт | Придон-<br>ная вода | Грунт |
| Пески . . . . .                             | 0,044               | 0,68  | 0,052               | 0,18  | 3,55                | 6,0   |
| Крупный алеврит . .                         | 0,045               | 0,80  | 0,066               | 0,20  | 1,79                | 7,3   |
| Мелкий алеврит . . .                        | 0,043               | 1,26  | 0,058               | 0,20  | 1,58                | 7,5   |
| Алеврито-глинистый<br>диатомовый ил . . . . | 0,022               | 1,00  | 0,076               | 0,25  | 1,74                | 10,7  |
| Глинистый диатомовый<br>ил . . . . .        | 0,040               | 0,81  | 0,090               | 0,24  | 1,21                | 12,6  |

Таблица 48

Содержание биогенных элементов в осадках Каспийского моря  
на глубине до 100 м в мг/м<sup>3</sup>  
(по С. В. Бруевичу и Е. П. Виноградовой)

| Районы моря | Илы | Песчанистые<br>илы и или-<br>стые пески | Илистые пес-<br>ки с ракушей<br>(Сев. Каспий),<br>ил с ракушей<br>(Южн. Кас-<br>пий) | Раку-<br>ша | Придон-<br>ная вода |
|-------------|-----|-----------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-------------|---------------------|
|-------------|-----|-----------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------|-------------|---------------------|

## Фосфор минеральный

|                    |      |       |     |    |      |
|--------------------|------|-------|-----|----|------|
| Северный . . . . . | 1110 | 35—45 | 32  | 33 | 2,73 |
| Средний . . . . .  | 200  | —     | 150 | 24 | 5    |
| Южный . . . . .    | 360  | —     | 26  | 34 | 7    |

## Аммиачный азот

|                    |       |      |      |      |       |
|--------------------|-------|------|------|------|-------|
| Северный . . . . . | 17800 | 2500 | 2100 | 1200 | 84—36 |
| Средний . . . . .  | 8500  | —    | 2500 | 310  | 31—17 |
| Южный . . . . .    | 1500  | —    | 1000 | 1300 | 34—43 |

## Кремний

|                    |       |      |       |      |         |
|--------------------|-------|------|-------|------|---------|
| Северный . . . . . | 23700 | 6900 | 6700  | 4500 | 100—200 |
| Средний . . . . .  | 17400 | —    | 12100 | 1000 | 200—240 |
| Южный . . . . .    | 13000 | —    | 6600  | 1600 | 250—360 |

## Железо

|                    |   |         |        |   |   |
|--------------------|---|---------|--------|---|---|
| Северный . . . . . | — | 700—210 | 310(?) | — | — |
| Средний . . . . .  | — | —       | —      | — | — |
| Южный . . . . .    | — | —       | —      | — | — |

состояние в растворе. Фосфаты, кремнезем, закисное железо в наддонной воде, как мы знаем, присутствуют в состоянии более или менее значительного недосыщения; в иловой воде в связи с ростом их концентраций в десятки и сотни раз они, надо полагать, находятся уже в стадии насыщенных или даже пересыщенных растворов. То же относится, вероятно, и к другим компонентам, как соединения Sr,  $\text{CaCO}_3$  и др.

Распределение по вертикали аммиачного азота, Р и Si в иловых водах Берингова и Охотского морей в мг/л  
(по Е. Д. Зайцевой)

| Стан-<br>ции          | Глубина<br>взятия<br>пробы, м | Н ам-<br>миач-<br>ный | Р фос-<br>фатов | Si   | Станции              | Глубина<br>взятия<br>пробы, м | Н ам-<br>миач-<br>ный | Р фос-<br>фатов | Si   |
|-----------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------------|------|----------------------|-------------------------------|-----------------------|-----------------|------|
| <b>Берингово море</b> |                               |                       |                 |      | 615                  | 0                             | 4,3                   | 0,27            | 14,0 |
| 568                   | 0                             | 45,0                  | 2,5             | 26,8 |                      | 1                             | 4,5                   | 0,50            | 14,0 |
|                       | 1                             | 111,0                 | 4,5             | 14,0 |                      | 2                             | 4,9                   | 0,79            | 14,1 |
|                       | 2                             | 159,0                 | 4,7             | 16,0 |                      | 4                             | 5,4                   | 0,69            | 14,6 |
|                       | 4                             | 145,0                 | 7,5             | 23,0 |                      | 8                             | 6,4                   | 0,35            | 16,8 |
| 612                   | 0                             | 0,92                  | 0,25            | 12,7 | <b>Охотское море</b> |                               |                       |                 |      |
|                       | 1                             | 1,3                   | 0,26            | 16,2 | 13, глуб. 740 м      | 5—8                           | —                     | 0,05            | 21,0 |
|                       | 2                             | 7,5                   | 0,67            | 17,2 |                      | 40—50                         | —                     | —               | 21,0 |
|                       | 4                             | 23,4                  | —               | —    |                      | 85—90                         | —                     | 0,12            | 21,0 |
| 617                   | 0                             | 1,6                   | 0,20            | 17,7 |                      | 110—120                       | —                     | 0,20            | 21,2 |
|                       | 1                             | 2,5                   | 0,21            | 16,5 | 139, глуб. 1613 м    | 140—150                       | —                     | 0,21            | 21,9 |
|                       | 2                             | 4,8                   | 0,40            | 12,6 |                      | 179—186                       | —                     | 0,21            | 21,9 |
|                       | 4                             | 7,1                   | 0,77            | 13,0 |                      | 20—30                         | 0,66                  | —               | 17,6 |
| 540                   | 0                             | 1,7                   | 0,17            | —    |                      | 70—80                         | 2,6                   | —               | 16,0 |
|                       | 1                             | 1,8                   | 0,17            | 14,7 | 140, глуб. 3427 м    | 140—150                       | 7,7                   | —               | 13,5 |
|                       | 2                             | 3,6                   | 0,25            | 14,7 |                      | 263—278                       | 10,8                  | —               | 14,0 |
|                       | 4                             | 10,5                  | 0,70            | 17,5 |                      | 20—30                         | 0,80                  | 0,33            | 22,5 |
| 537                   | 8                             | 21,5                  | 1,9             | 20,7 |                      | 50—60                         | 3,7                   | —               | 22,7 |
|                       | 16                            | 31,8                  | 3,6             | 17,5 |                      | 80—90                         | 6,1                   | —               | 22,7 |
|                       | 0                             | 0,24                  | 0,17            | 15,5 |                      | 110—120                       | 8,8                   | —               | 21,2 |
|                       | 1                             | 5,3                   | 0,57            | 26,8 |                      | 190—200                       | 13,6                  | —               | 21,2 |
|                       | 2                             | 6,0                   | 0,68            | 30,9 |                      | 250—260                       | 19,9                  | —               | 23,4 |
|                       | 4                             | 15,0                  | 1,6             | 29,8 |                      | 317—325                       | 26,2                  | —               | 18,7 |

Естествен вопрос: что же вызывает обогащение иловых вод многими микрокомпонентами? Ряд процессов. В первую очередь, конечно, это разложение органических веществ, при котором происходит микробиологическое отщепление  $\text{NH}_3$  из аминокислот и фосфатов из нуклеопротеинов. Обогащение иловой воды  $\text{SiO}_2$  происходит за счет растворения биогенно-выделенного опала в раковинах диатомей и других форм, ибо вначале иловая вода весьма далека от насыщения кремнеземом. Появление и накопление в воде  $\text{Fe}^{2+}$  (и, вероятно,  $\text{Mn}^{2+}$ ) связано с редукцией их окисных форм, когда свободный кислород исчезает из осадка и начинается отнятие его из богатых им гидроокисных и вообще окисных соединений. Понятно, что при редукции и растворении железистых и марганцевых соединений и распаде органического вещества все связанные с ними микроэлементы (As, V, Cu и пр.) частично переходят в раствор и обогащают иловую воду.

*В отличие от морей, в пресноводных озерах гумидных зон минерализация иловой воды всегда является больше минерализации воды наддонной. Это наглядно видно по увеличению электропроводности илового раствора, показанного в табл. 50.*

Таблица 50

Электропроводность грунтового раствора ( $K_{18} \times 10^{-4}$ ) в озерах  
(по С. И. Кузнецову, 1949)

| Глубина от поверхности<br>ила, см | Озера                   |                                 |             |                  |
|-----------------------------------|-------------------------|---------------------------------|-------------|------------------|
|                                   | Бисерово<br>(6.XI 1946) | Коломен-<br>ское (3.XI<br>1946) | Пиявочное   |                  |
|                                   |                         |                                 | (5.VI 1946) | (1.VIII<br>1946) |
| Придонная вода                    | —                       | —                               | 0,64        | 0,66             |
| Поверхностный ил                  | 4,45                    | 1,0                             | 1,03        | 1,99             |
| 10                                | 4,76                    | 1,08                            | 1,33        | 1,46             |
| 30                                | 6,85                    | 1,36                            | 2,04        | 1,84             |
| 60                                | 7,45                    | 1,76                            | —           | 2,04             |
| 100                               | 7,60                    | 1,70                            | 2,03        | 2,14             |
| 200                               | 7,90                    | 2,50                            | 2,56        | 2,35             |
| 300                               | 9,20                    | 3,04                            | —           | —                |
| 400                               | 9,70                    | 3,72                            | 2,18        | 2,54             |
| 500                               | 12,90                   | 3,78                            | —           | 2,76             |
| 600                               | —                       | —                               | —           | 3,08             |

Еще наглядней это обстоятельство видно на одном из озер долины р. Клязьмы, изученном С. В. Бруевичем с сотрудниками (1939). Поверхностная вода содержала в растворе 54,7 мг/л минеральных веществ, а придонная — 52,1 мг/л; грунтовый же раствор на глубине 25 см от поверхности осадка имел уже 63,5 мг/л, на глубине 50 см более 111 мг/л, а на глубине 75 см даже 284 мг/л.

Причиной повышения минерализации иловых растворов в озерах является накопление в них ряда биогенных элементов, как это явствует из нижеследующего сопоставления (табл. 51).

Таблица 51

Состав илового раствора в отложениях озера в июле  
(по С. В. Бруевичу)

| Место взятия<br>пробы              | Хлориды,<br>мг/л | Щелочность<br>карбонатная,<br>мг-экв | Аммиак,<br>мг/л | Окисле-<br>мость | Фосфаты,<br>мг/л | Органиче-<br>ский Р, мг/л | Кремний,<br>мг/л | Fe <sup>++</sup> , мг/л | Насыщен-<br>ность O <sub>2</sub> | pH   |
|------------------------------------|------------------|--------------------------------------|-----------------|------------------|------------------|---------------------------|------------------|-------------------------|----------------------------------|------|
| Поверхностная<br>вода . . . . .    | 1,8              | 1,85                                 | —               | 22               | 0,025            | 0,042                     | 3,2              | 0,8                     | 167                              | 5,7  |
| Придонная вода                     | 1,8              | 0,81                                 | 0,0             | 22               | 0,031            | 0,066                     | 3,2              | 1,3                     | 86                               | 8,96 |
| Иловый раствор<br>на глуб. 25 см . | 4,9              | 0,68                                 | 5,6             | 30               | 0,026            | 0,075                     | 4,7              | 2,3                     | —                                | 7,22 |
| То же на глуб.<br>50 см . . . . .  | 4,6              | 1,70                                 | 6,3             | 33               | 0,027            | —                         | 6,1              | 9,0                     | —                                | 7,07 |
| То же на глуб.<br>75 см . . . . .  | 10,1             | 4,41                                 | 17,2            | 50               | 0,023            | 0,092                     | 5,6              | 10,4                    | —                                | 6,93 |

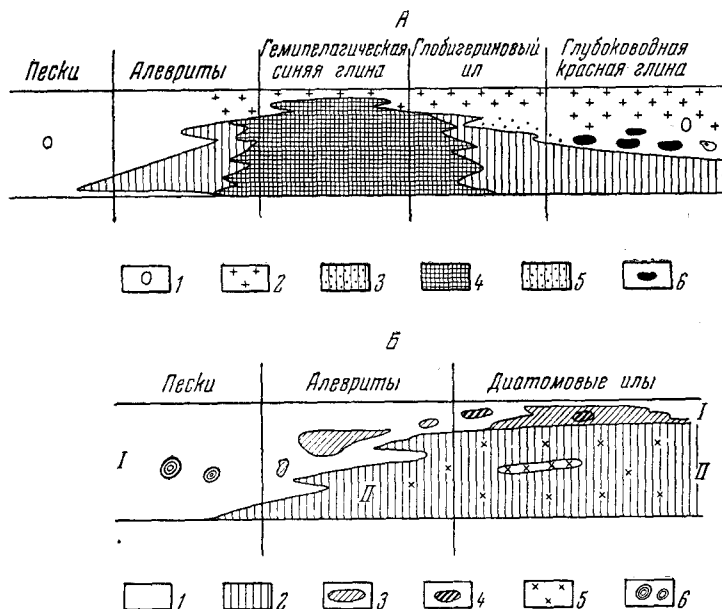
При исключительно низкой исходной минерализации иловой воды пресных озер, естественно, что появление в ней заметных количеств растворенного органического вещества, аммиака, кремнезема, карбонатов

Са, закисного железа резко сказывается и на общей солености илового раствора. В морях, при несравненно большей исходной минерализации захороняемой в осадке воды, те же процессы накопления биогенных элементов на солености не сказываются.

Как в морских илах, в озерных осадках имеет место редукция  $\text{SO}_4^{2-}$ ; но ничтожность содержаний сульфатов в наддонной и исходной иловой воде даже при полном переходе  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{S}^{2-}$  оказывает лишь весьма слабое воздействие на гидрохимический тип илового раствора.

## 5. Eh и pH осадков морских и озерных водоемов

Исключительный интерес представляют общие показатели физико-химической среды в осадках водоемов: их окислительно-восстановительный потенциал (Eh) и кислотно-щелочные условия, выражаемые через



Фиг. 187. Окислительная и восстановительная зона в осадках водоемов.

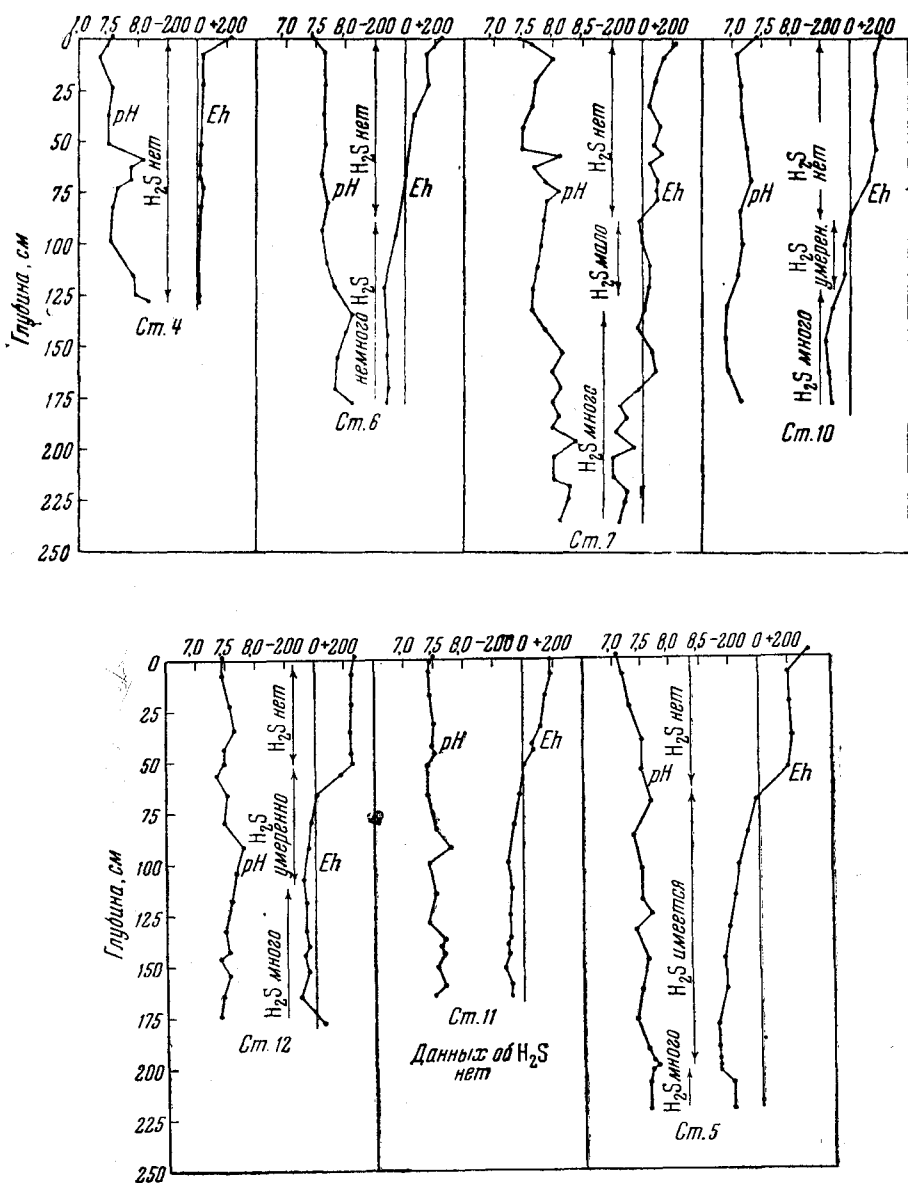
А — разрез через океан: 1 — окислительная зона осадков; 2 — окислы железа, окрашивающие окислительную зону в бурый цвет; 3 — слабо выраженная восстановительная зона; 4 — сильно выраженная восстановительная зона; 5 — участки, обогащенные железом и марганцем; 6 — железомарганцовые конкреции. Б — разрез через оз. Байкал: 1 — окислительная зона (I); 2 — восстановительная зона (II); 3 — равномерно окрашенные слабо железистые ржавые пятна; 4 — марганцовые (черные) пятна; 5 — вивианитовые пятна; 6 — железомарганцовые конкреции.

pH. При разборе этого вопроса необходимо различать два типа бассейнов: нормально-аэрируемые с кислородсодержащей водой и бассейны с аномальным газовым режимом, лишенные с определенных глубин свободного  $\text{O}_2$  в воде, взамен которого в большей или меньшей степени накапливается  $\text{H}_2\text{S}$ .

Рассмотрим вначале режим Eh и pH в осадках водоемов нормально-аэрируемых (фиг. 187, 188).

Наиболее высокие значения Eh от +300 до 0 (+50) mv наблюдаются обычно в верхнем слое осадков мощностью от 20—25 до немногих





Фиг. 188. Соотношения pH и Eh в осадках котловин Калифорнийского моря (по Эмери и Риттенбергу, 1952).

сантиметров и даже миллиметров; это окислительная зона. Ниже Eh становятся отрицательными, падая до  $-500\text{ mv}$ , т. е. среда делается восстановительной. Расчленение морских осадков на две эти зоны, сменяющие одна другую в вертикальном направлении, является характернейшей чертой осадков, как физико-химической системы. Зоны различаются между собою и внешне, макроскопически: окислительной свойственны бурые и ржаво-бурые тона, обусловленные наличием гидроокислов железа, восстановительной — серые, зеленовато-серые, синеватые и черные окраски, придаваемые различными минералогическими формами закисного железа.

По горизонтальному направлению окислительно-восстановительный потенциал внутри глубоких частей осадка не остается постоянным, но резко колеблется, завися в общем от двух факторов: содержания и состава органического вещества и гранулометрического типа осадков. При одном и том же содержании органического вещества  $E_h$  уменьшается с уменьшением среднего диаметра слагающих осадок обломочных частиц: он ниже в глинах, чем в песках. В осадках же одного и того же гранулометрического класса  $E_h$  изменяется обычно обратно изменению содержания органического вещества: с возрастанием  $C_{орг}$  — падает, с уменьшением  $C_{орг}$  — растет. Эти соотношения имеют, однако, лишь общий и качественный, а не количественный характер. Генезис их понятен. Пески более доступны вентилиции и снабжению кислородом за счет наддонной воды, чем тонкозернистые илистые осадки, поэтому их  $E_h$  выше, чем у глин. Органическое же вещество, будучи основным потребителем кислорода в диагенезе, истребляет его тем скорее и больше, чем в большем количестве находится в осадке. Отсюда понижение  $E_h$  с возрастанием  $C_{орг}$ , если даже гранулометрический тип осадка (т. е. способность к вентилиции) остается прежним.

Так как в природных условиях концентрации  $C_{орг}$ , как правило, увеличиваются с уменьшением среднего диаметра частиц осадка, то в бассейнах мы и наблюдаем обычно смену высокого положительного  $E_h$  низким и отрицательным по мере того как от прибрежной песчаной зоны перемещаемся в более глубоководную с тонкозернистыми осадками — илами. Эта закономерность хорошо видна в табл. 52.

Таблица 52

Окислительно-восстановительный потенциал и pH в осадках Таманского залива и Ахтанизовского лимана  
(по В. Г. Савичу)

| Водоемы и осадки                                                                     | Число проб | $C_{орг}$ , % | $E_h$ | pH   |
|--------------------------------------------------------------------------------------|------------|---------------|-------|------|
| <i>Таманский залив</i>                                                               |            |               |       |      |
| Пески серые . . . . .                                                                | 2          | 0,16          | +365  | 8,28 |
| Алевриты серые, иногда песчанистые . . . . .                                         | 5          | 0,92          | —87   | 7,67 |
| Илы глинистые центральной части бассейна, частью алевритовые и песчанистые . . . . . | 7          | 2,17          | —111  | 7,8  |
| Алевриты глинистые желто-серые                                                       | 1          | 0,32          | +54   | 7,15 |
| <i>Ахтанизовский лиман</i>                                                           |            |               |       |      |
| Пески . . . . .                                                                      | —          | 0,43          | +139  | 7,56 |
| Алевриты серые . . . . .                                                             | —          | 0,98          | —54   | 7,52 |
| Илы глинистые, частью алевритовые, серые и темно-серые . . .                         | —          | 1,20          | —113  | 7,66 |
| Алевриты желто-серые . . . . .                                                       | —          | 0,06          | +241  | 7,52 |
| Илы глинистые, желто-бурые .                                                         | —          | 1,18          | +92   | 7,31 |

Параллельно с изменением интенсивности восстановительных условий в восстановительной зоне осадков, на профиле от берега к центру моря меняется и положение разделительной границы между этой зоной и зоной окислительной. Как видно на фиг. 187А, изображающей ситуацию в

современных океанических водоемах, в непосредственной близости к берегу, в полосе песков, граница восстановительной зоны находится глубоко в осадке; в алевритовых илах она быстро подымается кверху, а в так называемой гемипелагической синей глине, располагающейся на континентальном склоне, приближена к поверхности дна настолько, что окислительная пленка едва улавливается; при взятии грунтов трубками она часто расплескивается, и серые илы восстановительной зоны кажутся непосредственно выходящими на дно. Дальше, в открытом море, граница восстановительной зоны вновь погружается в осадок, и в области накопления красной глубоководной глины колонки грунта мощностью в несколько метров все еще не выходят из пределов окислительной зоны. Таким образом, на профиле через осадки океанов отчетливо выражен подъем восстановительной зоны в периферической прибрежной полосе тонкозернистых (глинистых) илов.

Такое расположение ее хорошо видно и на карте (фиг. 189), составленной по данным М. В. Кленовой (1948). Так как полоса песков и грубых алевритовых илов очень узка, серые гемипелагические илы с резко редуцированной окислительной пленкой кажутся на этой карте нередко непосредственно прилегающими к берегам континентов. На некотором расстоянии от берега мощность окислительной пленки на глубоководных океанических илах увеличивается; цвет поверхностных илов на большую толщину становится бурым, красновато-бурым, буровато-красным. Лишь местами среди красновато-бурых илов встречаются отдельными, более или менее крупными пятнами, главным образом вблизи Антарктики. серые илы с более высоким уровнем восстановительной зоны.

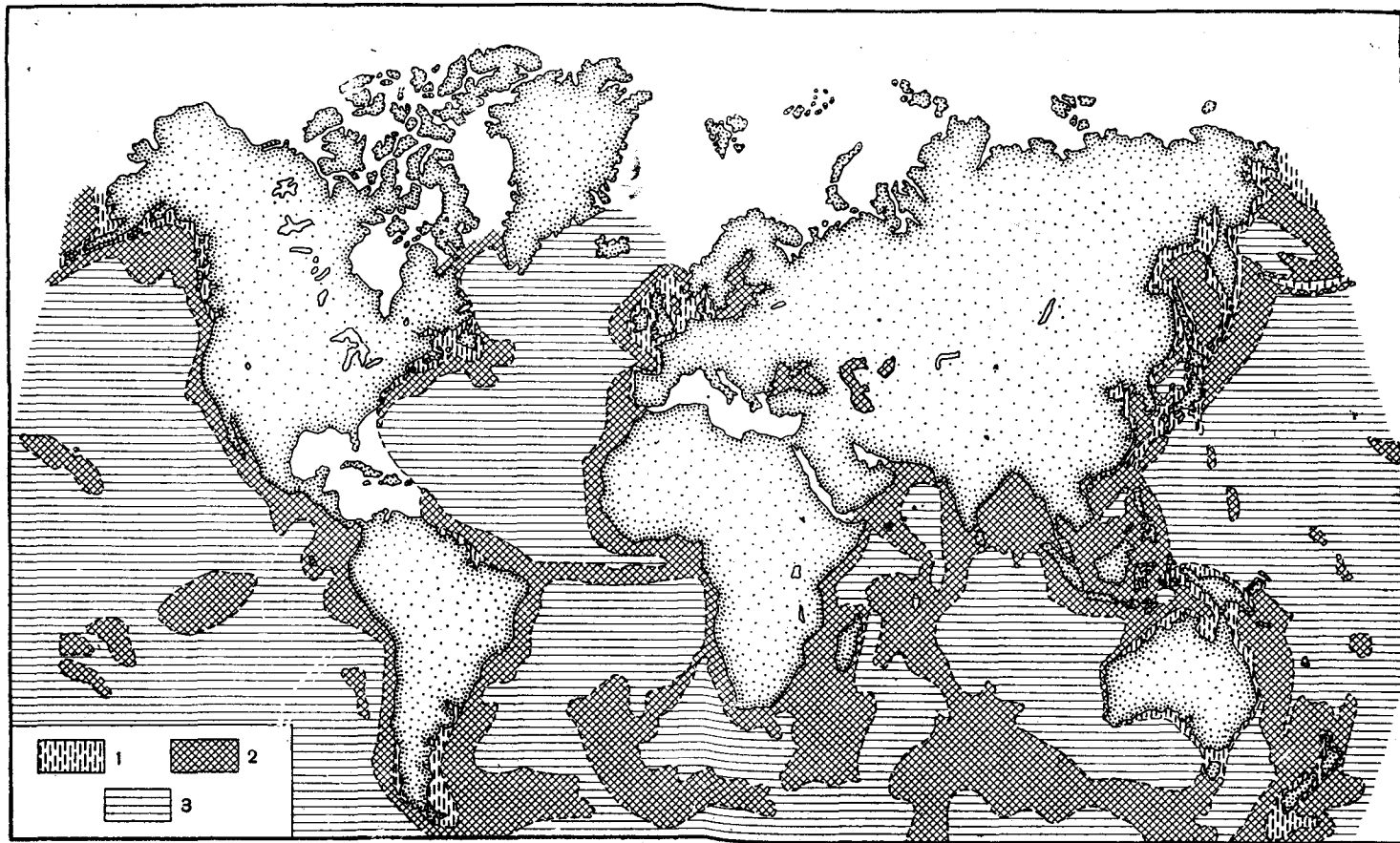
Такое поведение верхней границы восстановительной зоны определяется содержанием (и качеством) органического вещества, захороняемого в осадках (см. гл. VI). Подъем верхней границы восстановленной зоны в мелководных алевритовых илах и в синей глине четко совпадает с явно выраженной обогащенностью этих осадков органическим веществом и, очевидно, обусловлен последним. Такой вывод подтверждается и сравнением карты глубин залегания восстановленной зоны осадков с картой распределения в них органического вещества, выраженного через органический азот.

Помимо убыли содержания органического вещества ( $C_{орг}$ ), резкое увеличение мощности окисленной пленки в пелагических осадках океанов сравнительно с прибрежной объясняется еще тем, что в очень глубоководных илах органика, пройдя через весьма мощный столб воды, сильно разлагается; в осадок попадают лишь весьма стойкие органические соединения, которые уже не в состоянии создать даже в тонких илах сколько-нибудь интенсивную восстановительную среду.

У внутриконтинентальных водоемов меньшего размера, как известно (см. гл. IV), распределение органического вещества осадков следует другой схеме: содержание  $C_{орг}$  непрерывно растет от прибрежной зоны к отложениям центральной части водоема, как это, например, наблюдается у Черного моря, Каспия и у других. У всех этих бассейнов граница восстановительной зоны непрерывно подымается от берега к центру водоема.

Иначе говоря, моря внутриконтинентальные по расположению раздела между окислительной и восстановительной зонами и отвечают лишь левой половине океанического профиля.

Что касается  $E_h$  озерных илов, то у озер евтрофных, богатых органикой, он имеет положительные значения лишь в крайне тонкой верхней окислительной пленке, а часто оказывается отрицательным с самой поверхности ила, достигая величин от  $-139$  до  $-380$  *mv*. В озерах олиготрофных в верхней зоне илов  $E_h$  всегда положительный и высокий до  $+19$ ,



Фиг. 189. Глубина залегания восстановительной зоны современных осадков океанов.

1 — прибрежная полоса глубокого залегания восстановительной зоны; 2 — серые глинистые отложения — область высокого залегания восстановительной зоны (гемипелагическая синяя глина, зеленые илы и т. д.); 3 — красная глубоководная глина, глобигериновый и радиолариевый илы — область глубокого залегания в осадках восстановительной зоны.

+ 360 *mv*; мощность зоны положительных Eh иногда велика, достигая нескольких метров.

Обращаясь к активной реакции (рН), нужно сказать, что она также отличается от активной реакции водной массы бассейна, но отличия здесь значительно меньше, чем у Eh.

В бескарбонатных или очень слабо карбонатных илах северных морей рН колеблется от 7,7 до 8,5; в окислительно верхнем слое он в среднем около 8,2, затем резко падает, и на границе окислительной и восстановительной зон в ряде случаев наблюдаются даже тонкие и линзовидные прослойки с рН от 6,0 до 6,5; ниже, в зоне восстановительной, рН опять возрастает до 8,25 (в среднем). В морских карбонатных илах рН всегда слабо щелочной, колеблясь от 7,2 до 7,8 (?); кислые прослойки здесь пока не констатированы и едва ли возможны вообще.

Для илов пресноводных озер весьма характерны значения рН ниже 7, причем частные определения дают величины в пределах 7,0—6,0, иначе говоря, среда в озерных илах гумидной зоны, как правило, слабо кислая. Это обстоятельство нужно здесь подчеркнуть, ибо оно помогает объяснить некоторые интересные особенности диагенетического минералообразования.

Чрезвычайно интересны соотношения величин рН и Eh в осадках.

В наддонной воде, как известно, соотношения этих двух величин однозначны: воды с высоким Eh (т. е. с большим содержанием  $O_2$ ) одновременно являются более щелочными и имеют высокий рН; воды с низким Eh (т. е. с малым содержанием  $O_2$ ) одновременно более кислые, с низким рН. В осадке эти простые соотношения Eh и рН в связи с отсутствием свободного кислорода становятся гораздо более сложными и неопределенными. Резкие изменения Eh пород часто не сопровождаются практически изменениями рН; нередко Eh и рН изменяются одновременно и в одну сторону, в других случаях — по правилу противоположных изменений (фиг. 188). К. Зобелл, выполнивший очень большую серию определений Eh и рН в морских осадках, пришел к заключению, что «нет постоянных соотношений между Eh и рН в морских осадках» (Zobell, 1946, стр. 503), «Каждый тип осадков имеет свою собственную характеристику по Eh и рН. Например, самый верхний слой полосатого диатомового ила Калифорнийского залива показывает величины рН около 7,6, Eh около —200 *mv*; рН более глубоких слоев становится примерно 7,9 и Eh около —350 *mv*. У серой глины той же области рН колеблется от 8,5 до 9,5, а Eh от 0—50 до —150 *mv*. Песчаные донные отложения, собранные из областей с богатой кислородом водой вдоль побережий, имеют Eh от +150 до +350 *mv* и рН от 8,0 до 8/3 (там же). Таким образом, в осадках нормально аэрируемых морей нарушаются те простые соотношения, — высокий рН в водах богатых  $O_2$  и низкий рН в водах бедных  $O_2$ , — которые так характерны для водной массы, стоящей над грунтом (см. выше, том I, гл. II), и сами соотношения рН и Eh становятся неопределенными.

Данные по рН и окислительно-восстановительному состоянию черноморских осадков, полученные В. Г. Савичем, сведены в табл. 53.

Из цифр с полной ясностью вытекает, что по величинам Eh и рН или глубоководной сероводородной зоны Черного моря заметно отличаются лишь от верхних горизонтов мелководных мидиевого и фазеолинового илов, в которых процессы редукции еще только начинаются; в нижних же горизонтах этих илов, уже достаточно редуцированных, Eh и рН практически неотличимы от тех же показателей в осадках центральной сероводородной зоны. Больше того, в этих нижних горизонтах мелководных илов, особенно же в древнемидиевых отложениях, богатых  $S_{орг}$ , наблюдаются даже более низкие средние Eh (—191 *mv*) сравнительно с глубоководными серыми глинистыми илами (—170 *mv*). Тот же вывод

Средние величины Eh и pH черноморских отложений  
(по В. Г. Савичу)

| Осадки                                                                   | C <sub>орг</sub> | Eh,<br>mv<br>средн. | pH   | Пределы колебаний<br>Eh, mv                                        |
|--------------------------------------------------------------------------|------------------|---------------------|------|--------------------------------------------------------------------|
| <i>Мидиевый ил современный</i>                                           |                  |                     |      |                                                                    |
| Верхние горизонты (7 обр.)                                               | 1,03             | —60                 | 6,98 | От —42 до —128                                                     |
| Нижний горизонт (1 обр.)                                                 | 1,44             | —127                | 7,45 |                                                                    |
| <i>Фаголиновый ил</i>                                                    |                  |                     |      |                                                                    |
| Алевритово-глинистая разность<br>в более глубоких горизонтах<br>(2 обр.) | 1,33             | —78                 | 7,63 | От —61 до —96; кроме того<br>1 обр. с Eh +44                       |
| Глинистая разность, более<br>верхние слои (12 обр.)                      | 1,37             | —94                 | 7,15 | От —6 до —206, кроме того<br>3 обр. с Eh от +2 до +52<br>(ср. +28) |
| То же, более нижние слои<br>(7 обр.)                                     | 1,42             | —150                | 7,63 | От —76 до —191; кроме того<br>2 обр. с Eh от +12 до +33            |
| <i>Серая глубоководная глина</i>                                         |                  |                     |      |                                                                    |
| Алевритово-глинистая разность<br>(1 обр.)                                | 1,09             | —101                | 7,35 | От —120 до —181                                                    |
| Глинистая разность (6 обр.)                                              | 1,48             | —166                | 7,45 |                                                                    |
| Зеленоватые глинистые илы в<br>низах горизонта                           | 1,63             | —89                 | 7,42 | Пределы изменений Eh не-<br>известны                               |
| <i>Древнемидиевые илы</i><br>(первая группа)                             |                  |                     |      |                                                                    |
| Преимущественно алевритово-<br>песчанистые (4 обр.) <sup>1</sup>         | 1,40             | —97                 | 7,37 | От —26 до —154                                                     |
| Преимущественно глинистые                                                | 1,57             | —170                | 7,65 | От —146 до —240; кроме то-<br>го 1 обр. с Eh +33                   |
| <i>Древнемидиевые илы (низы)</i>                                         |                  |                     |      |                                                                    |
| Ракушник слоистый (1 обр.)                                               | 1,92             | +145                | 6,95 | От —103 до —208<br>От —119 до —348                                 |
| Алевритово-глинистые илы<br>(2 обр.)                                     | 2,19             | —156                | 7,55 |                                                                    |
| Глинистые илы (11 обр.)                                                  | 2,15             | —191                | 7,60 |                                                                    |

<sup>1</sup> Среднее вычислено мною, остальное В. Г. Савичем.

об отсутствии специфических черт режима Eh и pH в осадках сероводородной зоны получается и при сопоставлении данных по Черному морю с данными, например, по осадкам Тихого океана у Калифорнийского побережья (при условии близких величин C<sub>орг</sub>). Здесь, по многочисленным наблюдениям К. Зобелла, Eh в восстановительной зоне осадка колеблется от — 50 до — 200 и даже — 250 mv.

Итак, получается, что в то время как окислительно-восстановительный режим в наддонной воде Черного моря весьма резко отличается от

режима, свойственного морям с кислородсодержащей водой, этот же режим в черноморских отложениях сероводородной зоны практически идентичен режиму восстановительной зоны осадков нормально аэрируемых морей, особенно глубоких частей этой зоны, где процессы редукции достаточно развиты. Воздействие сероводородного заражения наддонной воды в Черном море сказывается, следовательно, практически лишь в уничтожении в глубоководных отложениях тоненькой поверхностной кислородной пленки, мощностью от долей до 10—12 см, обычно присутствующей в осадках нормально аэрируемых морей. За пределами же этой пленки, в более глубоких слоях осадка, сероводородное заражение черноморской воды оказывается бессильным создать какой-либо специфический режим Eh, отличный от режима в восстановительной зоне осадков обычных кислородсодержащих морей. Иными словами, можно считать доказанным, что окислительно-восстановительный и щелочно-кислотный режимы в восстановительной зоне осадков не зависят от того, принадлежит ли водоем нормально-аэрируемому или аномальному типу с сероводородным заражением придонной воды. Очевидно, и Eh и pH в осадках отражают прежде всего состав твердой, жидкой и газообразной фаз самих осадков и в особенности количество и качество захороненного в них органического вещества, а совсем не газовый режим наддонной воды.

#### 6. Зональность свойств осадков как физико-химической системы; их гидрологический режим

В заключение подчеркнем еще раз три специфические особенности осадков как физико-химической системы, резко отличающие их от наддонной воды и вместе очень важные для познания специфики диагенетических процессов.

Первой особенностью является тесная корреляция физико-химических свойств осадков с их петрографическим типом и отсюда ясно выраженное зональное изменение физико-химических признаков осадков. При переходе от прибрежных грубозернистых осадков ко все более тонкозернистым влажность осадков непрерывно и значительно увеличивается. В том же направлении растут — и очень быстрыми темпами — популяции бактерий и, стало быть, интенсивность их жизнедеятельности и сила воздействия на минеральные компоненты осадка. От прибрежных песчаных осадков к тонкозернистым более глубоководным увеличивается интенсивность метаморфизации основного солевого состава иловой воды в гидрокарбонатном или хлоркальциевом направлениях; одновременно иловый раствор обогащается многими акцессорными компонентами ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ , P,  $\text{SiO}_2$ , N, малые элементы). С удалением от берега моря к его центру, по мере утонения зерна осадков, все резче сказывается разделение осадка на две вертикальные зоны — окислительную и восстановительную, причем положение границы между ними, низкое в песках, становится более высоким в алевроитах и еще более в илах; в центре очень крупных и глубоких водоемов разделительная граница сред обычно опять понижается, порою очень сильно. В пределах самой восстановительной зоны Eh уменьшается по мере утонения частиц осадка и обогащения его органическим веществом. *В целом осадки морей как физико-химическая система обладают ярко выраженной зональностью своих свойств в направлении от берега к центру водоема.*

Конкретная картина зонального изменения свойств осадков как физико-химической системы варьирует и зависит прежде всего от размеров водоема и локализации в осадках органического вещества.

У ограниченных по площади внутриконтинентальных морей, их заливов, а также у крупных озер, максимальная метаморфизация воды и

Таблица 54

Средний химический состав грунтовых растворов Азовского моря  
(по Т. И. Горшковой)

| Районы моря                  | P,<br>мг/л | Si,<br>мг/л | NH <sub>3</sub> ,<br>мг/л | Щелоч-<br>ность,<br>мг-экв/л | pH   | Число<br>проб |
|------------------------------|------------|-------------|---------------------------|------------------------------|------|---------------|
| <i>В слое 0,5—2 см</i>       |            |             |                           |                              |      |               |
| <i>1951 г., апрель</i>       |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | Сл.        | 6           | —                         | 5,76                         | 7,81 | 7             |
| Центральный . . . . .        | 0,2        | 12,3        | —                         | 8,3                          | 7,90 | 6             |
| <i>1951 г., июль</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,4        | 6,1         | —                         | 7,6                          | 7,97 | 4             |
| Центральный . . . . .        | 0,8        | 7,4         | —                         | 9,0                          | 7,97 | 5             |
| <i>1952 г., апрель</i>       |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,01       | 5,1         | —                         | —                            | 7,72 | —             |
| Центральный . . . . .        | Сл.        | 5,4         | 5,6                       | —                            | 7,75 | —             |
| <i>1952 г., июль</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,3        | 12,4        | 3,9                       | 5,2                          | 7,77 | 8             |
| Центральный . . . . .        | 0,4        | 14,2        | 3,8                       | 7,9                          | 7,81 | 8             |
| <i>1953 г., июль</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,1        | 10,4        | 6,1                       | —                            | 7,79 | 5             |
| Центральный . . . . .        | 0,17       | 12,2        | 6,9                       | —                            | 7,71 | 13            |
| <i>1951—1953 гг., апрель</i> |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,005      | 5,5         | 4                         | 5,76                         | 7,77 | 14            |
| Центральный . . . . .        | 0,1        | 8,9         | 5,6                       | 8,3                          | 7,82 | 18            |
| <i>1951—1953 гг., июль</i>   |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,27       | 9,6         | 5                         | 6,4                          | 7,84 | 17            |
| Центральный . . . . .        | 0,46       | 11,3        | 5,35                      | 8,4                          | 7,93 | 31            |
| <i>В слое 5—8 см</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| <i>1952 г., апрель</i>       |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,25       | 10,2        | 9,6                       | —                            | 7,79 | 3             |
| Центральный . . . . .        | 1,5        | 11,0        | 9,6                       | —                            | 7,89 | 2             |
| <i>1952 г., июль</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 1,1        | 24,2        | 7,4                       | 8                            | 7,97 | 8             |
| Центральный . . . . .        | 2,6        | 28,4        | 9,5                       | 14,6                         | 8,04 | 7             |
| <i>1953 г., июль</i>         |            |             |                           |                              |      |               |
| Прибрежный . . . . .         | 0,5        | 29          | 11,2                      | —                            | 7,99 | 5             |
| Центральный . . . . .        | 1,0        | 28          | 11,2                      | —                            | 8,0  | 13            |

накопление биогенных элементов характеризуют центральные части бассейна, а минимальная метаморфизация и бедность биогенными элементами — периферические зоны грубозернистых осадков. Этот тип зональности хорошо виден (по данным Т. И. Горшковой) у Азовского моря (табл. 54). Причиной зональности такого рода является локализация максимальных накоплений свежего органического вещества в центральной части водоема.



У бассейнов крупных, где свежее органическое вещество поступает в осадок только по периферии глубоководной впадины, максимальные накопления биогенных элементов в иловой воде обычно не совпадают с максимумом общей метаморфизации ее. В то время как последняя по-прежнему тяготеет к центру водоема, накопление биогенных компонентов в иловой воде максимально по периферии котловины, иногда даже в заливах, отличающихся наибольшей продуктивностью. Признаки такого рода можно наблюдать в Черном, Беринговом и Охотском морях (фиг. 190).

У бассейнов океанического типа наиболее сильные изменения иловой воды наблюдаются в их периферических зонах, отвечающих шельфу и континентальному уступу, в некоторых случаях и в самой краевой зоне глубоководного океанического дна. В наибольшей центральной области океанов, где накапливается резко разложенное и стабилизированное органическое вещество и также сильно измененные (приспособившиеся к морской воде) коллоидные частицы, изменения как основного солевого скелета иловой воды, так и ее биогенных компонентов резко затухают, почти прекращаются. Глубоководные рывины (до 8—10 км глубиной), сопровождающие островные дуги, в этом отношении оказываются эквивалентными прибрежной зоне, а не океаническому дну.

Зональность физико-химических свойств осадков сочетается с другой их характерной особенностью: пестротой физико-химических показателей в пределах одной и той же зоны. Колебания их величин на небольших расстояниях отличаются большим диапазоном, если даже мы имеем дело с однородным петрографически осадком.

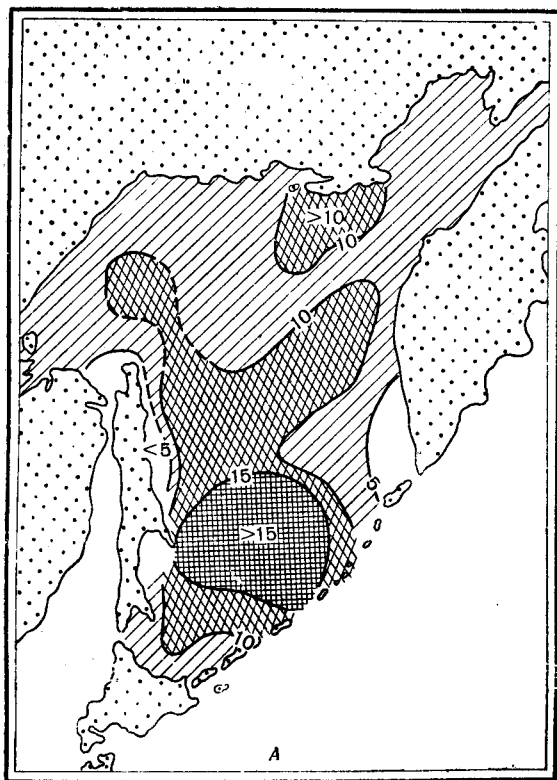
*Это сочетание общей зональности физико-химических свойств с пестротой их показателей внутри зон является едва ли не самой характерной особенностью морских осадков как материальных систем сравнительно с наддонной водой.*

Третью характерную черту осадков как физико-химической системы составляет их специфический гидрологический режим.

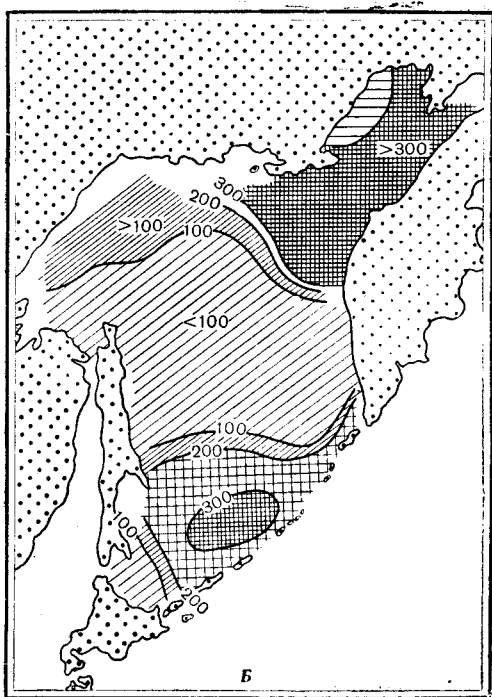
Наддонная вода отличается многообразной подвижностью; волнения, течения, вертикальное перемешивание перемещают водные массы по самым разнообразным направлениям и нередко со значительными скоростями. Эти скорости во много раз превосходят скорости диффузии растворенных в воде твердых веществ и газов, и потому именно гидродинамический режим водоемов является главным и решающим фактором разноса веществ по всей массе воды; диффузия играет здесь совершенно подчиненную роль.

В осадках режим захороненной иловой воды резко иной. Помещаясь в порах между твердыми частицами осадка, она лишена сколько-нибудь активных перемещений по горизонтальному направлению. По вертикали еще сохраняются следы подвижности, но крайне ничтожной, практически неощутимой. Они сводятся здесь к отжиманию воды из более глубоких горизонтов в верхние. Однако возникающие при этом скорости тока воды столь малы, что и этот единственный, по существу, вид активного движения иловой воды не может идти ни в какое сравнение с гидродинамической активностью воды наддонной.

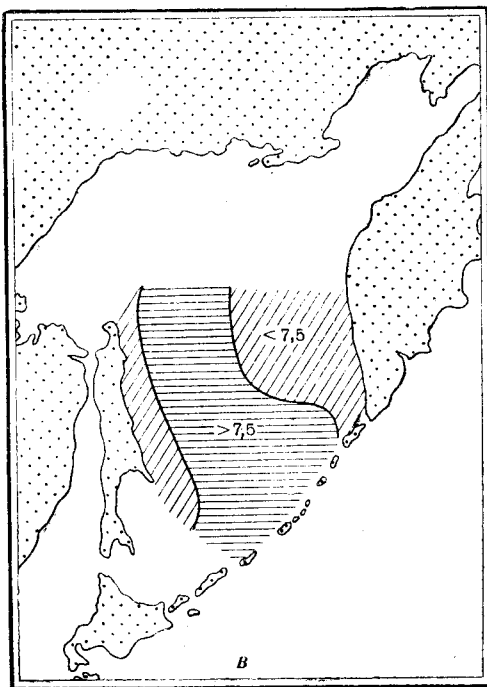
Сказанное означает, что в *илах единственным реальным путем перемещения веществ из одной точки к другой — по горизонтали и по вертикали — является диффузия ионов и молекул.* А так как скорость такого рода перемещений веществ незначительна, то естественно, что и связанные с ними процессы химических преобразований веществ и особенно их перераспределения в пространстве текут очень медленно. *Стадия диагенеза поэтому, в отличие от стадии седиментогенеза, — это время весьма длительно протекающих процессов и все замедляющихся по мере уплотнения осадков, особенно тонкозернистых.*



A



B



B

Фиг. 190. Схема распределения некоторых показателей в грунтовых растворах верхнего (дночерпательного) слоя осадков Охотского моря (по С. В. Бруевичу).

A — распределение кремния в мг/л; Б — распределение фосфатного фосфора в мг/л;

В — распределение величин pH.

*Как видим, в качестве физико-химической системы морские осадки весьма своеобразны и в целом резко отличны от водных масс, над осадками располагающихся. С полным правом мы можем сказать, что в бассейнах осадки и находящаяся над ними водная масса представляют собою два разных, бок о бок существующих мира. Понятно, что и круг процессов, в них протекающих, а также минеральные новообразования, в них возникающие, радикально различны.*

## II. ПРЕВРАЩЕНИЯ ТВЕРДЫХ ФАЗ ОСАДКА В ПРОЦЕССЕ ДИАГЕНЕЗА

До сих пор мы имели дело с процессами, фиксируемыми только в жидкой и газообразной фазах осадков. Еще более интересны и важны диагенетические преобразования твердых компонентов гумидных субаквальных отложений.

Поскольку органическое вещество играет в них выдающуюся роль, целесообразно начать с общего очерка тех химических преобразований, какие само оно при этом претерпевает.

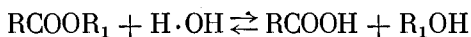
### 1. Схема химических преобразований органического вещества

Сущность их раскрыта биохимиками и микробиологами, изучавшими судьбы органического вещества современных отложений и древних пород, особенно связи с вопросом о генезисе нефти (Д. Ж. Ваксман, Г. Л. Стадников, А. И. Горская, К. Ф. Родионова, Д. Смит, П. Траск, Т. И. Горшкова, В. Зобелл, Л. Н. Штурм и др.). Суммируя их исследования, получаем следующую общую схему.

Наиболее ранним из процессов преобразования отмершей органической массы является автолиз мертвых клеток или, иначе, ферментативное расщепление основных биохимических групп органических веществ — белков, жиров, углеводов.

Сущность автолиза состоит главным образом в гидролизе органических веществ, т. е. в присоединении воды к их сложным исходным молекулам, в результате чего крупные молекулы расщепляются на простые, типа кислот и спиртов.

Так жиры под влиянием эстераз расщепляются на жирные кислоты и глицерин:



При этом в случае сложных эфиров с фосфорной кислотой последняя отщепляется, и таким образом осуществляется минерализация фосфора из органических соединений и возвращение его в иловый раствор.

Углеводы — клетчатка, гемицеллюлоза — под влиянием другой группы ферментов (карбогидраз) расщепляется на свои элементарные единицы — моносахариды, переходящие в раствор и более доступные для других химических превращений.

Белки — под влиянием протеаз — частью расщепляются на более мелкие полипептидные группы, частью же переходят в аминокислоты, причем часть их при этом разрушается, выделяя аммиак, также переходящий в иловый раствор.

Такого рода ферментативный автолиз мертвых клеток сопровождается частичным разрушением первоначальной клеточной структуры трупов и способствует превращению мертвых организмов в аморфную коллоидную массу.

Одновременно отмершие клетки становятся добычей разнообразных микроорганизмов — бактерий и грибов, которые питаются частью продуктами ферментативного автолиза клеток, частью активно разруша-

ют отмершие организмы с помощью собственного ферментативного аппарата.

Физиологические группы бактерий, обитающих в илах, весьма многочисленны и разнообразны. Среди них наиболее распространены: гнилостные, разрушающие белки с выделением  $\text{NH}_3$  и  $\text{H}_2\text{S}$ ; анаэробного брожения клетчатки, гемицеллюлозы, сахаров; бактерии, разрушающие жирные кислоты; бактерии, окисляющие углеводороды (метан, этан, пропан, гексан) и водород; денитрификаторы и нитрификаторы; бактерии, усваивающие элементарный азот; десульфатизаторы; бактерии молочнокислого, уксуснокислого и т. д. брожений; тиобактерии; наконец, железобактерии. К этим бактериальным группам присоединяются еще разнообразные грибки, способные разрушать многие органические вещества, в том числе лигнин.

Итог жизнедеятельности бактерий и грибов еще более внушителен, чем результаты автолиза мертвых клеток. Аэробное сбраживание клетчатки приводит к образованию  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$ , причем разложение идет до конца и, следовательно, до полного уничтожения исходного материала. При анаэробном сбраживании клетчатки образуются  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{CH}_4$  и от 50 до 67% жирных кислот. Гемицеллюлозы и пектины образуют при действии анаэробных микроорганизмов водород,  $\text{CO}_2$  и некоторое количество жирных кислот. Лигнин — более устойчивый углевод — превращается в результате переработки грибами в так называемые гуминовые кислоты, очень стойкие формы органических веществ с циклическими ядрами в структуре. Белки, сбраживаясь, дают газы —  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и большее или меньшее количество аминокислот.

Характерной чертой продуктов бактериологического разрушения исходной органической массы осадков является большая роль среди них органических кислот — предельных, непредельных, гуминовых, аминокислот. На базе их разыгрывается серия других — производных химических процессов. Отметим лишь важнейшие.

Так, отщепление карбоксилов из кислот влечет потерю органикой больших масс кислорода, что выражается обуглероживанием остаточного органического вещества и приобретением им более восстановленного характера.

Между аминокислотами и сахарами обычно имеет место взаимодействие, в результате которого образуются темные высокомолекулярные вещества коллоидного характера, так называемые *меланоиды*, сходные с гуминовыми кислотами, но обогащенные в отличие от них азотом и устойчивые по отношению к бактериям и кислотам. Соединения *однотипные*, например, жирные кислоты, полимеризуются и, образуя огромные сложные молекулы, теряют растворимость; особенно это характерно для непредельных кислот.

Весьма существенную роль в превращениях органической массы играет коллоидное старение органического вещества. На очень ранней стадии диагенеза большая часть органического вещества, а иногда и все оно, теряя клеточную структуру, превращается в более или менее сильно обводненный коллоид. Только в состоянии обводнения оно и оказывается доступным воздействию как бактерий, так и внеклеточных ферментов. При прогрессирующей потере осадками воды начинается отдача ее обводненными органическими коллоидами. Это вызывает их старение и свертывание и ускоряет их выход из сферы воздействия бактерий и внеклеточных ферментов; органическая масса, по химической структуре еще способная к биохимическим превращениям, из-за своего физического состояния, так сказать, не использует этих возможностей, увеличивая собою долю стабильной «остаточной массы» в составе захороненной в осадке органического материала.

Нетрудно видеть, что охарактеризованные процессы диагенетического преобразования органического вещества могут быть объединены в две антагонистические группы. Ферментативный автолиз отмерших клеток, а также жизнедеятельность бактерий имеют своим результатом распад сложных молекул на все более простые, вплоть до частичной минерализации органического вещества. Взаимодействие же между возникшими более простыми соединениями, полимеризация однородных соединений и другие процессы, напротив, ведут к образованию новых более сложных и более устойчивых органических тел; они как бы предохраняют органическую массу осадков от дальнейшего распада и являются консервирующим фактором по отношению к этой массе. С развитием коллоидного старения органическая масса вообще выводится из-под действия биологических факторов и лишь медленно видоизменяется впоследствии под влиянием факторов уже собственно геологических (температура, давление, катализирующее действие глинистых минералов, действие радиоактивных веществ). Эти последние процессы протекают уже на стадии катагенеза и потому здесь не рассматриваются.

В результате указанных диагенетических преобразований органического вещества его морфологические и химические признаки в породах становятся существенно иными сравнительно с признаками исходного материала.

В самом верхнем слое осадка формы органического вещества разнообразны: наряду с цельными трупами зоо- и фитопланктона и бентоса присутствуют их обрывки, куски, наконец — ослизнившаяся аморфная масса, в шлифе желтовато-бурая.

В дальнейшем морфологические признаки «живой материал» прогрессивно теряются. Исчезают очертания мягких частей трупа, упавшего в осадок, теряются следы клеточного строения мягких тканей. Взамен сложно организованного куска живой материи в осадке остается более или менее крупный гелевый сгусток то чистого органического вещества, то смешанного с тонкой минеральной массой. Под влиянием веса налегающих слоев осадка сгусток сплющивается и в шлифе, сделанном перпендикулярно наслоению, выглядит как тонкая пленочка. В горючих сланцах, богатых органическим веществом, пленки эти сливаются в слои или в более или менее однородную желто-бурую массу, то светлую, то темную. В карбонатных породах, где основу составляет  $\text{CaCO}_3$ , процессы перекристаллизации карбонатного материала приводят к его очищению от примеси органического вещества; последнее вытесняется в пространство между кристаллами, в результате чего возникают характерные структуры, кратко упомянутые при характеристике доманика (гл. VI).

Нужно заметить, что разные генетически компоненты исходной органической массы неодинаково захватываются процессами гелефикации. Наименее стойки в этом отношении ткани бентоса и рыб, от которых в породе остаются исключительно их скелетные части; в подавляющем большинстве случаев бесследно исчезают также клетки планктона; но иногда, при благоприятном стечении обстоятельств, сущность которых пока неясна, уцелевают измененные, набухшие и деформированные клетки кремнежгутиковых и других форм. Наиболее стойкими при диагенетических превращениях оказываются обломки наземных организмов, куски древесины, обрывки листьев и коры, особенно же оболочки спор и пыльцы; эти компоненты чаще всего и упоминаются при характеристике микроstructures органического вещества (см. гл. VI — Горючие сланцы).

Превратившееся почти нацело в уплотненную коллоидную массу органическое вещество осадков вместе с тем приобретает значительную химическую устойчивость, инертность. Это обстоятельство хорошо демонстрируется табл. 55.

**Групповой состав органического вещества в современных и древних морских отложениях в %**

| Осадки                                                        | Число обр. | От органической массы           |                       |                                        |                                   |                                            | Авторы |
|---------------------------------------------------------------|------------|---------------------------------|-----------------------|----------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------------------|--------|
|                                                               |            | Битум, бен-<br>золиная<br>часть | Гуминовые<br>вещества | Легко гидро-<br>лизуемые ве-<br>щества | Остаток не-<br>гидролизуе-<br>мый |                                            |        |
| Каспийское море                                               |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Полузамкнутые и открытые заливы                               |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Исходная растительность<br>(в стадии разложения) . . . . .    | 3          | 8,1                             | 3,1                   | 82,3                                   | 5,4                               | } А. И. Горская<br>(1955)                  |        |
| Илы . . . . .                                                 | 4          | 6,2                             | 2,7                   | 76,9                                   | 11,9                              |                                            |        |
| Пески . . . . .                                               | 4          | 5,9                             | 3,4                   | 62,0                                   | 25,7                              |                                            |        |
| Алевриты . . . . .                                            | 2          | 3,1                             | 3,9                   | 74,4                                   | 17,7                              |                                            |        |
| Авандельта                                                    |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Глинистые и алеврито-глини-<br>стые илы . . . . .             | 4          | 3,6                             | 11,7                  | 46,0                                   | 35,6                              |                                            |        |
| Сублиторапь                                                   |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Глинистые ракушняки, глини-<br>стые и песчано-алевритовые илы | 3          | 14,3                            | 4,4                   | 54,9                                   | 25,3                              |                                            |        |
| Черное море                                                   |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Глинистые илы . . . . .                                       | 10         | 3,8                             | 11,5                  | 53,6                                   | 23,2                              |                                            |        |
| Окраинные моря                                                |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Алеврито-глинистые илы . .                                    | 13         | 6,5                             | 18,9                  | 56,9                                   | 15,8                              |                                            |        |
| Древние каспийские отложения<br>(постплиоцен)                 |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Глинистые алевриты . . . . .                                  | 1          | 4,9                             | —                     | Нет                                    | 94,05                             | } Н. М. Шаб-<br>рова (1955)                |        |
| Темно-серые алевритовые глины                                 | 1          | 1,93                            | —                     | »                                      | 97,41                             |                                            |        |
| То же . . . . .                                               | 1          | 3,41                            | —                     | »                                      | 95,28                             |                                            |        |
| Нижнекарбонатные отложения<br>Кизеловского района             |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Угленосная толща                                              |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Песчаники и алевриты . . .                                    | 11         | 6,5                             | 0                     | Нет                                    | 93,5                              | } О. А. Радченко,<br>и О. В. Федо-<br>рова |        |
| Глинистые сланцы . . . . .                                    | 5          | 8,6                             | 0                     | »                                      | 91,4                              |                                            |        |
| Карбонатные породы . . . . .                                  | 6          | 11,3                            | 0                     | »                                      | 89,5                              |                                            |        |
| Морская карбонатная толща                                     |            |                                 |                       |                                        |                                   |                                            |        |
| Карбонатные породы . . . . .                                  | 7          | 22,8                            | 1,2                   | Нет                                    | 76,0                              |                                            |        |
| » . . . . .                                                   | 15         | 27,41                           | 0,23                  | »                                      | 72,3                              |                                            |        |
| Мергели . . . . .                                             | 3          | 8,2                             | 1,2                   | »                                      | 90,6                              |                                            |        |
| Глинистые сланцы . . . . .                                    | 3          | 6,2                             | 1,4                   | »                                      | 92,1                              |                                            |        |

Как видим, органические соединения современных илов легко гидролизуются 10% HCl, отдавая в раствор до 54—83% своей массы, что свидетельствует о наличии в ней большого количества неустойчивых соединений типа целлюлозы, гемицеллюлозы и др.; при воздействии 2% КОН оно отдает от 3 до 18,9% гуминовых соединений; остаток от растворения

составляет всего от 5 до 35%, чаще же до 24—25%. В органической массе древних отложений, начиная с четвертичных, группа легко гидролизующих органических веществ исчезает, частью видимо минерализуясь, частью давая негидролизующие дериваты. Гуминовые вещества, обильные в современных осадках, в ископаемых осадочных породах часто не обнаруживаются совсем, либо определяются от следов до немногих процентов; эта группа органических соединений в своем первоначальном виде также исчезает из осадков при более глубоко зашедших их диагенетических<sup>1</sup> изменениях. Битумы, варьировавшие в современных осадках от немногих до 20% и выше, в осадочных породах также держатся на неорганическом уровне от долей до 8—10%, обычно же около 3—4%, считая на органическое вещество, т. е. в общем также уменьшаются в составе органики. Единственной органической группой, которая увеличивается в ходе диагенетических преобразований и вытесняет собою все остальные группы, является остаточное, негидролизующее, нерастворяемое, неэкстрагируемое органическое вещество, инертная масса, не поддающаяся химическим воздействиям при обычных температуре и давлении и требующая особых условий для того, чтобы стать активной и подвижной. В органическом веществе осадочных пород она составляет обычно свыше 90%, доходя до 96—98% и выше.

Так, в процессе диагенетических преобразований органического вещества, захороненного в осадках, осуществляется переход лабильных форм его, богатых запасами химической энергии, в формы стабильные с малыми запасами энергии, трудно вступающие в химические реакции с другими телами.

Процесс химической стабилизации органики сопровождается характерным изменением элементарного состава органической массы, что видно в табл. 56.

Таблица 56

Элементарный состав современных сапропелей и древних  
горючих сланцев  
(по А. Ф. Добрянскому, 1947)

| Месторождения                                      | С     | Н    | O+N+S |
|----------------------------------------------------|-------|------|-------|
| <i>Современные отложения</i>                       |       |      |       |
| Оз. Белое, пелоген, глуб. до 5 см                  | 52,10 | 6,08 | 41,51 |
| » » сапропель, глуб. 45 см                         | 53,03 | 6,94 | 40,04 |
| Толполовский сапропель . . . .                     | 56,3  | 7,3  | 36,6  |
| Среднее из 25 анализов разных сапропелей . . . . . | 55,8  | 7,0  | 37,2  |
| <i>Древние горючие сланцы и сапропелевые угли</i>  |       |      |       |
| Жигалинский сланец, J <sub>2</sub> . . . .         | 60,9  | 7,3  | 31,8  |
| Кашпирский сланец, J <sub>3</sub> . . . .          | 61,5  | 7,3  | 31,2  |
| Общесыртовский сланец, J <sub>3</sub> . .          | 66,8  | 7,8  | 25,4  |
| Дергуновский сланец . . . . .                      | 70,4  | 8,4  | 21,2  |
| Гдовский сланец, Cm . . . . .                      | 73,8  | 8,6  | 17,6  |

Современные сапропели отличаются сравнительно невысоким содержанием С<sub>орг</sub> (52,1—56,3%) и большими количествами кислорода, азота и серы; древние же резко обогащены углеродом и обеднены Q + N + S.

<sup>1</sup> Частью, конечно, и катагенетических.

Содержание водорода в процентном выражении в них также повышено, но отношение С/Н меняется сравнительно мало. Все это свидетельствует, что органическая масса в осадочных породах гораздо более восстановлена и обуглерожена сравнительно с органической массой современных отложений, или иначе, что в диагенезе прошли с большей или меньшей силой процессы ее редукции — восстановления.

Итак, превращение исходных сложно морфологически организованных тел «живого вещества», — богатых лабильными неустойчивыми соединениями, избыточными кислородом, с большими запасами способной к освобождению химической энергии, — в плотные коллоидные тела, образованные восстановленными и обуглерожеными весьма химически инертными и потому устойчивыми соединениями, сильно полимеризованными, — таков результат преобразований органического вещества в диагенезе осадков. Для правильного представления дела нужно подчеркнуть, что в настоящее время мы достоверно знаем лишь указанное *общее направление и сущность преобразований органики*, но еще встречаем затруднения в точном определении конкретного объема этих преобразований. В зависимости от того, как понимать длительность стадии диагенеза, объем этот будет, конечно, варьировать, и то, что одними исследователями будет трактоваться еще как результат диагенеза, другими может быть зачислено уже в катагенез. Уточнение объема диагенетических преобразований органического вещества — дело дальнейших исследований. Сейчас же мы должны довольствоваться лишь правильным определением существа и направления самих преобразований, что, несомненно, является в данном случае главным.

Обратимся теперь к диагенетическим преобразованиям твердых минеральных фаз осадков.

## 2. Общая схема химических превращений минеральных твердых фаз

Фактором, инициирующим химическую переработку минеральных твердых фаз осадка в диагенезе, является только что описанное разложение бактериями падающих сверху трупов планктонных организмов, а также и бентоса. Благодаря этим процессам органическое вещество медленно убывает из состава илов, но зато грунтовые растворы резко обогащаются продуктами распада, прежде всего  $\text{CO}_2$ , затем  $\text{H}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ; не до конца разложенное органическое вещество увеличивает массу растворенной органики, повышая окисляемость грунтового раствора. В итоге рН грунтового раствора падает, а окисляемость его растет; растет также и щелочность, так как свободная  $\text{CO}_2$ , реагируя с  $\text{CaCO}_3$  (обычно находящимся в осадках), дополнительно переводит его в раствор в виде  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ; накапливается также углекислый аммоний. Одновременно со всеми этими процессами свободный кислород из илового раствора исчезает и среда из окислительной становится восстановительной, что сопровождается падением Eh до нулевых и отрицательных величин. Начинается редукция богатых кислородом минеральных соединений, способных восстанавливаться и отдавать часть кислорода или даже всю массу его. В первую очередь восстанавливаются, по-видимому,  $\text{MnO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , переходя в соли закиси  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ , которые в силу своей большей растворимости начинают накапливаться в грунтовом растворе. Редукция  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{4+}$  начинает осуществляться еще в той стадии, когда в среде остаются следы свободного кислорода, причем происходит у марганца раньше, чем у железа. Позже, в строго анаэробной среде сульфатвосстанавливающие бактерии начинают разлагать  $\text{SO}_4$ , причем в воде дополнительно накапливаются  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{CO}_2$  сверх того, что возникает за счет разложения органического вещества. Одновременно с распадом органического вещества и



с растворением гидроокислов Fe и Mn в раствор переходят и все захваченные ими малые элементы — As, P, Cr, Ni, Co, Cu и пр., которые хотя и не констатированы пока в повышенных количествах в грунтовых растворах, но по всем данным должны здесь относительно накапливаться. Существенное значение имеет также, по-видимому, явление десорбции некоторой массы малых элементов, захваченных из морской воды речной мутой в процессах коагуляции, а также принесенных уже с континента. В условиях существенно измененной щелочно-кислотной системы (изменения pH) такого рода десорбция в какой-то мере должна быть, по-видимому, неизбежной. Наконец, некоторые биогенно осаждаемые компоненты, как  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ , обладая растворимостью гораздо большей, чем содержание их в исходной морской воде (см. том I, гл. V), начинают в силу этого растворяться в иловой воде и резко повышают здесь свою концентрацию. Так возникает совершенно специфический, только осадкам присущий грунтовый раствор. Его специфику составляет не только гораздо большая, чем в наддонной воде, концентрация многих малых компонентов, но и то, что по крайней мере в тонкозернистых, слабо промываемых осадках многие малые компоненты достигают, по-видимому, состояния насыщенных растворов.

Дальнейшая судьба веществ, перешедших в грунтовый раствор, двояка. Поскольку на контакте придонной воды и осадка соприкасаются два совершенно разных геохимических мира, неизбежно возникают диффузионные токи от грунтового раствора, как более концентрированного, к придонной воде, и наоборот — из последней в иловую воду. Из ила в наддонную воду поступают  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , P и все другие компоненты, находящиеся в иловой воде в концентрациях больших, чем в воде наддонной. Следом подобного рода перемещений являются несколько повышенные концентрации названных компонентов в придонной воде сравнительно с более высокими ее горизонтами. В обратном направлении — из наддонной воды в ил идут  $\text{O}_2$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , быстро потребляемые в иловых процессах. Активное поглощение кислорода илами давно было установлено экспериментально. Наличие же насыщения илом  $\text{SO}_4$  вытекает из того, что в морских илах обычно возникает во много раз больше пирита, чем его могло бы получиться редукцией сульфатов первоначально захваченной морской воды (расчеты см. в гл. IX).

В пресноводных озерах этот обмен веществ уже изучен в первом приближении, причем выяснилось его чрезвычайно большая интенсивность и громадное влияние на гидрохимию наддонной воды.

Веществом, активно поступающим в осадок из наддонной воды, является, как указывалось, свободный кислород.

Об интенсивности этого процесса дают представление цифры, опубликованные С. И. Кузнецовым (1949, 1952) для оз. Глубокого (табл. 57).

Т а б л и ц а 57

Количество растворенного кислорода в придонных слоях воды оз. Глубокого

| Глубина взятия проб воды, начиная от восточного берега к западному, м | Количество кислорода в слое воды, мг/л |                               | Глубина взятия проб воды, начиная от восточного берега к западному, м | Количество кислорода в слое воды, мг/л |                               |
|-----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|-------------------------------|
|                                                                       | соприкасающимся с илом                 | в 5—6 см над поверхностью ила |                                                                       | соприкасающимся с илом                 | в 5—6 см над поверхностью ила |
| 6                                                                     | 5,09                                   | 5,50                          | 25                                                                    | 0,86                                   | 1,24                          |
| 8                                                                     | 2,36                                   | 2,50                          | 18                                                                    | 1,60                                   | 1,90                          |
| 18                                                                    | 1,79                                   | 2,00                          | 9                                                                     | 1,75                                   | 2,01                          |
| 30                                                                    | 0,51                                   | 0,78                          | 5                                                                     | 5,17                                   | 5,56                          |

Еще больший интерес представляет попытка С. И. Кузнецова количественно учесть роль поглощения кислорода илом в годовом кислородном балансе озера (табл. 58).

Т а б л и ц а 58

Роль отдельных процессов выделения и поглощения кислорода в кислородном балансе оз. Черного в Косине  
(по С. И. Кузнецову)

| Процесс                                    | Поступление кислорода на все озеро (лето), кг | Процесс                                                                                         | Потребление кислорода на все озеро, кг |      |
|--------------------------------------------|-----------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------|------|
|                                            |                                               |                                                                                                 | лето                                   | зима |
| Фотосинтез фотопланктона . . . . .         | 22700                                         | Дыхание планктона и бактерий . . . . .                                                          | 17400                                  | 370  |
| Фотосинтез высшей растительности . . . . . | 930                                           | Бактериальное окисление метана и водорода . . . . .                                             | 2000                                   | 150  |
|                                            |                                               | Адсорбция кислорода поверхностным илом и дыхание населяющих его бактерий и зообентоса . . . . . | 1060                                   | 140  |

Из цифр следует, что около 6% от всей массы кислорода, генерируемого в озере Черном, ежегодно поглощается илом, так сказать, всасывается в него. Нужно иметь в виду, однако, что оз. Черное принадлежит к числу евтрофных; его илы богаты органическим веществом и поглощение ими кислорода в данном случае несомненно близко к максимальному; в озерах олиготрофных поглощение кислорода илами протекает гораздо слабее.

Другим компонентом, который поступает из наддонной воды в ил, является сульфатный ион ( $\text{SO}_4^{2-}$ ). Так как, однако, в озерной воде концентрации этого иона ничтожны, интенсивность поглощения сульфатов илом также весьма мала, — в отличие от морей, где этот процесс, напротив, развит гораздо сильнее. На значении этого факта для парагенезиса аутигенных (диагенетических) минералов в озерных отложениях мы еще остановимся ниже.

Большой интенсивностью характеризуется и противоположный процесс — отдача илом в наддонную воду  $\text{NH}_3$ , фосфатов, железа,  $\text{Mn}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , кремнезема. С. В. Бруевич с сотрудниками (1939) подсчитал, например, что количества N, P и Si, вынесенные из ила в придонную воду в период весенней циркуляции, измеряются следующими величинами (табл. 59).

Т а б л и ц а 59

Количество биогенных элементов, перешедших за время весенней циркуляции из донных отложений в толщу воды (в мг/л) в одном из озер Московской области

|                | На 1 м <sup>2</sup> площади | На 1 л воды |                | На 1 м <sup>2</sup> площади | На 1 л воды |
|----------------|-----------------------------|-------------|----------------|-----------------------------|-------------|
| N нитратный    | 27,5                        | 0,04        | P фосфатный    | 11,2                        | 0,016       |
| N аммиачный    | 870                         | 1,2         | P органический | 10,0                        | 0,014       |
| N органический | 2050                        | 2,9         | Si             | 1820                        | 2,6         |

Как видим, цифры достаточно значительны. В. С. Ивлевым (1937) дополнительно было показано, что в том круговороте железа, который был им описан для евтрофного озера Белого, ежегодно мигрируют из ила в воду (и, конечно, обратно в него возвращаются) массы железа, примерно равные его ежегодному вносу в озеро вообще. Интересные наблюдения в этом отношении опубликованы также О. Фатчихиной (1948).

Еще большее значение, чем этот «обмен веществ» между осадком и наддонной водой, имеют, однако, процессы другого характера: *обратное выпадение растворенных компонентов из грунтового раствора, но уже в существенно иной минералогической форме, чем та, в какой они были внесены*. В современных осадках имеется несколько убедительных тому примеров. Так, в химической садке железа из водной массы бассейна фигурирует только гидроокись его —  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Между тем во всех современных илистых осадках в значительном количестве находятся  $\text{FeS}$ ,  $n\text{H}_2\text{O} + \text{FeS}_2$ . Происхождение их связано с тем, что растворяющаяся после редукции  $\text{Fe}^{3+}$  закись железа реагирует с образующимися  $\text{H}_2\text{S}$ , давая мало растворимые сульфиды железа, уходящие в осадок. Подобным же образом растворяющиеся в грунтовом растворе  $\text{CaCO}_3$  и основные соли углекислого магния, внесенные в ил биогенно, затем выпадают в осадок, образуя доломитовые кристаллы. Фосфор, освобождающийся в процессе диагенеза из органического вещества, образует  $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$  — фосфоритные кристаллы и зерна и т. д. Эти примеры раскрывают механику диагенетического минералообразования. Суть ее в следующем. Когда в грунтовом растворе, в силу накопления различных компонентов, некоторые комбинации их достигают состояния насыщения, они осаждаются, образуя новые минеральные виды, доселе в илу не представленные. Получающаяся в силу этого разгрузка грунтовых растворов от некоторых элементов сейчас же вызывает дополнительное растворение тех исходных соединений, в которых эти элементы первоначально были внесены в осадок. За сим вновь следует садка растворенного вещества в виде диагенетического минерала, новое растворение исходных соединений и т. д. Происходит непрерывный переход вещества из первоначальных форм, в которых оно поступило в осадок, в новые формы, возникающие в процессе диагенеза и приспособленные к новым физико-химическим условиям среды:

первоначальные формы → грунтовый раствор → новые минеральные виды (диагенетические минералы)

Состав грунтовых растворов с этой точки зрения есть, выражаясь фигурально, динамический итог двух противоположно направленных процессов: растворения исходной формы компонентов и образования новых диагенетических минеральных видов, выпадающих из раствора.

Исследование диагенеза осадков находится сейчас на начальной стадии, поэтому мы еще недостаточно знаем конкретные условия, при которых возникает в осадке тот или иной конкретный диагенетический минерал. Несмотря на это, можно уже сейчас составить достаточно обоснованное представление о тех минералогических группах, генезис которых в современных и древних морях заведомо связан с диагенезом. К диагенетическим минералам должны быть отнесены прежде всего все сульфидные и карбонатные формы закиси железа и марганца: сидерит, анкерит, родохрозит, олигонит, пирит, марказит, алабандин, миллерит и др. Часть из них доказана в современных осадках, но большинство встречено лишь в ископаемых отложениях, в том числе и в очень молодых (третичных). Их диагенетический генезис доказывается тем, что входящие в них  $\text{Mn}$  и  $\text{Fe}$  находятся в двухвалентной форме, невозможной в условиях резко окислительной среды в водной массе морей, но совершенно приспособленной к восстановительным условиям среды в осадках. К типично

диагенетическим минералам относятся также силикаты железа, в которые железо входит в виде закиси, например — все закисные лептохлориты; сюда же, вероятнее всего, относится и глауконит, хотя он содержит железо главным образом в виде окиси. В процессе диагенеза, по существующим представлениям, формируется двойная соль  $MgCO_3$  и  $CaCO_3$  — доломит и продукты замещения в нем Mg на Fe (анкериты). Наконец, в диагенетическую группу должны быть отнесены многие глинистые минералы; в частности, в ряде случаев в осадках (особенно древних), несомненно, диагенетическим являются монтмориллонит (за счет разложения под водой пеплов), бейделлит, а также палыгорскит и ряд цеолитов (морденит, шабазит, филлипсит и др.). Их диагенетическое происхождение доказывается в одних случаях аутигенной формой их кристаллов (цеолиты), в других — структурными соотношениями их с родоначальными минералами (монтмориллонит с пеплами, бейделлит с гидрослюдами и т. д.). Диагенетическое образование в море иллита также, по-видимому, возможно. Но основные глинистые минералы вместе с тем в очень большой степени вносятся в современные и вносились в древние моря в составе речной мути, и потому решить, какую роль в формировании всей массы их играют процессы механического вноса и какую — процессы диагенеза, пока трудно; вероятно роль последних незначительна.

Чтобы понять, насколько существенную роль в формировании аутигенной минералогии морей играют процессы диагенеза, напомним основной список минеральных новообразований в морских породах. Список этот достаточно велик: кальцит, арагонит, доломит, гидрогетиты разных степеней обводнения и отвечающие им гидроокислы марганца; гидроаргиллит и диаспор; опалы и халцедоны: фосфорит (апатит), сидерит, анкерит, родохрозит, олигонит, пирит, халькопирит, пирротин, миллерит и другие сульфиды; лептохлориты, глауконит, бейделлит, монтмориллонит (частично), иллит (частично), монотермит, цеолиты (шабазит, ломонтит, филлипсит и др.); барит, стронцианит и др. Для собственно современных морских отложений число зарегистрированных аутигенных минералов значительно меньше перечисленного выше, что объясняется, с одной стороны, гораздо меньшей минералогической изученностью современных осадков, с другой — большим разнообразием физико-химических условий в древних морях сравнительно с современными.

Сопоставляя приведенный список минералов с перечнем минералогических групп, возникающих в процессе диагенеза осадков, нетрудно убедиться, что лишь некоторые из минералов, как кальцит, арагонит, гидраты окисей Fe и Mn, кремнезем, может быть еще небольшое число других, — возникают, несомненно, уже в процессах химического и биологического осаждения вещества прямо из воды. *Подавляющее же большинство минеральных новообразований моря суть продукты процессов диагенеза, протекающих в осадке.* В формировании этих минералов ясно различаются две принципиально различные стадии. В первую, очень краткую по времени, собственно седиментационную стадию на дне морей накапливается путем механического и химико-биологического осаждения исходный сырой материал для будущих аутигенных минералов, материал совершенно на них непохожий. Во вторую стадию, протекающую в плу, очень длительную по времени, сырой исходный материал перерабатывается в собственно аутигенные минералы моря, отвечающие физико-химической среде осадка.

*Таким образом, не водная масса бассейна с протекающими в ней процессами химического и биологического осаждения, а среда осадка со специфической физико-химической обстановкой — вот арена образования подавляющей массы аутигенных минералов морских пород.*

Так как физико-химические свойства осадка зонально меняются в направлении от прибрежных участков к пелагическим, то естественно, что

и состав образующихся диагенетических минералов в разных точках дна бассейнов неодинаков, но также закономерно меняется от берега моря к его центральному частям. Возникает аутигенно-минералогическая зональность морских отложений.

Уже давно делались попытки выяснить закономерности размещения аутигенных минералов в осадочных породах и факторы, это явление контролирующее.

В. М. Гольдшмидтом, А. Е. Ферсманом и Л. В. Пустоваловым было предложено несколько схем, изображающих аутигенно-минералогическую зональность моря. К сожалению, при построении этих схем факты так переплетались с чисто химическими дедукциями об идеальной последовательности распределения минералов, что в нарисованной картине трудно было отделить фактическую базу от предположений. Мною в 1950 и 1953 гг. сделана была попытка, оставив генетические соображения и опираясь только на реально наблюдающиеся парагенетические соотношения минералов в осадках и породах, дать фактическую картину минералогической зональности морей. Позже (в 1955 г.) эта схема была пополнена количественными данными по распределению железистых минералов и по аутигенной минералогии озерных отложений. Все эти материалы, а также некоторые новые работы по минералогии глин позволяют в настоящее время более полно, чем раньше, охарактеризовать картину распределения аутигенных минералов в осадочных породах разного фациального типа.

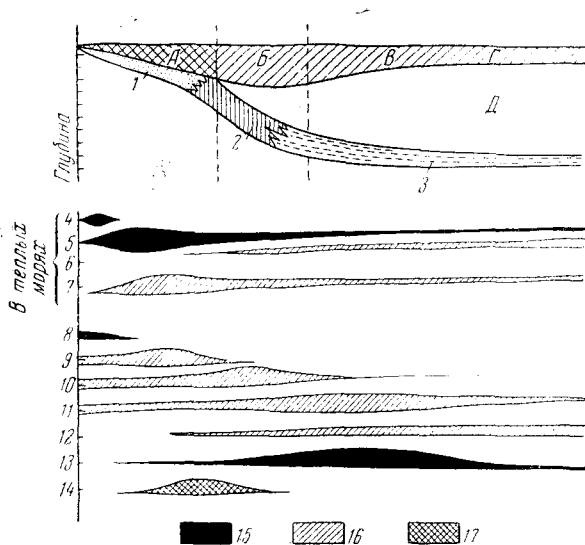
За отправной пункт целесообразно взять в данном случае морской бассейн. Здесь явственно проступает связь аутигенных минералов с петрографическими типами морских отложений (фиг. 191).

В зоне песков присутствуют, хотя и не как правило, а как исключение, гидроокислы  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Mn}^{4+}$ ; сюда же тяготеют накопления  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , нередко здесь кальцитовые оолитовые образования. Заметим, что присутствие окислов Fe и Mn в поверхностных разрезах песчаных пород представляет обычное явление. Однако при вскрытии тех же пород буровыми скважинами далеко от зоны выветривания, гидроокисей железа и марганца в них, как правило, не оказывается, а обнаруживаются в незначительных количествах лишь карбонаты и силикаты этих минералов. Такого рода соотношения свидетельствуют, что ярко выраженное тяготение окислов Fe и Mn к песчаной фации в ее поверхностных выходах представляет собою для подавляющей массы случаев вторичное явление, обусловленное выветриванием пород, а отчасти также и переносом в пески железа и марганца циркулирующими в них грунтовыми водами. Лишь в редких случаях гидроокисные минералы в прибрежной песчаной зоне представляют собой действительно первичное седиментационное образование.

За зоной гидроокисных минералов, в тех немногих случаях, когда она первична, как правило, непосредственно в прибрежных песках располагаются лептохлориты, притом в виде оолитов; максимум их развития приходится на зону алевролитов; в пелитах количество их резко падает и обычно они и вовсе здесь исчезают. В других случаях в песках появляются фосфориты и глауконит, но максимум их отложения в море отодвигается в более удаленные от берега и более тонкозернистые осадки. Карбонаты железа и марганца, также появляющиеся еще в песках, имеют максимальное развитие (в %) уже в тонких алевритах и в глинистых илах, приуроченных к периферической зоне тонкозернистых илистых осадков. Наконец, сульфиды железа и марганца, зарождаясь в уловимой форме обычно лишь в алевритах, максимума достигают в тонких илистых отложениях центральной зоны моря. Во всех типах осадков, т. е. на всем профиле от берега к центру моря, эти минеральные новообразования сопровождаются накоплением  $\text{CaCO}_3$  и биогенной  $\text{SiO}_2$ ; в зоне прибрежного

карбонатакопления вместе с кальцитом усиленно накапливается доломит.

Что касается глинистых минералов, приуроченных главным образом к тонкозернистым отложениям центральных глубоководных котловин, то в условиях нормальных морей состав их довольно однообразен. Это



Фиг. 191. Зональность минеральных новообразований в морях геологического прошлого.

А — зона взмучивания тонкого материала и выноса его из прибрежной области в более центральные части водоема; Б, Г — области течений, обычно циркулярного типа; В, Г — поверхностная зона волнений и ветровых течений в центральных (халистатических) частях водоемов; Д — глубокие спокойные (с очень слабо выраженными движениями воды) горизонты пелагической части водоемов; 1 — пески; 2 — алевриты; 3 — пелиты; 4 —  $\text{CaCO}_3$ , солилиты; 5 — биогенный и химически осажженный  $\text{CaCO}_3$ ; 6 — диагенетический  $\text{CaCO}_3$  (бактериальный); 7 — разные формы диагенетического доломита; 8 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , окислы Mn,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 9 — лептохлориты; 10 — глауконит; 11 — карбонаты Fe и Mn (в илах без  $\text{CaCO}_3$  или с малым его содержанием); 12 — сульфиды Fe, Mn (Cu и т. д.) в илах с большим содержанием  $\text{CaCO}_3$ ; 13 — биогенно-выделенная  $\text{SiO}_2$ ; 14 — фосфориты первичные и диагенетические; 15 — минералы, образующиеся первичной садкой из воды; 16 — минералы диагенетические; 17 — минералы частью первичные, частью диагенетические.

в подавляющем большинстве случаев гидрослюды с большим или меньшим содержанием щелочей; к ним подмешивается нередко (но далеко не всегда) небольшое количество каолинита, причем он накапливается преимущественно в более прибрежных частях водоема; почти всегда присутствуют бейделлит и монтмориллонит, локализующиеся, в противоположность каолиниту, в более удаленных и глубоких центральных зонах моря. Нередко присутствуют цеолиты, закономерность размещения которых на площади моря еще неясна.

Описанную зональность аутигенных минералов моря следует рассматривать, конечно, лишь как общую схему, в частных случаях способную подвергаться существенным изменениям; они будут подробнее рассмотрены в следующей главе.

### 3. О некоторых деталях механизма формирования диагенетических минералов

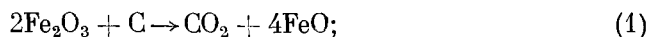
В настоящее время стали известны не только описанные выше общие черты, но и некоторые детали процесса диагенетического минералообразования. Три таких детали вскрываются в настоящее время с достаточной достоверностью: 1) последовательность редуцирования в группе Fe, Mn,  $\text{SO}_4^{2-}$ ; 2) последовательность метасоматических замещений в группе железистых минералов; 3) этапы образования сульфидов железа. Останемся вкратце на относящихся сюда данных.

Напомним, что по диаграммам Крумбейна и Гаррельса образование сидерита при всех величинах pH происходит при более высоких Eh, сравнительно с генерацией пирита; формирование же лептохлоритов, по всем признакам, при еще более высоких Eh сравнительно с Eh сидерита.

Исходя из этого, следует принять, что в ходе диагенеза осадков раньше всего создаются благоприятные условия для образования лептохлоритов, позже — для генерации сидерита и еще позже — для возникновения пирита. Иными словами, формирование аутигенно-минералогических форм железа в осадке должно протекать последовательно от лептохлоритов к пириту.

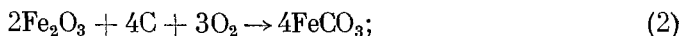
Разница окислительно-восстановительных условий (Eh), необходимых для образования разных железистых минералов, сочетается с резко неодинаковыми затратами редуцента на создание их одинаковых количеств.

При образовании лептохлорита редуцент расходуется лишь на восстановление  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$  по формуле:



при этом на 1 г органического углерода будет приходиться 18,6 г редуцированного железа.

При возникновении сидерита органическое вещество затрачивается уже не только на редукцию  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , но и на образование  $\text{CO}_2$ , и реакция (количественно) имеет такое выражение:



на 1 г затраченного органического углерода приходится уже только 4,6 г редуцированного железа.

Что же касается пирита, то в генерации его участвует как вышеисанная реакция (1), так и реакция восстановления сульфатного иона:



В этом случае затрата 1 г органического углерода дает лишь 1,11 г пирита.

В общем, если принять затраты  $\text{C}_{\text{орг}}$  на лептохлоритовую реакцию за единицу, то затраты на сидеритовую реакцию выразятся величиной в 4 единицы, а на пиритовую — в 17 единиц.

Как видим, лептохлоритовая реакция не только начинается раньше других, но и требует минимальных затрат редуцента (органического вещества); она должна происходить, следовательно, легко и быстро.

Сидеритовая реакция начинается несколько позже и течет труднее, медленнее, ибо требует больших затрат редуцента. Пиритообразование же не только начинается позже других (по Eh), но и течет гораздо медленнее, труднее всех, ибо требует наибольших затрат редуцента.

Благодаря работам Э. А. Остроумова, выполненным с большой тщательностью, мы можем в настоящее время как бы воочию видеть этот последовательный ход редуцирования железа на разных уровнях современного осадка (табл. 60).

Таблица 60

Содержание  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{S}^{2-}$  в отложениях северо-западной части Тихого океана  
(по Э. А. Остроумову, 1957)

| Горизонт,<br>см | Осадки | Влага,<br>% | pH | Железо<br>закисное,<br>% | Сульфидная<br>сера, % |
|-----------------|--------|-------------|----|--------------------------|-----------------------|
|-----------------|--------|-------------|----|--------------------------|-----------------------|

Ст. 6 (3162), глуб. 5560 м

|         |                                                           |       |      |            |            |
|---------|-----------------------------------------------------------|-------|------|------------|------------|
| 0—10    | Ил глинистый темно-коричневый                             | 71,11 | 6,8  | Не обнару. | Не обнару. |
| 30—38   | Ил глинистый темно-коричневый                             |       |      |            |            |
|         | с прослойками светло-коричневого                          | 69,27 | 6,7  | » »        | » »        |
| 45—57   | Ил глинистый серый . . . . .                              | 57,08 | 7,15 | 0,74       | » »        |
| 100—109 | То же . . . . .                                           | 54,62 | 7,1  | 0,62       | » »        |
| 204—208 | Ил глинистый серый с зеленоватым оттенком . . . . .       | 59,12 | 6,9  | 0,60       | » »        |
| 222—227 | То же . . . . .                                           | 59,33 | 7,1  | 0,32       | 0,0001     |
| 315—325 | Ил глинистый серый с редкими черными примазками . . . . . | 55,31 | 7,5  | 0,57       | 0,0001     |
| 358—363 | Ил глинистый серый . . . . .                              | 54,11 | 7,1  | —          | 0,0001     |
| 370—373 | То же . . . . .                                           | 53,76 | 6,9  | —          | <0,0001    |

Ст. 9 (3109), глуб. 5088 м

|         |                                                                                        |       |   |       |            |
|---------|----------------------------------------------------------------------------------------|-------|---|-------|------------|
| 0—75    | Ил глинистый темно-коричневый                                                          | 71,47 | — | 0,005 | Не обнару. |
| 10—17   | Ил глинистый серый . . . . .                                                           | 64,82 | — | 0,54  | » »        |
| 17—27   | Ил глинистый темно-коричневый, полосатый с бледно-коричневыми прослойками . . . . .    | 67,68 | — | 0,005 | » »        |
| 40—53   | Ил глинистый серый с зеленоватым оттенком . . . . .                                    | 63,67 | — | 0,77  | » »        |
| 70—82   | Ил глинистый серый, полосатый с прослойками более светлого и темного оттенка . . . . . | 57,08 | — | 0,86  | » »        |
| 120—132 | Ил глинистый серый с прослойками темно-зеленого цвета . . . . .                        | 49,25 | — | 1,00  | 0,0005     |

Ст. 10 (3108), глуб. 4880 м

|         |                                                               |       |     |      |   |
|---------|---------------------------------------------------------------|-------|-----|------|---|
| 0—3     | Ил глинистый буро-коричневый                                  | 74,04 | 6,9 | Нет  | — |
| 8—10    | То же . . . . .                                               | 72,53 | 6,9 | »    | — |
| 13—15   | Ил глинистый темно-бурый . . .                                | 70,38 | 6,7 | »    | — |
| 19—37   | Ил глинистый светло-коричневый с бурыми прослойками . . . . . | 68,26 | 6,8 | 0,01 | — |
| 47—56   | Ил глинистый коричневый с серым оттенком . . . . .            | 60,48 | 6,6 | 0,02 | — |
| 65—80   | Ил глинистый серый с голубоватым оттенком . . . . .           | 55,40 | 6,9 | 0,79 | — |
| 105—144 | То же . . . . .                                               | 51,33 | 7,1 | 0,84 | — |



Как видим, в строгом соответствии с изложенными выше теоретическими положениями при переходе от поверхности осадка вглубь, т. е. из окислительной пленки в восстановительную зону, вначале редуцируется более легко податливое гидроокисное железо, а затем сульфаты.

Э. А. Остроумову принадлежит и другое весьма интересное уточнение редукционного процесса, сделанное на осадках того же Тихого океана, но в более центральных его частях. Здесь в большой толще осадка нет не только редукции сульфатов, но и закисного железа; но редукция окисных соединений Mn в его закись постепенно развивается и доходит до конца. Это обстоятельство стоит в связи с тем, что редукция Mn начинается при более высоких Eh сравнительно с редукцией железа, т. е. осуществляется более легко и раньше, чем редукция  $\text{Fe}^{3+}$ . Редукцию Mn может осуществить даже то весьма мало активное органическое вещество, какое не в состоянии сколько-нибудь заметно изменить твердую массу гидроокисного железа.

Таким образом, океанские осадки демонстрируют нам следующий последовательный ход редукционных процессов в илах: вначале восстанавливается весь  $\text{MnO}_2$  в  $\text{MnO}$ ; после этого начинается редукция  $\text{Fe}^{3+}$  в  $\text{Fe}^{2+}$ , и лишь когда она заметно продвинется (до 1%  $\text{Fe}^{2+}$ ), включается редукция  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{S}^{2-}$ . На океанических илах эта последовательность событий отчетливо различается во времени и в пространстве (сверху вниз по колонке), потому что мы имеем дело с очень слабо активным органическим веществом, вяло ведущим редукционный процесс. В прибрежной зоне, где в осадки попадает свежая и весьма активная органика, те же стадии редукционного процесса быстро следуют одна за другой, почти не разделяясь во времени и соответственно в пространстве. В этом отношении глубоководные отложения можно уподобить кадрам киносъемки, которые искусственно замедляют на экране ход быстротекущего процесса и потому демонстрируют такие его детали, которые не видны без замедленного показа.

В отложениях древних водоемов, которые уже давно прошли стадию диагенеза, мы сейчас, понятно, уже не можем видеть непосредственно описанной динамики редукционных процессов и диагенетического минералообразования. Однако текстурно-структурные соотношения аутигенных железистых минералов нередко позволяют с уверенностью умозаключить, что и общее направление минералообразования и сама стадийность его были те же, что и в современных отложениях с еще незаконченными диагенетическими процессами.

Начальная стадия процесса характеризуется более или менее значительным развитием глауконита; позже начинается формирование лептохлоритов, затем — сидерита и, наконец, пирита. При этом в названном ряду каждый минерал частью развивается самостоятельно, частью замещает зерна всех предшествующих ему железистых минералов. В последнюю — пиритовую стадию, если она вообще имеет значительное развитие по имевшимся в осадке запасам (и качеству) органического вещества, осуществляется более или менее полное вытеснение пиритом всех остальных аутигенных минералов железа. Этот ход процесса неоднократно устанавливался при петрографическом изучении частных объектов. Так, в меловых песчаниках одного из северных районов, по А. С. Запорожцевой (1954), присутствует вся гамма минералов: глауконит, шамозит, сидерит, пирит. «Форма выделения этих минералов указывает на аутигенное происхождение и образование их в осадке с постепенной сменой характера среды. В первый этап диагенеза, когда грунтовый раствор еще был богат кислородом, появился глауконит. По-видимому, по мере перекрытия осадками ила с глауконитом и потери кислорода происходит растворение поверхности глауконитовых зерен, разьедание их по трещинкам и замещение шамозитом при дальнейшей эволюции осадка. При последующем падении Eh,

в условиях еще более восстановительной среды, возникает сидерит и в последнюю очередь пирит. Появление каждого из новообразующихся минералов сопровождается коррозией поверхности и в некоторых местах полным замещением как ранее образовавшихся, так и терригенных зерен» (Запорожцева, 1954, стр. 904). Совершенно такую же картину наблюдала А. Г. Коссовская в морских юрских песчаниках из Вилуйской впадины, В. Д. Шутов в песчаных породах палеозоя Пачелмского прогиба.

*Все эти структурные соотношения в группе аутигенных железистых минералов отчетливо наблюдаются лишь в тех случаях, когда осадкообразование не прерывалось подводными размывами и переотложением только что сформировавшегося и начавшего изменяться в диагенезе осадка. При наличии перемывов и переотложений структурно-текстурные соотношения их запутываются и могут стать весьма сложными и противоречивыми.*

В качестве примера укажем на минералогию оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд, морских и озерных.

При анализе этих руд было указано (гл. IV), что в процессе формирования руды эти неоднократно более или менее значительно перемывались, свидетельством чего является наличие переотложенных, часто разбитых оолитов и рудной гальки. Л. Кайо, Г. Бергом, И. П. Новохатским и многими другими исследователями описано множество случаев нахождения оолитов поврежденных, с выщербленными краями, отставшими друг от друга отдельными концентрами (причем щели заполняются кальцитом или сидеритом), или даже расколовшихся на более или менее крупные куски. Обломки оолитов или их концентров становятся часто ядрами новых оолитовых зерен, указывая тем самым на многократное перемывание или переотложение минерала в процессе формирования руд. В некоторых случаях в руде наблюдается галька, размерами до нескольких сантиметров той же самой руды, подтверждая локальный размыв и переотложение сформировавшегося рудного пласта. Вокруг гальки нередко нарастают концентры шамозита.

При перемывах и переотложениях оолитов и гальки слагавшие их закисные минералы железа окислялись, а при новом захоронении вновь начинали регенерироваться. Все это делает состав и структуру оолитов чрезвычайно изменчивыми. «Ассоциация основных минералов — гематита, гидрогетита, 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 насчитал восемь типов оолитов разного состава, причем речь идет лишь о главных типах. Наряду с простыми оолитами нередко встречаются сложные, когда 2—3 и более простых оолитов одеты общей хлоритовой, часто многослойной оболочкой. Число первичных оолитов, входящих в состав такого сложного оолита, может доходить до нескольких десятков. Их наличие имеет принципиальное значение для понимания условий оолитообразования; такие сложные оолиты, конечно, никак не могли образоваться в движущейся наддонной воде, а формировались только в илу, в диагенезе, доказывая тем самым аналогичный генезис и простых оолитов.

Несмотря на указанный очень сложный ход рудного минералообразования, детальное изучение соотношений минералов показало, что формирование их все же шло стадийно и по той же схеме, какая выше была описана для пород безрудных.

По наблюдениям последних лет А. У. Литвиненко, Б. П. Кротова, И. П. Новохатского, Л. Н. Формозовой хлориты, как правило, развиваются по гидрогетитам; лишь у переотложенных оолитов, при их окислении, хлорит замещается гидротетитом, но при новом захоронении в восстано-

вительной среде опять переходит в более поздний хлорит. Сидерит по отношению к обоим этим минералам является образованием еще более поздним. Он частью замещает в оолитах концентры шамозита, частью слагает большую или меньшую долю цемента, опять-таки развиваясь по шамозиту. Нередко, однако, сидерит образует и самостоятельные выделения в виде конкреций, залегающих в руде, и даже целых пластообразных линз и пластов, что свойственно более глинистым или глинисто-мергелистым участкам рудного пласта.

Что касается пирита, то содержание его в оолитовых рудах обычно невелико — от долей до немногих процентов; по времени образования он, согласно показаниям всех исследователей, является наиболее поздним минералом в составе руд.

Цемент руд чаще всего лептохлоритовый или сидеритовый, либо представляющий собою смесь этих минералов, обычно тонкозернистых, слабо перекристаллизованных. Кайер и Краут (Caillère et Kraut, 1953) установили на примере лотарингских руд чрезвычайно интересные соотношения между минералогическим составом оолитов и цемента. Если оолиты (первичные) сложены чисто окисными минералами железа (гематит, гидрогетит), то в цементе наряду с окисными встречаются и минералы закиси — магнетит, шамозит. При нахождении в оолитах шамозита и магнетита, в цементе развит кроме них еще сидерит. При чисто шамозитовых оолитах в цементе всегда много сидерита, а часто он бывает чисто сидеритовым. Заметим, что и пирит в подавляющем большинстве случаев ассоциируется именно с цементом. Таким образом, *в цементе концентрируются минералы, отвечающие более восстановительным условиям сравнительно с оолитами*. Это правило имеет, по-видимому, гораздо более широкое применение, чем думают установившие его авторы, и, как мне кажется, является одной из основных закономерностей вещественного состава оолитовых железных руд вообще.

Л. Н. Формозовой принадлежит другое чрезвычайно интересное наблюдение. Изучая минералогию лептохлоритов из оолитов и из цемента одного и того же образца, она показала, *что по своим оптическим свойствам, химическому составу, рентгеноструктурным данным сопоставляемые минералы очень близки и входят в одну и ту же группу*. Это доказывает, что хотя лептохлориты из оолитов и из цемента возникли в диагенезе последовательно (сначала в цементе, а потом в оолитах), но во времени их образование было достаточно близко.

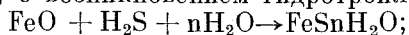
В целом, если исключить частые осложнения диагенетического минералообразования, вызываемые локальными размывами, мы и на железных рудах получаем тот же ряд последовательных новообразований: гидрогетит → лептохлориты → сидерит → пирит, какой наблюдается в осадках безрудных.

Это обстоятельство доказывает, что стадийность формирования аутигенных минералов с метасоматическими замещениями одних другими является важнейшей чертой диагенеза.

Чрезвычайно интересные детали вскрыты Э. А. Остроумовым и И. И. Волковым в механизме образования сульфидных минералов железа.

История их теснейшим образом связана с превращениями в диагенезе разных форм серы, сущность которых сводится к следующему.

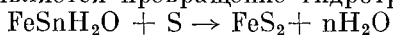
Начинаются преобразования микробиологической редукцией  $\text{SO}_4^{2-}$  в  $\text{H}_2\text{S}$ ; при этом реакция идет без уловимых промежуточных соединений. Возникший сероводород сейчас же, с одной стороны, потребляется путем реагирования с  $\text{FeO}$ , с возникновением гидротроилита по схеме:



с другой — микробиологически же окисляется в свободную серу:  $\text{H}_2\text{S} + \text{O} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{S}^{2-}$ . Окислителями являются бактерии из группы тионовых (серные бактерии).

Обе эти реакции, однако, по силе своей обычно несколько уступают интенсивности редукции сульфатов, почему, как правило, в илу остаются некоторые количества свободного  $H_2S$ , улавливаемого аналитически; лишь в отдельных случаях силы реакций уравновешены и свободный сероводород в осадках отсутствует.

Появление в среде свободной серы дает толчок новой серии реакций. Главнейшей из них является превращение гидротроилита в дисульфид:

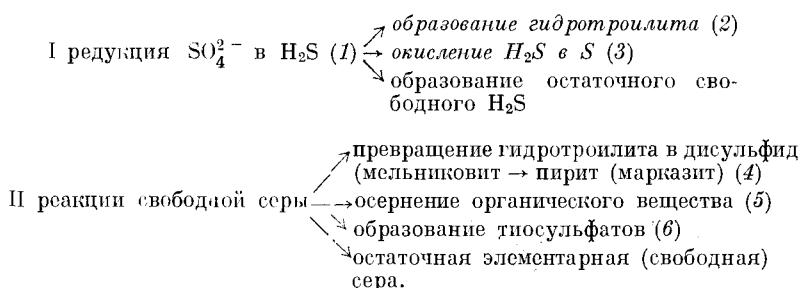


В результате этой реакции гидротроилит в конце концов обычно в породах исчезает нацело, замещаясь мельниковитом, который впоследствии переходит в пирит или марказит; но в некоторых случаях небольшие следы моносulfида все же остаются. В современных отложениях это собственно гидротроилит. Среди древних он уцелевает лишь в четвертичных и неогеновых породах (древнекаспийские, апшерон, акчагыл), обычно же переходит в пирротин (Керченские руды и др.).

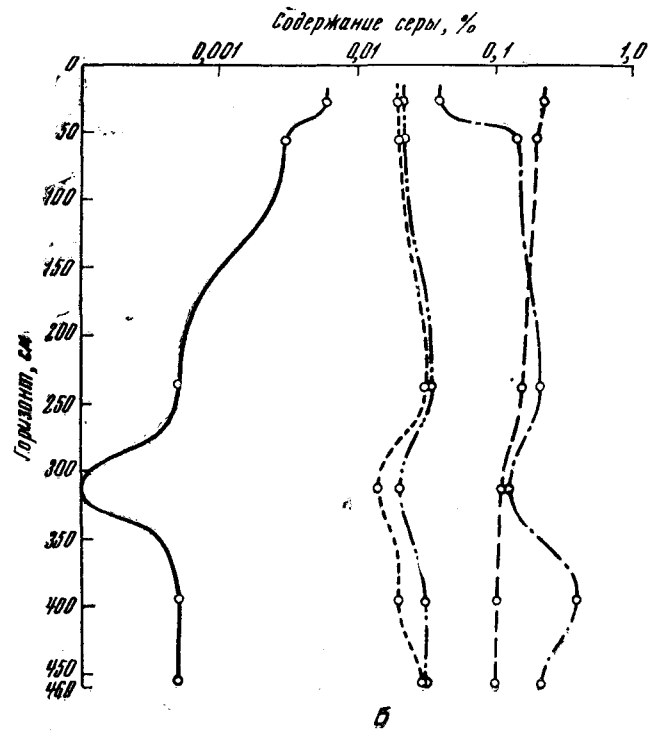
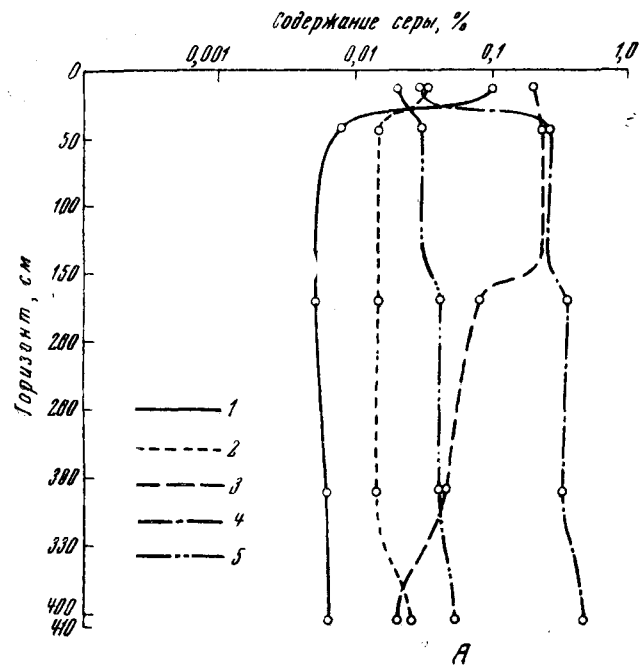
Параллельно с пиритизацией осуществляются еще по крайней мере две побочные реакции. Одна из них заключается в осернении органического вещества, т. е. в присоединении к нему серы. Другая — в образовании тиосульфатов —  $H_2S_2O_3$ , присутствующих, однако, лишь в иловой воде современных отложений и исчезающих при последующем ходе диагенетических процессов.

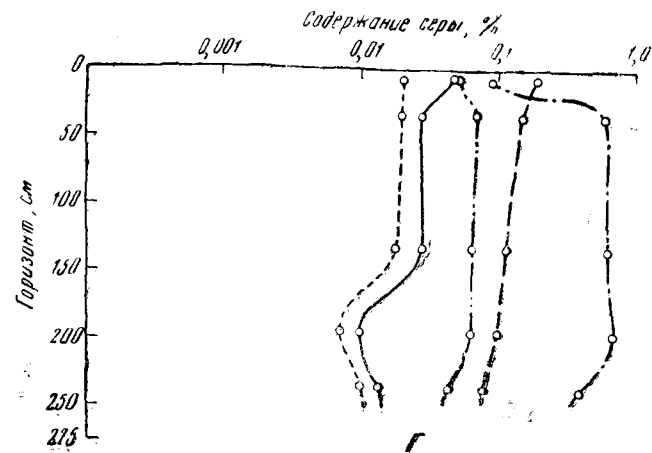
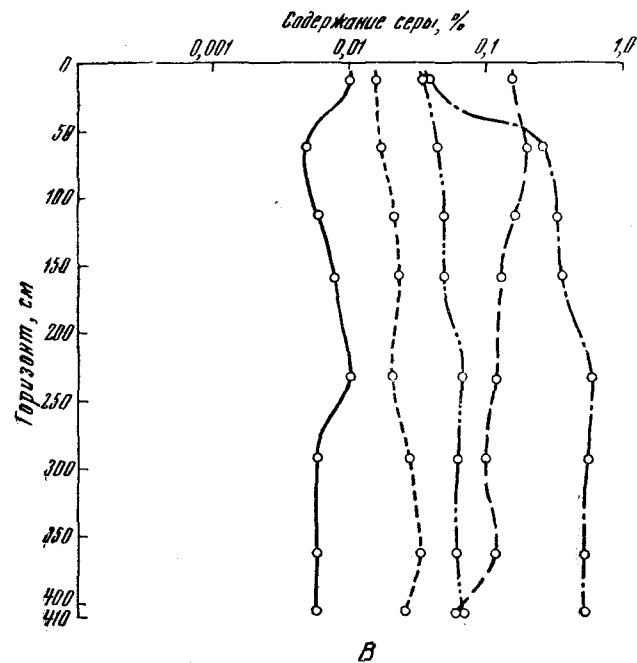
Совокупность реакций потребления свободной серы количественно всегда слегка уступает силе реакции ее образования, почему при анализах древних осадочных пород свободную серу всегда удастся экстрагировать, хотя и в незначительных количествах.

Таким образом превращения серы в осадках можно кратко резюмировать так:



Из схемы явствует, что образование пирита (или марказита) происходит стадийно: вначале моносulfид, потом — дисульфид. Такой ход процесса удалось доказать благодаря раздельному определению моносulfидов, дисульфидов, свободной и органической серы на разных горизонтах колонок Охотского и частью Черного морей (фиг. 192). На всех колонках видно, что самые верхние слои осадка характеризуются повышенным содержанием моносulfидной и свободной серы и относительно пониженными количествами дисульфидной и органической серы. При углублении и осадок количество  $S^{2-}$  и свободной серы резко убывает (особенно первой), содержание же пиритной и органической серы возрастает. Так параллельно с увеличением пирита в породе растет и осернение его органического вещества; такого рода связь явлений уже давно была замечена (и правильно истолкована) на углях и горючих сланцах (З. А. Юровский, А. Ф. Добрянский), где эти процессы дошли до своего логического конца; работами Э. А. Остроумова течение этого процесса раскрыто на начальных стадиях своего развития и в осадках обычных, не обогащенных органическим веществом.



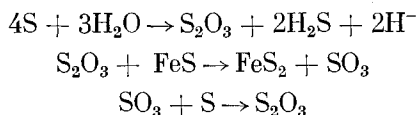


Фиг. 192. Распределение форм соединений серы в осадках Охотского моря по вертикали.

А — станция 29; Б — станция 383; В — станция 833; Г — станция 1835. 1 — сера сульфидная (гидротроилита); 2 — сера свободная; 3 — сера сульфатная; 4 — сера пиритная; 5 — сера органическая.

Интересна роль тиосульфатов в процессе формирования сульфидов (табл. 61).

«Наблюдения Фельда над искусственными смесями,— пишет Э. А. Остроумов,— показали, что присутствие тиосульфатов заметно ускоряет эту реакцию. Наши наблюдения, поставленные с водными суспензиями сернистого железа и серы, также показали, что реакция, образования  $\text{FeS}_2$  в присутствии тиосульфатов резко ускоряется. Можно предполагать, что реакция  $\text{FeS} + \text{S} \rightarrow \text{FeS}_2$  в отсутствие «переносчика» серы, каким является тиосульфат, вообще не идет. Течение реакции в том случае, когда в сферу ее не вводится искусственный тиосульфат, зависит, вероятно, от ничтожнейших количеств тиосульфата, образующегося при гидролитическом действии воды на элементарную серу. Тиосульфат, отдавая один атом серы сернистому железу, переходящему при этом в  $\text{FeS}_2$ , превращается в сульфит, который, реагируя со свободной серой, находящейся в морских осадках, вновь переходит в тиосульфат. Эти процессы могут быть схематически выражены следующими уравнениями (Остроумов, 1957, стр. 342):



Проследить влияние тиосульфатов на переход  $\text{FeS}$  в  $\text{FeS}_2$  в морских осадках можно по данным табл. 94 для Черного моря.

Таблица 61

**Влияние тиосульфатов на возникновение пирита**  
(по Э. А. Остроумову)

| Глубина, м | Осадки                                           | Влага, % | Серы тиосульфата в иловой воде, мг/л | Серы, % от сухого вещества |           |          |              |     |
|------------|--------------------------------------------------|----------|--------------------------------------|----------------------------|-----------|----------|--------------|-----|
|            |                                                  |          |                                      | сульфидная                 | свободная | пиритная | органическая | pH  |
| 240        | Ил глинистый черный полужидкий . . . . .         | 64,10    | Не обнар.                            | 0,349                      | 0,08      | 0,32     | 0,03         | 8,1 |
| 150        | Ил глинистый серый с черными включениями . .     | 46,49    | » »                                  | 0,064                      | 0,05      | 0,29     | 0,03         | 7,9 |
| 300        | Ил глинистый черный                              | 47,59    | 0,40                                 | 0,179                      | 0,22      | 0,18     | 0,015        | —   |
|            | Ил глинистый серый . .                           | 45,16    | 0,27                                 | 0,026                      | 0,05      | 0,69     | 0,06         | —   |
| 2030       | Ил глинистый серый слоистый . . . . .            | 70,28    | 2,79                                 | 0,026                      | 0,12      | 1,48     | 0,10         | 7,9 |
|            | Ил глинистый серый однородный . . . . .          | 52,42    | 1,46                                 | 0,032                      | 0,07      | 1,05     | 0,09         | 7,8 |
| 2124       | Ил глинисто-известковый неяснослоистый . . . . . | 75,59    | 1,52                                 | 0,030                      | 0,12      | 1,15     | 0,09         | 7,9 |
| 2200       | Ил глинисто-известковый серый . . . . .          | 59,60    | 3,49                                 | 0,035                      | 0,11      | 1,11     | 0,09         | 8,0 |
| 1310       | Ил глинистый серый неяснослоистый . . . . .      | 60,68    | 5,53                                 | 0,026                      | 0,10      | 1,15     | 0,09         | 7,8 |
| 1840       | Ил глинистый серый с примесью алевроита . . . .  | 65,87    | 4,51                                 | 0,056                      | 0,15      | 1,60     | 0,12         | 8,0 |

«Как видно из таблицы, величины содержания пиритной серы в твердой фазе находятся в зависимости от содержания тиосульфатов в иловой

воде. Таким образом, можно считать, что присутствие тиосульфатов в иловых водах морских осадков имеет большое влияние на процесс образования пирита, так как в этой реакции тиосульфаты играют роль «переносчика» серы» (Остроумов, 1957, стр. 342—343).

Интересно распределение гидротроилита как исходной формы для образования пирита в осадках современных водоемов. Как видно из фиг. 193, гидротроилитная зона в Охотском море располагается по его периферии почти кольцом. Совершенно такое же периферическое кольцо образует гидротроилит и в Черном море (фиг. 194), резко убывая к центру водоема. Указания на периферическое залегание гидротроилита имеются и в других бассейнах, так что мы имеем здесь не случайное, а закономерное общее явление.

Что же вызывает такую локализацию моносulfидного железа?

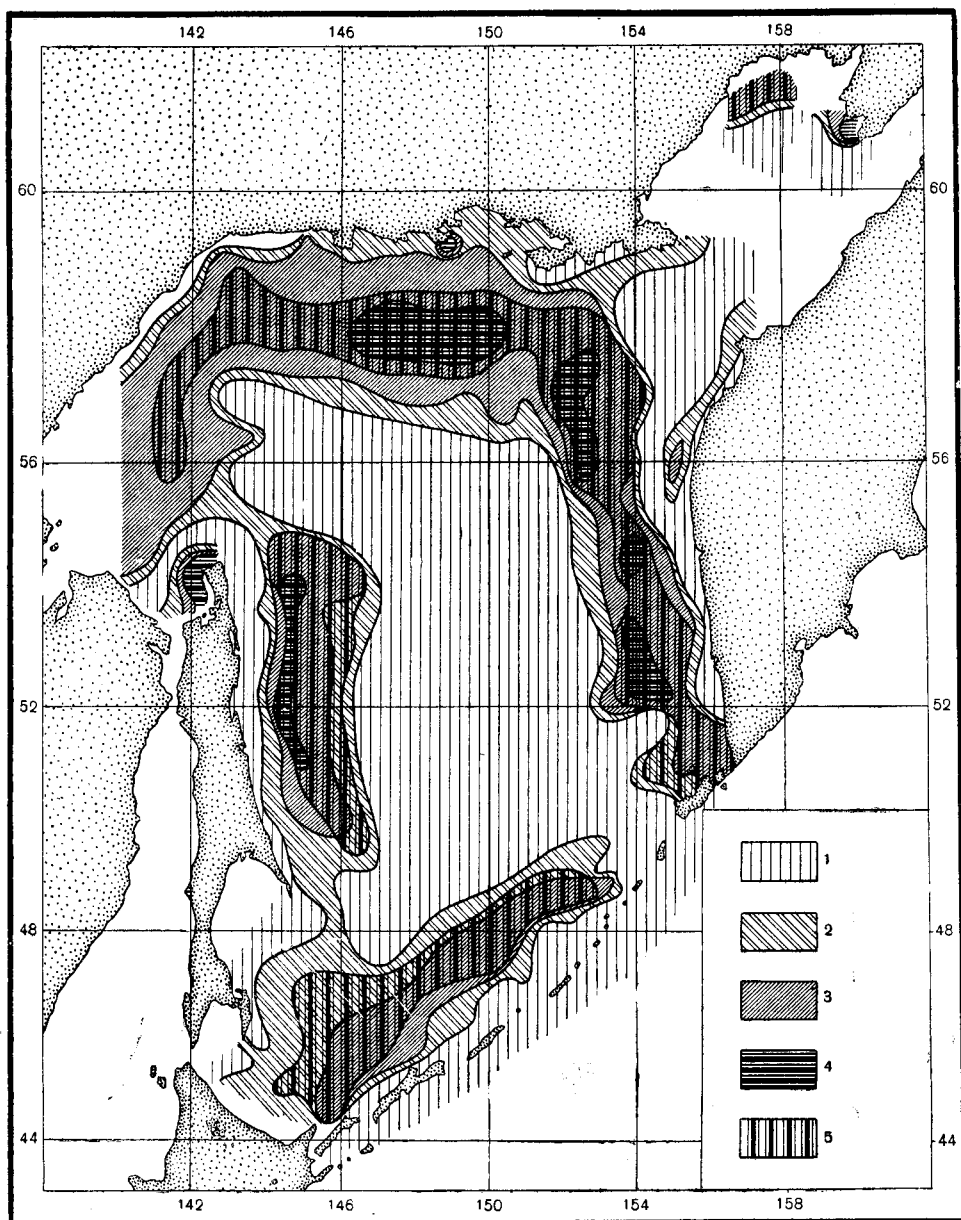
*Неодинаковая быстрота формирования дисulfидных форм железа.* Дело в том, что *пиритообразование происходит в тем большей степени и тем быстрее, чем обильнее органическое вещество в осадках* (см. гл. IX, ниже). Перемещаясь от периферии водоема к центру, мы обычно наблюдаем возрастание в илах  $S_{орг}$ . Это стимулирует реакцию пиритообразования, которая всегда по периферии бассейна более вялая, а в центре — более быстрая. Ослабленное потребление гидротроилита по периферии бассейна приводит к тому, что остаточные массы его здесь повышены и гидротроилит может составлять до 0,5—1,0—1,5%; усиленное же потребление гидротроилита в центре водоема резко понижает остаточные его массы в осадке, делая его едва уловимым (сотые и немногие десятые доли %). Отсюда само собой на карте бассейна появляется периферическое гидротроилитное кольцо и центрально расположенный максимум пирита. Таким образом *тяготение гидротроилита к периферии обязано замедленному переходу его здесь в пирит*.

Подчеркнем, что такая локализация гидротроилита характерна, по-видимому, лишь для самого раннего диагенеза илов, когда все процессы еще далеки от окончания и когда в силу неодинаковой быстроты их в илах могут возникать местами значительные массы «остаточных продуктов», в реакцию не вошедших. Это обстоятельство, типичное для современных осадков, позволяет наблюдать *самую динамику диагенетического минералообразования и раскрывать его механизм*. При дальнейшем течении реакций многие «остаточные продукты» будут потреблены, промежуточные, нестойкие формы, — вроде гидротроилита, мельниковита, тиосульфатов, свободного сероводорода, — исчезнут, сменившись формами стабильными, — и динамика диагенетического минералообразования в большой степени ускользнет от исследователя. Только структурные соотношения между минералами смогут в некоторой, — но самой общей, — форме приоткрыть «тайны рождения» минералов в осадках; масса же интереснейших и важнейших деталей совсем исчезает. *Огромное преимущество современных осадков, в которых все превращения находятся еще in statu nascendi, заключается именно в том, что они демонстрируют течение диагенетических превращений веществ во всей их сложности и полноте, и тем самым позволяют с полной убедительностью реконструировать историю аутигенных (диагенетических) минералов.*

#### 4. Об источниках веществ, участвующих в диагенетических преобразованиях

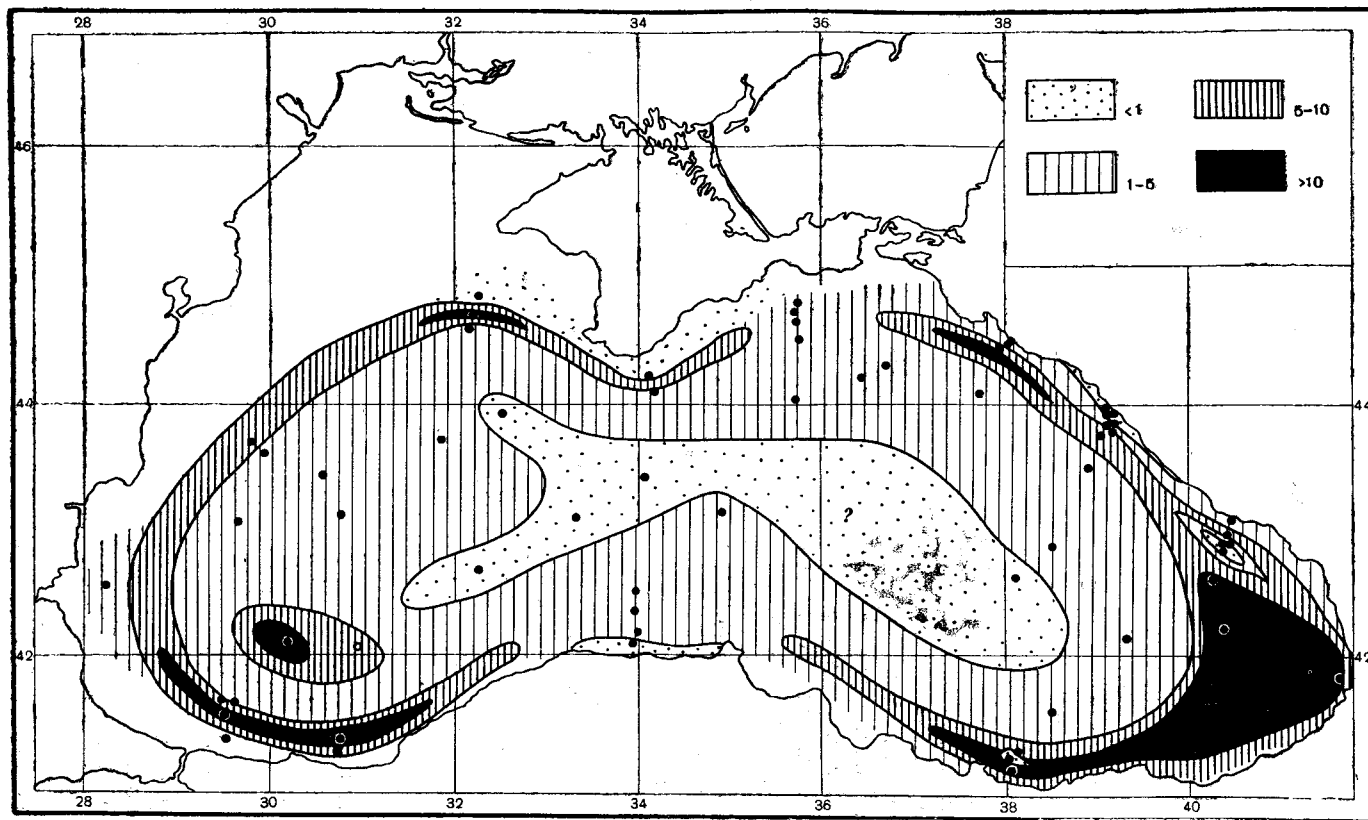
В подавляющем большинстве случаев один и тот же элемент вносится в водоем и в растворенной форме и в виде механической взвеси. За счет какой же из этих форм: химического осадка, выпавшего из раствора в самом водоеме, или переработки механической взвеси, внесенной в него, —





Фиг. 193. Распределение серы гидротроилита и свободного сероводорода в осадках Охотского моря.

Содержание сульфидной серы, в %: 1 — менее 0,001; 2 — от 0,001 до 0,01; 3 — от 0,01 до 0,1; 4 — более 0,1; 5 — присутствие сероводорода



Фиг. 194. Распределение гидротроилита в осадках Черного моря (в % от реакционно-способного Fe).

происходит формирование диагенетических минералов? Ответить на это помогают подсчеты, сделанные мной для некоторых современных водоемов.

Общее количество железа, вносимого в Черное море реками, по специальным исследованиям М. А. Глаголевой, выполненным по нашей программе, составляет в среднем 4,85%; из них на долю взвешенного железа падает около 98% общей массы его, а на долю коллоидно и истинно растворенного всего около 2%. В черноморских же осадках в виде пирита находится от 5 до 40% общей массы Fe; в виде легко растворимых силикатных аутигенных форм от 20 до 50%. Из сопоставления этих цифр явствует, что основная масса аутигенных минералов железа в черноморских осадках возникла в диагенезе за счет не растворенного (и химически осажденного в водоеме) железа, а за счет железа, внесенного в бассейн в составе взвесей (речной мути).

В Таманские водоемы, изучавшиеся И. И. Ромм, принос железа осуществляется, несомненно, таким же путем, как в Черное море, т. е. на 96—99% в виде механической взвеси. Между тем, по определению этого исследователя, в илах существует до 2—3,3% легко растворимого в HCl закисного железа, присутствующего в виде  $\text{FeCO}_3$ , и растворимых моносulfидов. Это составляет от 40 до 60% общей массы железа, имеющегося в осадке. Возникнуть эти аутигенные минералы могли в совершенно подавляющей степени только за счет  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , внесенного в водоемы в виде механической взвеси. То же самое имеет место и в других морских бассейнах. Если принять, что формы переноса Fe реками в гумидных зонах в прошлом были близки к формам транспорта его в современный момент, и учесть, что аутигенно-минералогические формы Fe в породах составляют до 70—80% от валового Fe (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959), то станет очевидным, что в морях геологического прошлого генерация этих форм шла за счет главным образом механически взвешенного, а не химически осажденного в водоеме железа.

Нет сомнений, что также обстоит дело и с возникновением аутигенных минералов у других веществ, главная масса которых поступает (и поступала в прошлом) в виде взвесей. Таким образом, по всей совокупности наблюдений следует признать, что превращения веществ в диагенезе илов не ограничиваются лишь переработкой свежевыпавших (в водоеме) химических или биогенных осадков, но в большей или меньшей степени захватывают также и механически внесенный материал. Поскольку по размерностям частиц механически внесенные в бассейн порции Fe, Mn, P и других компонентов входят в поле размерностей частиц собственно химического осадка, вовлечение в ходе диагенеза в редукцию механических взвесей делается вполне естественным и понятным.

### III. ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЩЕСТВ В ДИАГЕНЕЗЕ

Наряду с минералогическими преобразованиями веществ, поступивших в осадок в седиментационную стадию породообразования, в диагенезе имеет место еще и другой важнейший процесс: перераспределение возникших диагенетических минералов, усиленная концентрация их на одних участках, убывание на других. Наглядным выражением этого процесса является возникновение конкреций: железисто-марганцовых, фосфоритовых, пиритовых, сидеритовых, кремневых и т. д., а также зацементированных участков осадков (пород), располагающихся среди рыхлых масс. Размеры конкреционных тел обычно невелики, а сами конкреции встречаются в разрезах единично. Но нередко серии конкреций (например сидеритовых), сливаясь вместе, образуют крупные пластообразные тела до метра мощно-

стью и в десятки, а то и в сотни метров простираения, а у доломитов — макролинзы до 10—15 м толщиной и в километры протяжением. В этих случаях диагенетическое перераспределение вещества становится явлением весьма внушительным, что и заставляет внимательно его рассмотреть.

## 1. Общая схема перераспределения веществ

Диагенетическое перераспределение вещества начинается чрезвычайно рано и осуществляется на весьма разных стратиграфических уровнях осадка. Одной из характерных в этом смысле областей является граница окислительной и восстановительной зон. В последней, как было изложено, Fe, Mn переходят в подвижную закисную форму, а фосфор и кремнезем, растворяясь в грунтовой воде, достигают высоких концентраций. Под влиянием диффузии все эти элементы перемещаются вверх, в окисную зону, где Fe и Mn, окисляясь, коагулируют и осаждают друг друга, образуют новые скопления. Окисление идет отчасти и биохимическим путем, за счет жизнедеятельности железобактерий, как это было установлено В. С. Буткевичем для конкреций Баренцова моря (Буткевич, 1928). Поэтому железомарганцовые конкреции располагаются обычно в нижней части окислительной зоны, на контакте с восстановительной. Тем самым, зона восстановительная в некоторой мере питает вышележащую окислительную железом, марганцем и фосфором. Нужно сказать, однако, что такого рода вертикальное перераспределение вещества в илах и обогащение верхней зоны за счет нижней имеют временный эфемерный характер. При нарастании осадка окислительная зона, перекрываясь новыми слоями отложений, становится восстановительной, накопившиеся в ней избыточные массы железа и марганца редуцируются и удаляются в новую окислительную пленку, исчезая без следа. Лишь в тех достаточно редких случаях, когда железомарганцовые конкреции и вообще накопления железа и марганца на границе зон отличаются особо большой величиной, они не успевают «рассосаться» при погружении в восстановительную область и переходят в ископаемое состояние. Примером этого случая могут служить уплотненные (литифицированные) слои, обогащенные  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  среди серых илов восстановительной зоны осадков Баренцова моря, описанные М. М. Ермолаевым (1948). Но это, повторяю, видимо, редкие исключения, правило же состоит в уничтожении окисных железистых и марганцовых минералов при переходе осадка в восстановительную зону.

В отличие от вертикального перераспределения вещества на границе окислительной и восстановительной зон, перераспределение его *внутри восстановительной области* ведет к возникновению устойчивых конкреционных малых и больших тел, сохраняющихся в дальнейшей истории осадочных комплексов.

Причин, вызывающих такого рода перераспределение вещества внутри восстановительной зоны, несколько. Из них важнейшими, как мне кажется, являются три: 1) потеря осадком газовых фаз, особенно  $CO_2$ ; 2) неоднородность (пестрота) физико-химической характеристики разных (нередко соседних) участков отложений, возникшая в самые начальные моменты диагенеза и унаследованная от них; 3) собирательная кристаллизация новообразованных минералов.

Утечка газа происходит, по-видимому, двумя путями: через более пористые, песчано-алевритовые пласты и по путям, прокладываемым газом самостоятельно.

Выше, разбирая состав грунтового раствора морских осадков, мы обратили внимание на то, что их щелочной резерв и прочие показатели в песках ниже, чем в илах. Это и естественно, ибо в более проницаемой среде



рывный ток вещества из глин в пески и переотложение в последних разнообразного карбонатного материала. Сама форма переотложения, как показывает наблюдение, бывает различной. Выпадающий карбонатный материал концентрируется вокруг некоторых обособленных, более или менее многочисленных центров и получают серии конкреций внутри песчаного слоя. При более равномерном оседании карбонатного материала получают сцементированные в плотную породу известковистые, доломитовые, сидеритовые, родохрозитовые песчаники. Обе формы выделения карбонатов, понятно, легко переходят одна в другую. Кроме того, выделение карбонатов обычно имеет место не только в песчаных (алевроитовых) пластах, но и еще в пределах самих глинистых отложений, вблизи вентилирующего их песчано-алевроитового пласта.

Аналогичные перемещения и переотложения карбонатного материала с образованием конкреций и участков цементации возникают, по-видимому, и вблизи самостоятельных каналов разгрузки глинистых отложений от углекислоты. Поскольку проницаемость осадков для диффузии газов заведомо больше по напластованию осадков, чем перпендикулярно к пластам, подток  $\text{CO}_2$  к вентилирующим плоскостям осуществляется, по-видимому, в горизонтальном направлении по определенным дренажным плоскостям.

Эти плоскости и фиксируются сериями более или менее густо расположенных карбонатных (мергельных, доломитовых, сидеритовых, родохрозитовых) конкреций или пластообразных их накоплений.

Наряду с дегазацией осадка чрезвычайно важную роль в перемещениях вещества в ходе диагенеза играет неоднородность, пестрота физико-химических условий в осадках, созданная в результате жизнедеятельности бактерий и под влиянием катионного обмена в более ранние моменты диагенеза. Эта пестрота выражается, с одной стороны, в резких колебаниях Eh и pH в разных точках осадка, с другой — в резко разных концентрациях отдельных элементов в грунтовых растворах в различных участках осадка. Рассмотрим для примера некоторые из геологических процессов, которые возникают как следствие этой пестроты. Допустим, что мы имеем два участка в карбонатно-глинистых отложениях, содержащих также биогенный кремнезем, из которых один характеризуется высоким pH (8—8,5), а другой пониженным pH (около 7). В первом участке условия весьма благоприятны для растворения кремнезема; раковинки диатомей, радиолярий или спикулы губок будут здесь постепенно исчезать, обогащая раствор  $\text{SiO}_2$ ; при накоплении в последнем высоких содержаний кремнезема он начинает уходить в окружающее пространство с меньшим содержанием кремнезема в иловой воде, где и будет осаждаться. Но высокий pH, вызывающий растворение на нашем участке кремнезема, одновременно способствует садке здесь же  $\text{CaCO}_3$ , замещению им пустот от растворенных кремневых раковин. При этом по мере садки  $\text{CaCO}_3$  в данной точке на пополнение убывающих масс его из окружающего пространства будут подтекать новые порции  $\text{CaCO}_3$ . В результате на участке с повышенным pH произойдет потеря  $\text{SiO}_2$  и прирост  $\text{CaCO}_3$ , т. е. метасоматоз более или менее значительной части кремневого материала карбонатным, а также, возможно, и образование карбонатной конкреции, что мы нередко и наблюдаем в губковых мергелях. Иначе обстоит дело в точках с пониженным pH. Здесь условия очень благоприятны для растворения карбонатов, но неблагоприятны для удержания  $\text{SiO}_2$  в растворе: с понижением pH,  $\text{SiO}_2$  коагулирует и осаждается. В этих точках, следовательно, из осадка удаляется, рассеивается  $\text{CaCO}_3$  и в нем накапливается  $\text{SiO}_2$ , метасоматически замещая раковины или образуя кремневые конкреции. Так, точки с высоким и низким pH в осадке, возникшими в самом раннем диагенезе,

в последующее время как бы обмениваются веществами:  $\text{CaCO}_3$  идет в район высокого pH, кремнезем — в район низкого pH, пока разница их постепенно не выравнивается. При высокой буферности грунтовых растворов это выравнивание, однако, должно происходить лишь с крайней медленностью.

Другого рода явления вызываются разницей Eh. Наиболее низкий Eh возникает, как мы знаем, при наличии большого количества органического вещества; здесь же концентрируется и  $\text{H}_2\text{S}$ . Высокие значения Eh отвечают участкам, бедным  $\text{S}_{\text{орг}}$  и лишенным сероводорода; в таких участках в грунтовой воде Fe, Cu и другие металлы находятся в виде бикарбонатов. Так как сульфиды тяжелых металлов в воде почти нерастворимы, то на участках с сероводородом и низким Eh они выпадают в осадок. Концентрации металлов в грунтовом растворе здесь резко убывают, и сюда начинается подток материала из соседних точек, где Eh высок и сероводорода нет. Поступающие порции металлических ионов вновь осаждаются и концентрация сульфидов в данной точке осадка растет дальше, давая начало конкреции пирита, марказита и т. д. Очень часто местом образования такой конкреции является органический остаток (раковина, обрывок листа), создавший первоначально низкий Eh и сероводородный центр.

Отмеченные явления перераспределения веществ в силу неоднородности (пестроты) физико-химической среды в осадках, созданной в самые ранние моменты стадии диагенеза, впоследствии поддерживаются действием еще одного мощного фактора: влиянием сил кристаллизации. Известно, что скорость растворения вещества несколько растет с уменьшением размеров твердой частицы. Один и тот же раствор по отношению к мелким кристаллам является слегка недосыщенным, по отношению к крупным слегка пересыщенным. Это обстоятельство имеет своим следствием рост крупных кристаллов за счет растворения мелких или, иначе, перемещение вещества из некоторого пространства к точкам, где почему-либо ранее возникли кристаллы.

Перераспределение вещества в осадке под влиянием кристаллизационных сил как бы продолжает и завершает процессы миграции, возникшие под влиянием неоднородности физико-химических условий в разных точках осадка.

*Так, в результате совокупного действия целого ряда факторов взамен первоначального более или менее равномерного распределения диагенетических минералов в осадке возникает существенно неоднородное размещение их и, что особенно важно, образуются новые то единичные, то многочисленные центры «сгущения», концентрации минералов и слагающих их элементов.*

## 2. О некоторых специфических случаях перемещения веществ при диагенезе

Описанное в предыдущем перераспределение веществ представляет собою обычный и чаще всего наблюдаемый ход этого процесса при диагенезе. Наряду с «нормой» наблюдаются порою и ярко выраженные специфические отклонения от нее, заслуживающие отдельного разбора.

Одно из них демонстрируется так называемыми анкеритовыми известняками, описанными З. В. Тимофеевой (1959) для угленосной толщи Донецкого бассейна.

Эти известняки залегают то крупными линзами, то огромными пластами среди прибрежно-морских песчано-алевритовых отложений на недалеком по вертикали расстоянии над угольными пластами. В случае крупных линз анкериты нацело их слагают; при пластовом же залегании известняка ан-

кериты приурочиваются к нижней и верхней частям пласта, особенно к нижней, и имеют мощность от 0,3—0,5 до 1 м; мощность анкеритового слоя в верхней части известняка всегда меньше. *Срединная часть известнякового пласта никогда анкеритовых слоев не содержит.* От собственно известняков подошвенный и покровный слои анкеритового известняка отличаются часто повышенным содержанием обломочного материала и, что особенно важно, заметно повышенным содержанием валового Fe, не свойственным известнякам. Внутри анкеритового слоя анкерит распределен неравномерно, образуя то сгущения, то разрежения. Таким образом, сущность явления состоит в ненормально высоком содержании  $\text{FeCO}_3$  в карбонатной породе, причем обогащенные железом участки лежат специфически — у подошвы и кровли обычных известняковых пластов. Аналогичные случаи, судя по описанию, наблюдались А. А. Чумаковым в глинистой толще  $\text{C}_1$  западного склона Сев. Урала. Возникновение анкеритовых известняков рисуется следующим образом.

В седиментогенезе угленосной толщи анкеритовые известняки были обычными известковыми осадками с обычным же содержанием железа, но несколько обогащенными глинисто-алевритовым материалом у своей подошвы и кровли, т. е. в контакте с вмещающими терригенными породами, что естественно. В диагенезе физико-химическая среда в этих известняковых пластах отличалась несколько более высокими рН сравнительно с окружающими их алевритовыми илами и песками, что также вполне понятно. Это последнее обстоятельство и определило характер перемещений  $\text{FeCO}_3$  в диагенезе. В силу повышенных значений рН концентрация  $\text{Fe}^{2+}$  в иловой воде известняковых прослоев оказалась меньшей, чем в иловой воде алевритов и песчаников. Это с неизбежностью должно было вызвать поток  $\text{Fe}^{2+}$  из последних в первые, причем подтекающий  $\text{FeCO}_3$ , попадая в среду с более высокими рН, выпадал, обогащая краевые (подошвенную и покровную) зоны известнякового пласта. Преимущественное накопление  $\text{FeCO}_3$  в подошве объясняется тем, что на некоторой глубине под известняковым пластом залегал уголь, генерировавший много  $\text{CO}_2$ , мобилизуя действовавшей на  $\text{FeCO}_3$  промежуточных между углем и известковым пластом терригенных отложений. Когда известняковый пласт был достаточно мощен и проникновение  $\text{Fe}^{2+}$  к его срединным частям было невозможно, возникали лишь более или менее сильно выраженные верхняя или нижняя анкеритовые его оторочки. Когда же известняковый пласт был маломощен, подтекающий к нему  $\text{FeCO}_3$  достигал и центральных частей пласта и последний анкеритизировался нацело.

Из сути этого механизма вытекает, что явление анкеритизации пограничных поверхностей известняковых пластов, расположенных среди терригенных толщ, особенно обогащенных  $\text{C}_{\text{орг}}$ , должно быть широко распространено в природе. И то обстоятельство, что до сих пор о нем почти ничего не знали, доказывает лишь недостаточную полноту наших знаний.

Нетрудно видеть, что своеобразие процессов при анкеритизации известняков заключается в том, что возникшие в диагенезе растворы  $\text{FeCO}_3$  дали концентрацию не внутри породивших их тонкозернистых осадков, как это бывает обычно, а в близлежащем карбонатном пласте, куда удалялись благодаря своеобразию в последнем режима рН.

Аналогичные типы аномального размещения известны и в распределении сульфидов железа.

В норме наибольшее количество стяжений пирита (и марказита) встречается в серых и темных глинах, т. е. в тонкозернистых осадках, в которых и диффузно-рассеянные сульфиды Fe наиболее обильны. При переходе в алевролиты и особенно в пески, с одной стороны, в мергели и особенно в известняки, с другой, количество пиритных стяжений убывает, в соответствии с малым содержанием рассеянного в этих породах  $\text{FeS}_2$ .



В аномальных случаях, однако, наблюдается прямо противоположная картина — обилие стяжений  $\text{FeS}_2$  в песках или в известняках при меньшем развитии их в глинах. Причиной таких уклонений является вторичное перетекание  $\text{FeS}_2$  в более грубозернистые осадки из переслаивающихся с ним более тонкозернистых глинистых; перетекание это вызвано, как правило, аномально высоким содержанием в песках растительного детрита, создававшего в них аномально низкий  $E_h$ , либо просто гравитационно-диффузионным подтоком сульфидов из вышележащего глинистого пласта в нижележащий, более грубозернистый.

Наличие таких процессов удостоверяется рядом твердо установленных фактов. Известно, например, что в разрезе ордовика Прибалтики самый верхний слой чистых кварцевых оболочковых песчаников, мощностью в 3—15 см, лежащий непосредственно под диктиономовым сланцем, богатым органическим веществом и  $\text{FeS}_2$ , настолько обогащен пиритом, что превращен в сплошную пиритовую плиту с содержанием до 42—45%  $\text{FeS}_2$ . Протяженность плиты с запада на восток огромно — до 150 км. Вверху она обычно примыкает вплотную к диктиономовому сланцу, но иногда и заходит в нижние слои его. Внизу плита, постепенно теряя  $\text{FeS}_2$ , как бы расплывается в песчанике. Что мы имеем здесь дело с подтоком сульфидов железа сверху вниз из диктиономового сланца в оболочковый песчаник, не подлежит никакому сомнению и доказывается самым местоположением сульфидной плиты. В угленосной толще тульского возраста в окрестностях Боровичей давно известны и в свое время описаны А. Е. Ферсманом (1915) огромные — до 0,725 т — стяжения пирита в песчаниках, переслаивающихся с глинами и углями. Едва ли и здесь можно сомневаться в аллохтонном происхождении пирита и, в частности, в заносе его в песчаные породы из глин. Л. М. Бириной в Сталиногорско-Донском районе Подмоскovie указываются случаи сильной пиритизации известняков непосредственно под толщей угленосных пород, как известно, отличающейся обилием пирита вообще. Поскольку сульфиды железа, как давно уже указал А. Д. Архангельский, отличаются в диагенезе большой подвижностью, естественно полагать, что и в этом случае имел место занос  $\text{FeS}_2$  сверху — из угленосных отложений, вниз — в карбонатную толщу.

На этих примерах можно лишний раз убедиться в том, как многообразно изменяется течение процессов перераспределения веществ в диагенезе и насколько своеобразными делаются их результаты при локально и эпизодически возникающих специфических геологических условиях.

### 3. О геохимической подвижности элементов в процессах диагенеза

Поскольку перераспределение испытывают в диагенезе многие вещества, естественно выяснить, осуществляется ли миграция у всех соединений одинаковыми темпами, или же разные соединения отличаются разной геохимической подвижностью в зоне диагенеза?

Решение задачи может быть получено так. Определим содержание  $\text{Fe}_0$ ,  $\text{Mn}_0$ ,  $\text{P}_0$  в железо-марганцевых, сидеритовых, вивианитовых и других конкрециях и сравним его с содержанием тех же элементов во вмещающих породах ( $\text{Fe}_1$ ,  $\text{Mn}_1$ ,  $\text{P}_1$ ). Тогда отношения  $\text{Fe}_0:\text{Fe}_1$ ,  $\text{Mn}_0:\text{Mn}_1$ ,  $\text{P}_0:\text{P}_1$  дадут меру геохимической подвижности названных элементов в диагенезе.

В Черном море в области развития фазеолиновых илов часто наблюдается значительное количество железо-марганцевых конкреций, стянутых вокруг раковин.

Химический состав конкреций изучался Я. В. Самойловым и А. Г. Титовым (1917), которые получили следующие цифры (табл. 62).

Таблица 62

Химический состав железо-марганцовых конкреций в черноморских осадках, в %

| Станции          | Fe    | Mn    | P    |
|------------------|-------|-------|------|
| Меотида (обр. 1) | 31,11 | 8,44  | 1,45 |
| Меотида (обр. 2) | 25,6  | 9,49  | 1,08 |
| Альбатрос . . .  | 31,10 | 9,45  | 1,08 |
| Эдинька . . . .  | 22,82 | 12,39 | 2,98 |

Таблица 63

Геохимическая подвижность Fe, Mn, P в черноморских осадках

| Станции          | Fe  | Mn  | P    |
|------------------|-----|-----|------|
| Меотида (обр. 1) | 6,0 | 153 | 14,5 |
| Меотида (обр. 2) | 5,0 | 173 | 10,8 |
| Альбатрос . . .  | 6,0 | 152 | 10,8 |
| Эдинька . . . .  | 4,7 | 225 | 29,8 |

В самом же фазеолиновом илу среднее содержание Fe, Mn, P таково: Fe = 5,25% (от 3,81 до 8,76%); Mn = 0,055% (от 0,02 до 0,12%); P = 0,10% (от 0,09 до 0,11%).

Принимая эти средние величины Fe, Mn, P в илах за единицу, находим, что в железо-марганцовых конкрециях названные элементы концентрируются следующим образом (табл. 63).

Как видим, слабее всех концентрируется железо, значительно сильнее фосфор и максимально марганец. По возрастанию геохимической подвижности в зоне диагенеза названные элементы образуют четкий ряд: Fe → P → Mn.

Аналогичные соотношения вскрыты и в осадках оз. Байкал, изобилующих, как указывалось, диагенетическими новообразованиями (Князева, 1954)<sup>1</sup>. Чтобы убедиться в этом, примем средние величины Fe, Mn, P в

Таблица 64

Геохимическая подвижность Fe, Mn, P в осадках оз. Байкал

| Осадки                                                           | Fe          | Mn           | P            |
|------------------------------------------------------------------|-------------|--------------|--------------|
| Кремнистые осадки вообще . . .                                   | (4,35)<br>1 | (0,10)<br>1  | (0,14)<br>1  |
| Корочки в нижней части окислительной зоны, обр. 1 . . . . .      | 8           | 111          | —            |
| То же, обр. 2 . . . . .                                          | 5           | 60           | 20           |
| Тонкий алеврит вообще . . . . .                                  | (4,21)<br>1 | (0,086)<br>1 | (0,077)<br>1 |
| Темно-коричневая корочка в нижней части окислительной зоны . . . | 4,6         | 9,7          | —            |
| Охристый налет на корочке . . .                                  | 3,2         | 4,2          | —            |
| Рыхлое светло-оранжевое включение . . . . .                      | 0,4         | 8,2          | —            |
| Пески обычные . . . . .                                          | (3,08)<br>1 | (0,051)<br>1 | (0,057)<br>1 |
| Темно-коричневая плотная часть конкреции . . . . .               | 11,3        | 54           | 19           |
| Охристый налет на конкреции . .                                  | 9,2         | 51           | —            |
| Рыхлые темно-коричневые включения . . . . .                      | 3,5         | 119          | —            |
| Темно-коричневая корочка . . . .                                 | 6,4         | 55           | —            |

<sup>1</sup> В работе Н. М. Страхова и др. «Образование осадков в современных водоемах», 1954.

обычных кремнистых осадках, тонких алевролитах и песках за единицу и вычислим по отношению к ним количества тех же элементов в корочках и конкрециях (табл. 64).

Из цифр табл. 64 видно, что при образовании корочек и конкреций железо концентрировалось довольно слабо, в 0,4—11 раз по отношению к содержанию его во вмещающих осадках, фосфор уже в 19—20 раз, а марганец в 4—119 раз по отношению к исходным содержаниям их во вмещающих породах. Железо в ходе диагенетических миграций и здесь оказывается наименее подвижным элементом, фосфор более подвижен, а марганец наиболее подвижен и склонен давать наибольшие конкреции.

Очень интересно сравнить относительные концентрации Fe, Mn, P в тех реликтовых ожелезненных участках, которые сохраняются в восстановительной зоне кремнистых осадков оз. Байкал (табл. 65).

Таблица 65

Геохимическая подвижность Fe, Mn, P в осадках оз. Байкал

| Осадки                    | Fe     | Mn     | P      | Осадки           | Fe   | Mn    | P    |
|---------------------------|--------|--------|--------|------------------|------|-------|------|
| Кремнистые осадки         | (4,35) | (0,10) | (0,14) | Обр. 7 . . . . . | 3,7  | 6,5   | 11,0 |
|                           | 1      | 1      | 1      | » 8 . . . . .    | 2,5  | —     | 6,4  |
| Ожелезненные<br>прослойки |        |        |        | » 9 . . . . .    | 1,6  | —     | —    |
| Обр. 1 . . . . .          | 3,0    | 57,7   | 11,7   | » 10 . . . . .   | 1,5  | 162   | 3    |
| » 2 . . . . .             | 2,7    | 8,1    | —      | » 11 . . . . .   | 0,5  | —     | 0,7  |
| » 3 . . . . .             | 4,7    | 4,3    | 21,6   | » 12 . . . . .   | 1,08 | 91,8  | —    |
| » 4 . . . . .             | 7,2    | 5,5    | —      | » 13 . . . . .   | 2,5  | 520,6 | —    |
| » 5 . . . . .             | 8,2    | Нет    | —      | » 14 . . . . .   | 6,0  | 77,9  | —    |
| » 6 . . . . .             | 3,2    | 6,2    | 2,7    | » 15 . . . . .   | —    | 60,3  | 14,7 |

Помимо общего подтверждения вышесказанного, табл. 65 вскрывает еще интересную и важную деталь. Железо, марганец и фосфор не только в разной степени концентрируются в одних и тех же точках осадка, но и стремятся обособиться друг от друга, сосредоточиваясь около разных центров и максимально освобождаясь от «загрязняющих» примесей. Так, обр. 10, 12 и 13 дают картину почти исключительного сосредоточения Mn, к которому Fe и P примешиваются лишь в очень малой степени: железо концентрируется всего в 1,08—2,5 раза выше, чем во вмещающих породах, фосфор в 3 раза, а Mn в 91,8—520,6 раза. В вивианитовых конкрециях, по специально сделанному анализу, железо сконцентрировано всего в 7 раз сравнительно со вмещающими породами, фосфор же в 85 раз. В обр. 5, напротив, железо сконцентрировалось в 8,2 раза по сравнению с вмещающими породами и полностью очистилось от Mn (и, вероятно, в очень большой степени и от P). Таким образом, в охристых железистых слоях, в марганцовистых корочках и в вивианитовых включениях илов выявляется не только различная геохимическая подвижность Fe, Mn и P, но и их тенденция к изоляции друг от друга, к образованию обособленных накоплений, иначе говоря, к химической дифференциации вещества в осадке. Несомненно, что аналогичные явления будут установлены и при изучении других элементов. Разная геохимическая подвижность элементов и наклонность их к образованию обособленных скоплений — характерные черты геохимии диагенеза вообще.

#### 4. О перераспределении в диагенезе вещества скелетных остатков организмов

Подобно тому как органическое вещество в диагенезе осадков испытывает глубокие химические изменения и существенно меняет свою морфологию, минеральные скелетные остатки организмов также включаются в общий ход химико-минералогических превращений и испытывают более или менее глубокие и разносторонние преобразования. Судьба скелетных остатков несколько меняется в зависимости от того, являются ли они подчиненной составной частью в инородной материальной среде, например — кальцитовые и кремневые раковины в песчаных, алевроитовых и глинистых отложениях, или же образуют массовые, приблизительно гомогенные чистые накопления, например — органогенные известковые и кремнистые отложения.

Так как в диагенезе всегда имеет место некоторое растворение известковых и кремневых раковин (в силу генерации  $\text{CO}_2$  от разложения органического вещества и резкой недосыщенности исходной иловой воды кремнеземом), то это неизбежно приводит к разрушению некоторой части первоначально захороненного раковинного материала и к исчезновению ее из осадка. Растворенные  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  частью диффундируют в наддонную воду и навсегда уходят из осадка, частью перетекают из одних точек осадка в другие (или в соседние по горизонтали и вертикали) слои и здесь обратно выпадают, образуя конкреционные тела, участки цементации, отдельные кристаллы, бесформенную карбонатную и кремневую импрегнацию и т. д. Первоначальная обогащенность осадка разлагающимся органическим веществом всегда интенсифицирует эти процессы разрушения раковинного материала и переотложения составляющих его веществ. В результате первоначальное содержание раковинного материала в осадках убывает, и он вовсе может исчезнуть из породы; она делается палеонтологически немой. Но обычно все же остаются более или менее ясные следы бывшего наличия раковинных скелетов. Чаще всего это негативные отпечатки раковин на вмещающей породе, покрытые тонкой, едва уловимой пленочкой кальцита, а также так называемые внутренние ядра (отливы) раковин. Довольно часто растворенный кальцит одних раковин образует стяжения вокруг других органических остатков; получается толща или пласт безызвестковой породы, в которой органические остатки встречаются только внутри карбонатных конкреций; так обстоит дело, например, в разрезе  $\text{Sr}_1$  Ульяновской и Саратовской областей и других мест. В фосфоритовых желваках многих фосфоритовых месторождений (например, валанжинских вятских) сохраняется много радиолярий, тогда как во вмещающих желваки породах они нацело исчезли. При такого рода диагенетическом разрушении раковинного материала имеет место некоторая селекция форм: раковины с арагонитовым скелетом исчезают раньше и в большей степени сравнительно с кальцитовыми; тонкораковинные формы быстрее толстораковинных и т. д.

Легко понять, что чем меньше раковинных остатков в исходном осадке, тем сильнее — при прочих одинаковых условиях — их разрушение и исчезновение из осадка. С возрастанием массы раковинного материала улучшаются и условия его сохранения (консервации). Дело в том, что при обычных наблюдающихся содержаниях  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадке количество генерируемой в диагенезе  $\text{CO}_2$  ограничено и, стало быть, доля растворяемого и выносимого раковинного материала относительно возросшей общей массы его неизбежно должна убывать.

В известковых осадках, богатых не только раковинным материалом, но и тонкодисперсным  $\text{CaCO}_3$ , процессы диагенетического преобразования  $\text{CaCO}_3$  происходят несколько иначе. Растворение углекислого кальция под влиянием  $\text{CO}_2$  затрагивает уже не раковины, а тонкодисперсную фазу  $\text{CaCO}_3$ .

Диagenетические преобразования такого высококарбонатного осадка относительно несложны и сводятся главным образом к структурным его изменениям. Арагонитовые раковины замещаются кальцитовыми, реже исчезают из состава породы вообще. Кальцитовые раковины фораминифер, двустворок и др. нередко в большей или меньшей мере гранулируются, т. е. распадаются в мельчайший порошокобразный кальцит, в других случаях перекристаллизуются. Микрозернистый — часто пелитоморфный — кальцит также испытывает перекристаллизацию, так что пелитоморфные известковые илы становятся тонко- или даже среднекристаллическими известняками. Небольшая примесь  $MgCO_3$  в раковинах, освобождаясь из них в диагенезе, образует доломит, который дает в породах небольшие прихотливых очертаний пятна, линзы, штоки, метасоматически замещающие первичные кальцитовые участки. Железистые и марганцовистые соединения, всегда имеющиеся в составе осажденного на дно материала, в диагенезе дают, с одной стороны, глауконитовые и пиритовые зерна весьма разнообразной формы и размеров, с другой — карбонатные соединения  $FeCO_3$  и  $MnCO_3$ , обычно ассоциирующиеся с доломитами в виде его железистой разновидности, частью и с кальцитом. Кремневые органические остатки, обычно свойственные карбонатным осадкам, частично, а иногда и полностью растворяются, а возникший таким путем кремнезем переотлагается, формируя то кремневые стяжения, то участки диффузной импрегнации, то замещения кальцитовых раковин организмов.

Преобразования кремнистых осадков происходят иным путем. Он определяется тем, что исходная иловая вода резко недосыщена  $SiO_2$ , и тем, что кремнезем образует ряд твердых водных и безводных фаз с разной растворимостью в одних и тех же условиях. Опираясь на работу Уайта (1957), эти фазы можно расположить в следующий ряд по убыванию растворимости:

|                                                   |                                                      |            |       |
|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------|------------|-------|
| биогенный опал →                                  | неорганические →                                     | халцедон → | кварц |
| (раковины диатомей, радиолярий, иглы губок и пр.) | и опалы (серия разностей с убывающей растворимостью) |            |       |

Оба указанные обстоятельства ведут к тому, что в кремнистом осадке тотчас по его сформировании начинается растворение кремневых раковин и обратное осаждение менее растворимого глобулярного опала; диатомовый осадок превращается в опаловую опоку или трепел. На следующей стадии происходит обезвоживание глобулярного опала и превращение его в микрозернистый халцедон (люсатит и др.) и кварц. Все эти процессы, однако, протекают в разных случаях с существенно разной силой. В одних горизонтах они приводят к полной замене раковинного кремнезема глобулярным опалом или крипто-микрокристаллическим халцедоном; раковинки диатомей или радиолярий и губок полностью исчезают из породы. В других — переработка раковинного материала совершается не до конца, так что на фоне аморфного кремнезема еще уцелевает некоторое количество органических кремневых остатков. Наконец, встречаются примеры и сравнительно слабой переработки раковин в микрозернистую или аморфную кремневую массу. Что контролирует интенсивность диагенетической переработки органогенного кремневого материала — остается пока совершенно не ясным. Можно лишь думать, что известную роль играет здесь характер исходного материала: сильно растворимые формы биогенного опала перерабатываются в минеральные быстрее и полнее, чем формы менее растворимые. Существенное значение имеет, вероятно, также относительная быстрота уплотнения осадка, ибо при большой скорости литификации все реакции преобразования веществ в диагенезе скоро обрываются, в особенности такие медленно текущие, как преобразования разных форм крем-

незема, и биогенный кремнезем оказывается в большей или меньшей степени не переработанным.

Разбирая вопросы о преобразовании в диагенезе веществ, составляющих раковинные скелетные остатки, нужно иметь в виду, что процессы, начавшиеся еще в ранние моменты диагенеза, продолжают и в поздние его эпохи и, по всей вероятности, происходят также и на стадии катагенеза. Поэтому мы в состоянии пока наметить лишь общее направление преобразований, но не можем точно определить объем их, т. е. указать конкретно, на чем останавливаются преобразования в диагенезе и что происходит уже в катагенезе; уточнение этого вопроса — дело будущего. Впрочем, едва ли можно вообще наметить точно этот объем для всех случаев диагенеза органических осадков. Вероятно, в частных геологических условиях он сильно варьирует.

#### IV. ЭТАПЫ ДИАГЕНЕЗА И ИХ ОСОБЕННОСТИ

В отличие от седиментационного акта, протекающего в водной массе бассейнов, диагенез осадков представляет собою длительный процесс, растягивающийся на многие десятки и даже сотни тысяч лет. В нем неизбежно поэтому должны существовать некоторые естественные этапы, различающиеся друг от друга существом происходящих в осадке явлений и самим характером господствующей в них среды. В настоящее время об этих этапах можно говорить с разной степенью уверенности и достоверности, но даже и в таком виде они представляют существенный интерес, позволяя глубже осознать диагенез и наметить проблемы его дальнейшего изучения.

Мне представляется, что при современном состоянии знаний можно, в качестве рабочей схемы, выделить по крайней мере три этапа.

*Первый может быть назван этапом окислительного минералообразования.* Он охватывает верхнюю пленку осадка от немногих миллиметров до 20—40 см, как максимум. В это время в прибрежной зоне формируются железо-марганцевые конкреции, несколько дальше от берега — глауконит, фосфориты, а в глубоководных океанических илах преимущественно марганцевые конкреции в комбинации с цеолитами (филипсит и др.).

*Второй этап диагенеза есть этап восстановительного минералообразования.* К нему относятся более глубокие горизонты колонок современных осадков мощностью в 2—4 и более (до 10?) метров. В этот этап за счет переработки материала окислительной зоны формируется подавляющее большинство устойчивых аутигенных минералов моря — силикаты, карбонаты, сульфиды Fe, Mn и других металлов, возникают двойные соли и т. д. Одновременно оформляется минералогическая зональность моря, выражающаяся в смене силикатов Fe, Mn и других металлов на карбонатные и сульфидные по мере удаления от берега к центру бассейна.

*Третий этап диагенеза есть этап перераспределения аутигенного материала и возникновения в осадке конкреций, зацементированных участков и разнообразных метасоматических замещений.* Физико-химическая среда по-прежнему остается восстановительной и потому формирования каких-либо новых минеральных видов в это время не происходит или почти не происходит. Основное содержание этапа заключается в перераспределении уже имеющихся, но диффузно рассеянных в осадке аутигенных минералов. Выделение этого этапа в качестве особого в общем ходе диагенеза основывается на двух соображениях. Как указывалось уже, в верхних 2—4 и более метрах осадков сколько-нибудь заметного конкрецитообразования обычно не происходит<sup>1</sup>. Однако в тех немногих случаях, когда исследова-

<sup>1</sup> В специфических условиях очень замедленной седиментации и частых переминов осадка конкреции сильно приближены к поверхности дна и кажутся возникающими прямо над этой поверхностью (фосфориты, глаукониты, оолиты, Fe, Mn и др.).

тель сталкивался с аналогичными, но заведомо более древними отложениями, обнажающимися на берегу, либо вскрытыми на дне бассейна вследствие уничтожения молодых слоев, как, например, на ряде участков морей Малайского архипелага, вся гамма конкреционных образований уже налицо.

При этом характерно, что пиритовые и сидеритовые конкреции, выведенные на современную поверхность дна морей, несут на себе следы приспособления к новой обстановке в виде ржаво-бурой поверхностной пленки, возникшей за счет окисления закиси Fe (Andree, 1920). Принадлежность сидеритовых, пиритовых и баритовых конкреций более глубоким горизонтам осадка в данном случае несомненна. Но и доломитовые конкреции дна Атлантического океана (например, на отмели «Сена»), как известно, также несут следы отложения в другой обстановке, чем та, какая существует в океане сейчас, т. е. происходят из более глубоких слоев осадка, ныне выведенных на поверхность (Philippi, 1907). Все эти данные и заставляют относить главную фазу перераспределения веществ в осадке, одним из признаков которого является образование конкреций, к более позднему этапу диагенеза, чем те два первые этапа, какие зафиксированы обычными колонками современных отложений.

Параллельно с перераспределением вещества на третьем этапе имеет место также и прогрессирующее уплотнение осадка, потеря им воды и литификация. Именно этот процесс и является, надо думать, фактором, определяющим ход перераспределения вещества в осадке путем диффузии ионов и тем самым заканчивающим третий этап.

Что касается длительности третьего этапа, то у нас нет данных для точного его определения. Учитывая крайнюю медленность явлений диффузии в тонкодисперсных средах, можно утверждать лишь, что длительность эта значительна и, вероятно, во много раз превосходит длительность двух первых этапов; соответственно, мощность зоны, отвечающей этапу перераспределения, измеряется, вероятно, минимум несколькими десятками метров.

Что же представляют собою только что возникшие осадочные породы? *С точки зрения физико-механических свойств это образования, по большей части лишь незначительно отличающиеся от осадков.* Галечники и пески, как правило, рыхлы и только локально содержат цементированные или относительно уплотненные прослой. Алевритовые илы также рыхлы и уплотнены лишь местами. Глинистые осадки потеряли текучесть и всю свою свободную воду, но еще пластичны: окаменение их чисто спорадическое и вызвано конкрецееобразованием. Но известняки и вообще богатые  $\text{CaCO}_3$  породы по большей части, но не всегда, уже в значительной степени окаменели и лежат среди рыхлых вмещающих осадков каменными плитами и линзами. В известной мере это относится к накоплениям кремнезема (опоковидные породы), алюминиевых, железных и марганцевых руд и фосфатов. В целом же только что сформированные морские породы представляют собою в общем слабо уплотненные тела со спорадически рассеянными в них участками окаменения.

С физико-химической стороны осадочные породы, напротив, радикально отличны от только что возникших осадков; неуравновешенная система из многих компонентов с противоречивыми свойствами сменяется системой внутренне уравновешенной; твердые, жидкие и газообразные фазы, так сказать, пригнаны друг к другу, а первоначальные различия в концентрациях веществ, pH и Eh в иловых водах разных точек осадка выравнены процессами перераспределения диагенетических минералов. Система пришла в равновесие или очень близко подошла к нему в термодинамических условиях данного участка земной поверхности. Внешним выражением этого уравновешивания являются многочисленные диагенетические минералы, отсутствующие в свежесформированном осадке и всегда присутствующие в осадочной породе, а также многочисленные следы перераспределения этих

минералов с образованием их локальных сгущений, являющихся одновременно и центрами окаменения. Литогенез в условиях водоема завершен.

Добавим, что для нормального течения и завершения диагенеза, как он понимается мною, необходимо непрерывное сохранение над осадком водной массы бассейна, а также отсутствие подводного перемывания и переотложения осадка и сколько-нибудь заметной деятельности илоедов. Только при этих условиях уравнивающаяся физико-химическая система пройдет гладко через все три охарактеризованные этапа без возвратов вспять, без разрушения уже созданных новых минералов и т. д. и, так сказать, полностью реализует заложенные в ней при седиментогенезе возможности. Если указанные условия не реализуются, если осадок хотя бы временно выходит из-под воды, или даже часто взмучивается под водой, либо многократно перерабатывается илоедами, причем по ходам последних кислород проникает в глубокие горизонты илов, течение диагенеза становится очень сложным. Периоды восстановления многократно сменяются периодами окисления, что создает сложные текстурно-структурные соотношения между диагенетическими минералами; примером могут служить описанные выше структурные соотношения в оолитовых железных рудах, фосфоритах и др. Но даже и в этих условиях общее направление и сущность диагенетических процессов остаются теми же, что были описаны, только достижение физико-химического равновесия идет сложным путем, так сказать, скачками.

#### У. О ЗНАЧЕНИИ ДИАГЕНЕЗА В ОБРАЗОВАНИИ ВЫСОКИХ НАКОПЛЕНИЙ; ЭЛЕМЕНТОВ

Одной из главнейших задач этой книги является анализ процессов осадочного рудообразования. Генезис руд больше всего интересовал нас в предыдущих главах при характеристике гумидного седиментогенеза. Сейчас, заканчивая изложение общей схемы преобразования веществ в диагенезе гумидных отложений, естественно поставить вопрос: как же сказываются на формирующихся рудных породах процессы, протекающие в диагенезе? Что нового вносят они в создание рудного тела?

При обсуждении этого вопроса следует различать две его стороны: а) влияние диагенеза на формирование минералого-петрографического облика рудного тела; б) влияние его на концентрацию рудообразующего компонента.

Роль диагенетических преобразований в оформлении минералого-петрографических признаков любого высокопроцентного накопления в настоящее время не вызывает сомнений. Возникновение силикатов, карбонатов и сульфидов железа, присутствующих в рудном теле; карбонатов марганца, сульфидов Pb и Zn; образование бобовин, оолитов, пизолитов и конкреций, обширных пластообразных накоплений сульфидов и карбонатов Fe и Mn, а также пятен доломитов в одних пунктах при отсутствии в других; бесформенные импреньяции, названными солями; разнообразнейшие фитоморфозы и зооморфозы, наконец, явления перекристаллизации компонентов, — все это, несомненные, результаты прежде всего диагенетических преобразований рудного материала и перераспределения его в пласте. В некоторой степени в них сказывается также влияние и последующей — катагенетической стадии; но обычно катагенез, особенно ранний, только продолжает изменения, начавшиеся в диагенезе, почему их и трудно отчетливо разграничить. Таким образом, *тот минералого-петрографический облик любого рудного накопления, какой свойствен ему сейчас, возник только после прохождения рудного пласта через стадию диагенеза.*

Сложнее обстоит с влиянием диагенетических процессов на возникно-



вание существующей в настоящее время концентрации рудного элемента в рудном месторождении. С этой точки зрения все осадочные рудные месторождения можно подразделить на три группы.

*К первой относятся типы руд, в которых концентрации рудного компонента возникают практически уже в процессе седиментогенеза; в диагенезе дело ограничивается только химико-минералогическими преобразованиями рудного осадка при сохранении первичной концентрации, а иногда даже и некоторой убыли, созданной в седиментогенезе массы рудного тела.*

Типичными представителями этой группы являются известковые и кремнистые породы, угли, горючие сланцы, бокситы, оолитовые железные руды. При этом при диагенезе углей и горючих сланцев часть органического вещества заведомо разрушается и общая масса его в породе убывает против исходной; то же касается в известной мере кремнистых пород,  $\text{SiO}_2$  которых частично уходит в воду. Но все эти потери, как правило, второстепенны. У остальных же членов группы ни сколько-нибудь заметных потерь, ни уловимой прибыли масс рудного компонента в результате диагенеза проследить не удается.

*Ко второй группе относятся те руды, у которых процессы диагенетического преобразования исходного осадка сопровождаются возникновением дополнительных повышенных концентраций рудного компонента, так сказать, обогащением руды. Прекрасным примером этой группы являются карбонатные руды марганца, желваковые фосфориты, вкрапленные руды свинца, цинка, меди, в тех исключительных случаях, когда они возникают в гумидных областях, пятнистые метасоматические доломиты. Причиной дополнительного концентрирования элемента в рудном пласте являются резко выраженные процессы конкрециеобразования, собирающие в крупных и мелких стяжениях более высокие массы рудного компонента, чем это было в исходном рудном осадке при первоначальном равномерном распределении компонента. По имеющимся единичным определениям, степень дополнительного диагенетического концентрирования колеблется от немногих процентов до 20—30% от исходных содержаний (см. гл. IV, подсчеты В. И. Грязнова, для никопольских марганцевых руд). Учитывая заметную концентрирующую роль диагенеза, описываемую вторую группу накоплений целесообразно именовать седиментационно-диагенетической.*

*Третью группу образуют такие руды, которые формируются как руды целиком в процессе диагенеза, в результате происшедшего интенсивного перераспределения веществ. В седиментогенезе на месте руды формировался слой осадка с обычным кларковым или лишь слегка повышенным содержанием рудного компонента. Высокие концентрации образовались только на стадии диагенеза, в результате привноса в этот слой веществ из соседних по горизонтали и (или) по вертикали слоев. Поэтому самую рудную группу следует именовать диагенетической.*

До недавнего времени единственным представителем диагенетических руд были конкреционные сидериты; сейчас обнаружены еще и другие диагенетические сидеритовые руды, которые характеризуются обширным развитием процессов метасоматоза и потому могут быть названы метасоматодиagenетическими, в отличие от первых — конкреционно-диагенетических.

Конкреционно-диагенетические сидеритовые руды возникали в весьма разных фациальных обстановках: среди аллювиальных и дельтовых отложений, осадков озер, болот и морей; в этих отношениях их фациальный профиль повторяет фациальный профиль оолитовых руд. Но локализация конкреционно-диагенетических руд внутри одноименных фациальных обстановок совершенно иная, чем у рудоолитовых. В речных долинах они никогда

не возникали в русловом аллювии, в обстановке повышенной гидродинамической активности, но всегда на пойме, в отложениях старичных озер, в затишной зоне, среди тонкозернистых осадков — глинистых алевролитов, алевроитовых глин. В дельтах они гнездятся среди аналогичных пород авандельты и глинистых осадков озерно-лагунных водоемов наземной части дельты. В озерах сидериты типичны для глинистых алевроитов и глин центральных частей водоемов, а также для участков переслаивания этих осадков с алевроито-песчаными. В морских бассейнах сидеритовые накопления приурочены к глинистым и алевроитовым отложениям нижней части шельфа и началу континентального склона; при этом главная масса их здесь тяготеет к периферии глинистых отложений, постепенно выклиниваясь к центральным, более глубоким зонам моря. Таким образом, с точки зрения фациальной конкреционно-диагенетические руды образуют ряд, параллельный ряду седиментационных оолитовых руд, но явственно сдвинутый в область гораздо более тонкозернистых отложений, отвечающих спокойному придонному гидродинамическому режиму. При этом в совершенно подавляющем большинстве случаев конкреционно-диагенетические сидеритовые руды формировались независимо от оолитовых и в такие моменты истории Земли, когда последних не возникало. Лишь редко оолитовые и конкреционно-сидеритовые руды образовывались одновременно; в таких случаях нижние по склону части оолитовых руд, все более обогащаясь сидеритом, нечувствительно переходили в конкреционно-сидеритовые руды, развивавшиеся на их продолжении, и граница между ними становилась расплывчатой.

Чрезвычайно характерно для конкреционно-сидеритовых руд их ярко выраженное тяготение к угленосным, особенно паралическим толщам, т. е. свитам, обогащенным органическим веществом. Подавляющая масса этих руд связана именно с угленосными формациями, являющимися специфическим их местоположением, как по числу месторождений, так и по запасам руд, измеряющимся многими десятками миллиардов. В этих паралических формациях можно наблюдать и все разнообразие фациальных условий образования сидеритовых руд. Лишь в ограниченном числе случаев сидеритовые руды выходят за пределы угленосных отложений и залегают в озерных и морских терригенных толщах; запасы таких месторождений обычно ничтожные или малые.

Классическим примером конкреционно-сидеритовых руд являются сидериты верхнекаменноугольных бассейнов Аппалачей, Англии и Германии (Вестфалия, Силезия). Менее известны и характерны аналогичные руды в паралических же мезозойских и третичных угленосных толщах на Камчатке, по побережью Охотского моря 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. Обычно это ряд тесно сближенных, караваеобразных, очень крупных конкреций, иногда сливающихся в сплошной непрерывный маломощный прослой. Лишь в качестве исключения конкреции и слои бывают образованы чистым сидеритом; в норме же заключают много примесей в виде глины или угольного вещества, что и обуславливает черный цвет руды и ее рудничное название «черная плита» (black-band). Внутри конкреций часто находятся растительные остатки, места 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-фосфатного пласта (Kukuk, 1939). Примерами конкреционно-сидеритовых руд, не связанных с угленосными отложениями, являются озерные омутнинские руды Кировской области, аналогичные им выксунские руды на Оке, а

также морские руды нижнего карбона области Коми, присамурские руды Дагестана и др. Характер их залегания совершенно тот же, что в рудах угленосных отложений.

Интересно, что если месторождения оолитовых руд, хотя бы и в ограниченном числе случаев, залегают своими хвостами в карбонатных отложениях, то конкреционно-сидеритовые никогда в такой ассоциации не встречаются. Напротив, для вмещающих эти руды пород характерна их полная безызвестковистость, либо ничтожное содержание  $\text{CaCO}_3 (+ \text{MgCO}_3)$  в пределах немногих процентов. При увеличении известковистости сидеритовые конкреции быстро сменяются анкеритовыми, все более обогащенными  $\text{CaCO}_3$ , и конкреционные образования перестают быть железной рудой. В тех немногих случаях, как месторождение Бакальское и ему аналогичные, когда сидеритовые конкреционные руды лежат пластообразно среди карбонатных толщ, всегда имеются достоверные признаки эпигенетического образования их, благодаря воздействию гидротермальных растворов; традиционная сейчас трактовка этих месторождений в качестве осадочных несомненно ошибочна. Интересны некоторые детали химического состава конкреционно-сидеритовых руд, представленные табл. 66.

Таблица 66

Состав железных сидеритовых руд., в %  
(по А. Д. Архангельскому и Е. В. Копченовой)

| Месторождения         | Fe    | Mn   | P    | V             | As  | Cr   | Ni  | Co  | Cu  |
|-----------------------|-------|------|------|---------------|-----|------|-----|-----|-----|
|                       | в %   |      |      | в $10^{-4}$ % |     |      |     |     |     |
| Майкопские (6 обр.)   | 33,94 | 4,17 | 0,51 | Нет           | Сл. | Нет  | Нет | Нет | 30  |
| Юрские (4 обр.) . . . | 42,17 | 0,79 | 0,11 | »             | »   | »    | Сл. | »   | 30  |
| Тульские (8 обр.) . . | 53,39 | 0,12 | 0,30 | 130           | 90  | Сл.  | 30  | »   | Сл. |
| Алапаевские (22 обр.) | 47,03 | 0,12 | 0,08 | Нет           | 20  | 1100 | 770 | Сл. | »   |

Бросается в глаза, что фосфор и марганец являются постоянными компонентами сидеритовых руд, причем нередко показывают значительно повышенный кларк концентраций в них. Напротив, малые элементы либо встречаются в них в обычных для вмещающих глин концентрациях, либо находятся в следах и даже отсутствуют вообще. Единственным исключением являются алапаевские руды; но здесь резкое накопление Cr и Ni объясняется близостью массивов ультраосновных пород, т. е. специфическими локальными условиями.

Сущность механизма формирования конкреционно-сидеритовых руд после изложенного выше ясна и едва ли требует длинных разъяснений. Их образование связано с обычным для диагенеза перераспределением веществ; специфика процесса в данном случае заключается в напряженности этого перераспределения, в гораздо более интенсивном его течении, чем обычно. Вопрос, следовательно, сводится к отысканию причин интенсификации диагенетических миграций  $\text{FeCO}_3$ .

Можно было бы думать, что причиной является повышенное против кларка содержание Fe во вмещающих породах и его принос сюда в форме растворов, что, вообще говоря, могло бы способствовать возрастанию масс железа, мобилизуемых в диагенезе. Однако, специальные определения Fe как в угленосных толщах вообще, так и в их сидеритоносных отрезках (Тимофеева, 1959) показали, что это не так; железо неизменно оставалось на кларковом уровне в 4,5—5,2%. Совершенно обычны также и соотношения между оболочочным и легко подвижным реакционно-способным желе-

зом во вмещающих породах; последнее составляет 70—90 % от валового, первое 10—30 %; поэтому нет оснований говорить об усиленном поступлении железа в химически растворенной форме, как о факторе сидеритообразования. Иначе говоря, *усиленная подвижность железа при возникновении конкреционно-диагенетических сидеритовых руд связана вовсе не с особенностями вноса железа в водоем, а с особенностями среды диагенеза.*

Таких особенностей было, видимо, три. *Во-первых*, среда эта отличалась пониженным pH, около 6,8—7,2, что, как известно, способствует миграциям  $\text{FeCO}_3$  и создает большие возможности его перераспределения; эти низкие pH вытекают из безызвестковости осадка, вмещающего руды; с увеличением известковистости рудообразующий процесс тормозится, ибо pH растворов растет и возможности для массового перераспределения  $\text{FeCO}_3$  убывают. *Во-вторых*, количество  $\text{CO}_2$  в иловых водах, благодаря наличию погребенных торфяников в разрезе толщи или повышенному содержанию  $\text{C}_{\text{орг}}$  во вмещающих породах, было резко увеличено, что также способствовало вовлечению в перераспределении больших, чем обычно, масс  $\text{FeCO}_3$ . *В-третьих*, наконец, усилению процессов концентрирования способствовала, вероятно, замедленная литификация осадка, ибо это позволяло перераспределению  $\text{FeCO}_3$  длиться более долгий срок и вовлекать в миграцию большие массы веществ, чем обычно.

Комбинация первого и второго факторов типична для угленосных толщ; она была, видимо, и наиболее эффективной, если судить об этом по приуроченности подавляющей массы конкреционно-сидеритовых руд именно к угленосным толщам. Комбинация первого и третьего факторов характерна для сидеритовых руд вне угленосных отложений; она встречалась гораздо реже и была гораздо менее эффективной, породившей небольшие массы сидеритовых рудных накоплений.

Существенно иным был механизм образования метасоматическо-диагенетических руд, раскрытый на примере Березовского месторождения, изученного в последнее время Ю. П. Писцовым. Хотя это месторождение пока уникально, оно принципиально весьма интересно, почему мы на нем и остановимся.

Березовское месторождение расположено в восточном Забайкалье в 12 км на юго-восток от Нерчинского завода; оно сложено кластической толщей нижнемелового возраста, выполняющей глубокую депрессию в сильно дислоцированных породах нижнего палеозоя; мощность толщи около 500—600 м. В прибортовой части депрессии нижние горизонты кластической толщи обычно представлены конглобрекциями из слабо окатанных галек известняка, кварцита, различных сланцев, реже гранитоидов; размер галек в среднем 2—3 см, но встречены и крупные глыбы; цемент — песчаный сидеритизированный материал. С передвижением к центру депрессии грубообломочные породы выклиниваются, замещаясь алевролитами. Главная часть кластической толщи сложена тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами.

Железородной толщей является прибрежная конглобрекциевая фация. Руды залегают в ней в виде линз и пластообразных тел общим количеством 6. «Главное рудное тело» протягивается на 2,8 км, обнажаясь на восточных склонах гор Ягодной и Ольховой; мощность его изменяется в пределах 30—170 м при среднем в 74 м. По падению к центру впадины оно сокращается до полного выклинивания, что происходит за счет уменьшения степени сидеритизации конглобрекций и замещения их алевролитами. Остальные 5 рудных тел имеют меньшие размеры:  $320 \times 100 \times 70$  м;  $1700 \times 400$  (900)  $\times 20$  м и т. д.

Сидерит частью замещает галечный материал конглобрекций, частью образует цемент галек. Ю. П. Писцов выделяет три типа цемента.

«1. *Песчанисто-сидеритовый*, напоминающий разнoзернистый песчаник

с сидеритовым цементом. Зерна состоят из нацело или частично сидеритизированного известняка, кварцита, кварца и кварцево-серицитового сланца.

«2. Сидеритовый цемент с реликтовым обломочным строением состоит из нацело сидеритизированных зерен, по всей вероятности, известняка и редких песчинок кварца, скрепленных скрытокристаллическим сидеритом. Очертания сидеритизированных обломков, как правило, расплывчатые и отличить их от цемента можно только по различной интенсивности бурой окраски.

«3. Сидеритовый цемент без реликтовых структур встречается редко, в основном в виде небольших участков. Под микроскопом видно, что он состоит из скрытокристаллического сидерита, в котором наблюдаются мельчайшие зерна кварца и редкие кристаллики пирита.

«Четких границ между описанными типами цемента нет. Все они сменяют друг друга через переходные формы. Характер рудного цемента в железистых конглобрекциях показывает, что он образовался в результате более или менее полного замещения сидеритом мелкообломочного в основном известкового материала, ранее заполнявшего промежутки между гальками.

«Так как мелкообломочный цемент железистых конглобрекций замещен сидеритом значительно интенсивнее галек, качество первичных руд в основном определяется количественными соотношениями цемента и галек. В богатых рудах сидеритовый цемент составляет около 50 % от объема руды, в бедных 10—20 %. В соответствии с этим содержание железа в первичных рудах колеблется от 20 до 40 %».

Наряду с метасоматозом нижнемеловых конглобрекций, в одном месте находится участок палеозойских известняков, также замещенных сидеритом. Сидерит выполняет здесь, с одной стороны, густую сеть трещин, с другой — сам известняк в той или иной мере замещен сидеритом. «Руды эти, — пишет Ю. С. Писцов, — часто сохраняют текстуру исходной породы — полосчатость, слоистость и т. д., но в наиболее интенсивно передробленных участках почти не отличимы от железистых конглобрекций железорудной толщи».

При истолковании генезиса березовских сидеритовых руд нужно исходить из того факта, что формы нахождения сидеритового материала с несомненностью указывают на поступление его *в растворенном состоянии*, с обильным содержанием  $\text{CO}_2$  в растворе и с относительно низким рН его, что и обуславливало активное воздействие раствора на известковый, частью же и сланцевый материал конглобрекций. Отсутствие каких-либо признаков гидротермальных изменений во вмещающих породах не позволяет связывать поступление таких растворов с гидротермальной деятельностью вулканов, хотя они и извергались в пределах котловины после возникновения рудной толщи. Невозможно связывать поступление богатых  $\text{FeCO}_3$  растворов и с водосборной площадью (на стадии седиментогенеза), ибо в условиях кислородной среды такие растворы, как мы знаем, быстро дают «ржавец», а в конглобрекциевых отложениях не было органического материала для новой его редукции. Единственным возможным объяснением является, по справедливому заключению Ю. П. Писцова, поступление в пористую серию конглобрекций того  $\text{FeCO}_3$ , который в месте с  $\text{CO}_2$  генерировался в тонкозернистых озерных осадках (глинах и алевролитах) в процессе диагенеза, а затем мигрировал «по путям вентиляции» в грубозернистые прибрежные отложения. Близость грубозернистых пористых осадков к тонкозернистым, а также значительный наклон дна котловины, конечно, только облегчили такого рода миграцию, которая начиналась очень скоро после отложения каждого нового пласта осадков и могла совершаться длительное время. Наличие же в составе конглобрекций большого количества легко податливого известкового материала обусловило

широкое развитие метасоматоза  $\text{FeCO}_3$  по  $\text{CaCO}_3$ . Когда подошвой конглобратий оказывались трещиноватые известняки, растворы устремлялись и в них и производили их сидеритизацию, становящуюся все более слабой по мере удаления от подошвы рудной толщи.

Таким образом, своеобразие березовского типа рудных сидеритов по сравнению с конкреционными рудными сидеритами заключается в том, что возникшие в диагенезе растворы  $\text{FeCO}_3$  дали концентрации не внутри породивших их тонкозернистых осадков, а в близлежащей грубозернистой пористой толще, куда они удалялись благодаря усиленно действовавшей «вентиляции осадков» и где отлагались, замещая метасоматически легко податливый известковый материал.

Выше, подводя итоги изучению гумидного седиментогенеза, мы выделили четыре фациально-генетические группы руд: 1) россыпи или механические накопления; 2) триаду: бокситы — оолитовые  $\text{Fe}$ -руды — марганцевые руды или главным образом хемогенные осадки; 3) биогенные накопления органического вещества; 4) тетраду:  $\text{P} - \text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{SiO}_2$  или главным образом биогенные накопления минеральных компонентов.

Сейчас, после анализа диагенеза, становится ясным, что эти четыре фациально-генетические группы не охватывают всего разнообразия генетических типов рудных накоплений. Они обнимают лишь собственно седиментационные и седиментационно-диагенетические руды (например, карбонатные марганцевые). Но существует еще одна специфическая группа, образование которой связано со стадией диагенеза, до наступления которой никакой рудной концентрации вещества в данном горизонте не существовало. Эти диагенетические руды резко отличны от седиментационных и по минералогическому составу, и по формам залегания, и по историко-геологической обстановке образования и, таким образом, образуют четко выраженный обособленный тип.

Выделение его стало возможным лишь благодаря применению стадийного анализа в изучении рудного процесса, на что уже давно было обращено внимание мною (Страхов, 1948, 1953, 1954) и что позже было подчеркнуто Д. Г. Сапожниковым (1955). Дальнейшее внедрение принципов этого анализа в вопросы осадочного рудообразования обещает дать еще много интересного и важного.

## Глава IX

### ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ВОДОЕМАХ РАЗНЫХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ

Схема диагенеза бассейновых осадков, изложенная в предыдущей главе, имеет общий характер и потому всегда более или менее значительно видоизменяется в разных физико-географических типах водоемов; при этом видоизменения касаются как диагенетического минералообразования, так и перераспределения веществ в диагенезе.

Так как изменчивость диагенеза в настоящее время только начинает исследоваться, то достоверного материала для выявления особенностей диагенетического минералообразования в водоемах разного типа пока немного.

С наибольшими подробностями изучено пока аутигенное минералообразование в группе рассеянных карбонатов Ca, Mg, Mn и в группе железистых минералов, над чем автор вместе с сотрудниками работал последние годы. За это время накопился и некоторый литературный материал по обеим минеральным группам, полученный другими исследователями. В этой главе сделана попытка систематизировать накопившиеся данные и сформулировать некоторые, вытекающие из них закономерности.

#### 1. РАССЕЯННЫЙ КАРБОНАТНЫЙ МАТЕРИАЛ В ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВО-ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГУМИДНЫХ ЗОН И ЕГО ГЕНЕЗИС

##### 1. Распределение и состав рассеянных карбонатов в озерных и морских осадках

Рассмотрим вначале, как распределяется среди песчано-алевритово-глинистых пород суммарная карбонатность, оценить которую можно по количеству  $\text{CO}_2$ , определяемой на аппарате Фрезениуса — Кнопа. Соответствующие цифры суммированы в табл. 67 в виде средних величин из большого числа определений (около 800).

Наглядно видно, что какую бы фациальную группу отложений ни взять, всегда в среднем песчаники содержат больше карбонатного материала, алевриты — меньше, а аргиллиты — еще меньше. Так, средние содержания  $\text{CO}_2$  в песчаниках вообще, независимо от их фациальной принадлежности, колеблются от 2 до 4%, редко выше или ниже; в алевритах чаще всего от 1 до 2—2,5%, в аргиллитах от десятых долей до 1,5%, редко больше. Таким образом, *песчаная зона внутри озерных и морских отложений, отличается, как правило, повышенной средней карбонатностью*

Таблица 67

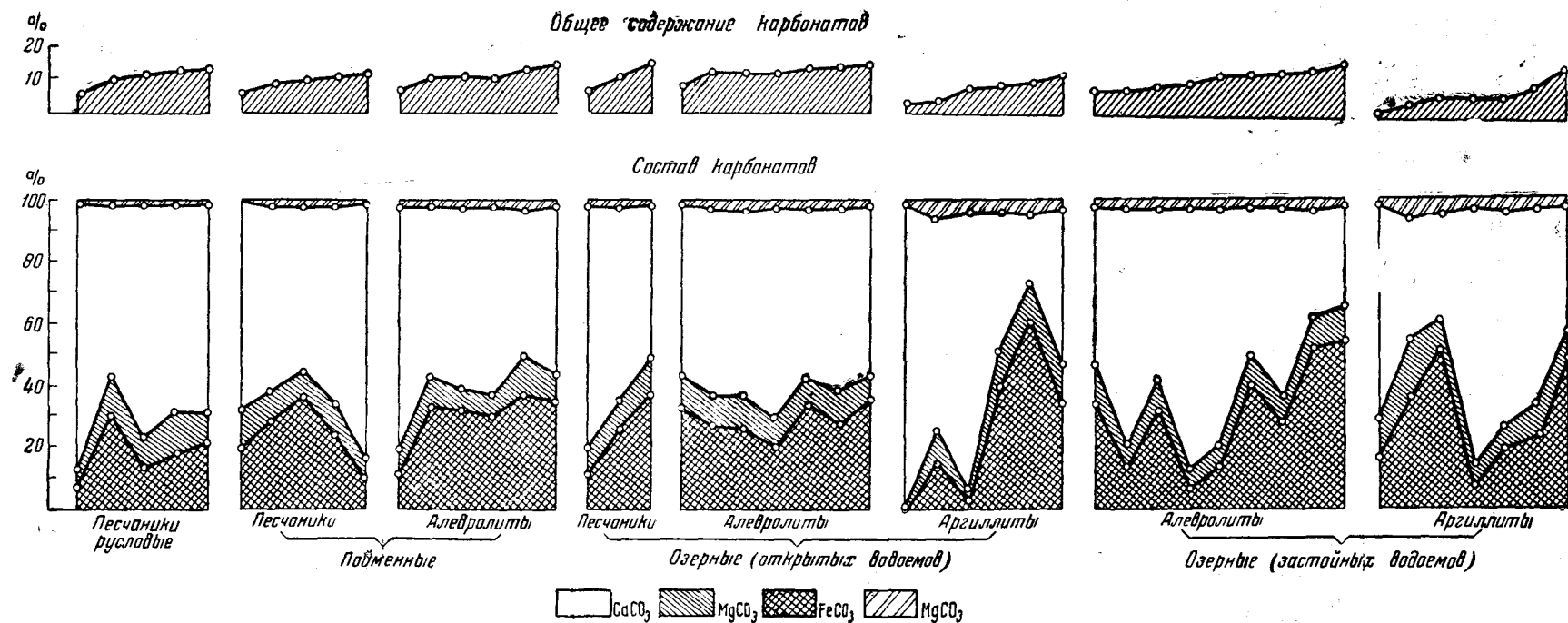
Средняя карбонатность (по  $\text{CO}_2$ ) пород верхнепалеозойских гумидных зон СССР, в %

| Фашии, свиты                                          | Песчаники | Алевролиты | Аргиллиты |
|-------------------------------------------------------|-----------|------------|-----------|
| <i>Конуса выносов и сухие равнины</i>                 |           |            |           |
| Наддолинская и шаханская свиты . . . . .              | 3,15      | 3,70       | 2,10      |
| Надкарагандинская свита . . . . .                     | 3,87      | 1,51       | 0,45      |
| <i>Фашия речных русел и пойм</i>                      |           |            |           |
| Ерунаковская свита . . . . .                          | 4,26      | 3,61       | —         |
| <i>Фашия открытых водоемов озерного типа</i>          |           |            |           |
| Ерунаковская свита . . . . .                          | 4,29      | 4,94       | 3,50      |
| <i>Фашия застойных водоемов</i>                       |           |            |           |
| Ерунаковская свита . . . . .                          | —         | 4,24       | 2,30      |
| <i>Фашия озерно-болотная с низовьями речных долин</i> |           |            |           |
| Наддолинская свита . . . . .                          | 6,58      | 4,33       | 0,71      |
| Долинская свита . . . . .                             | 2,02      | 1,85       | 0,69      |
| Сталиногорская свита Подмосковья . . . . .            | 0,17      | 0,04       | 0,14      |
| Сталиногорская свита Татарии . . . . .                | 3,08      | 0,50       | 0,97      |
| $\text{C}^6_2$ Донбасса, Боковский р-н . . . . .      | 2,00      | 1,61       | 0,05      |
| То же, Должанский р-н . . . . .                       | 2,31      | 2,29       | 0,64      |
| Кемеровская свита . . . . .                           | 1,35      | 1,76       | 2,19      |
| Алыкаевская свита . . . . .                           | 3,81      | 1,92       | 2,92      |
| Нижнедуйская свита Сахалина . . . . .                 | 2,5       | 1,96       | 0,86      |
| Углегорская свита » . . . . .                         | 1,8       | 1,3        | 0,76      |
| <i>Переходные отложения</i>                           |           |            |           |
| $\text{C}^6_2$ Донбасса . . . . .                     | 2,04      | 1,43       | 0,96      |
| <i>Морские отложения</i>                              |           |            |           |
| $\text{C}^6_2$ Донбасса . . . . .                     | 2,64      | 2,42       | 3,05      |
| Ашляриинская свита . . . . .                          | 3,93      | 2,77       | 2,89      |
| Карагандинская свита . . . . .                        | 3,81      | 4,19       | 3,45      |
| Кизеловская свита . . . . .                           | 3,62      | 0,45       | 0,46      |
| Тульская свита Московской синеклизы . . . . .         | 0,21      | 0,18       | 0,09      |
| Тульская свита Татарии . . . . .                      | 2,09      | 2,70       | 0,94      |
| Пашийская свита . . . . .                             | 0,69      | 0,64       | 0,63      |
| Краснопольская свита Сахалина . . . . .               | 3,1       | 0,89       | —         |
| Такарадийская свита » . . . . .                       | 2,4       | 0,6        | 0,84      |
| Холмско-Невельская свита » . . . . .                  | 2,8       | 1,4        | 0,76      |
| Курасийская свита . . . . .                           | —         | 0,85       | —         |

сравнительно с зоной более удаленных от берега и более тонкозернистых алевритовых и особенно глинистых отложений. То же в аллювии.

Эта очень характерная закономерность отчетливо проявляется, однако, лишь тогда, когда мы оперируем усредненными величинами  $\text{CO}_2$ . Внутри же как песчаной зоны обогащения, так и глинистой зоны обеднения величины  $\text{CO}_2$  могут колебаться весьма сильно, так что наряду с образцами,

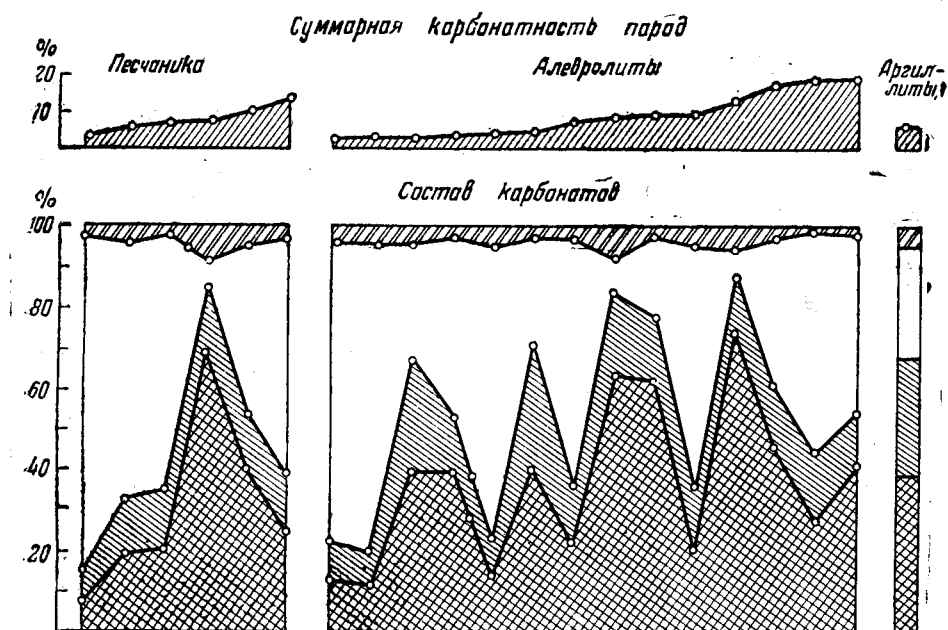




Фиг. 195. Распределение рассеянных карбонатов в континентальных отложениях гумидных зон (ерунаковская свита  $P_1$  Кузбасса)

содержащими  $\text{CO}_2$  в 2—3—4 раза выше среднего уровня, нередко встречаются образцы с едва определимым количеством  $\text{CO}_2$  и даже совсем без нее.

Химический состав карбонатов в породах разных фациальных типов показан на фиг. 195—197 (частные анализы) и в табл. 68, 69 (средние значения). Бросается в глаза многокомпонентность карбонатного материала: всегда наряду с  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  обнаруживаются еще  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , притом не в виде следов, а в соизмеримых с  $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$  количествах;

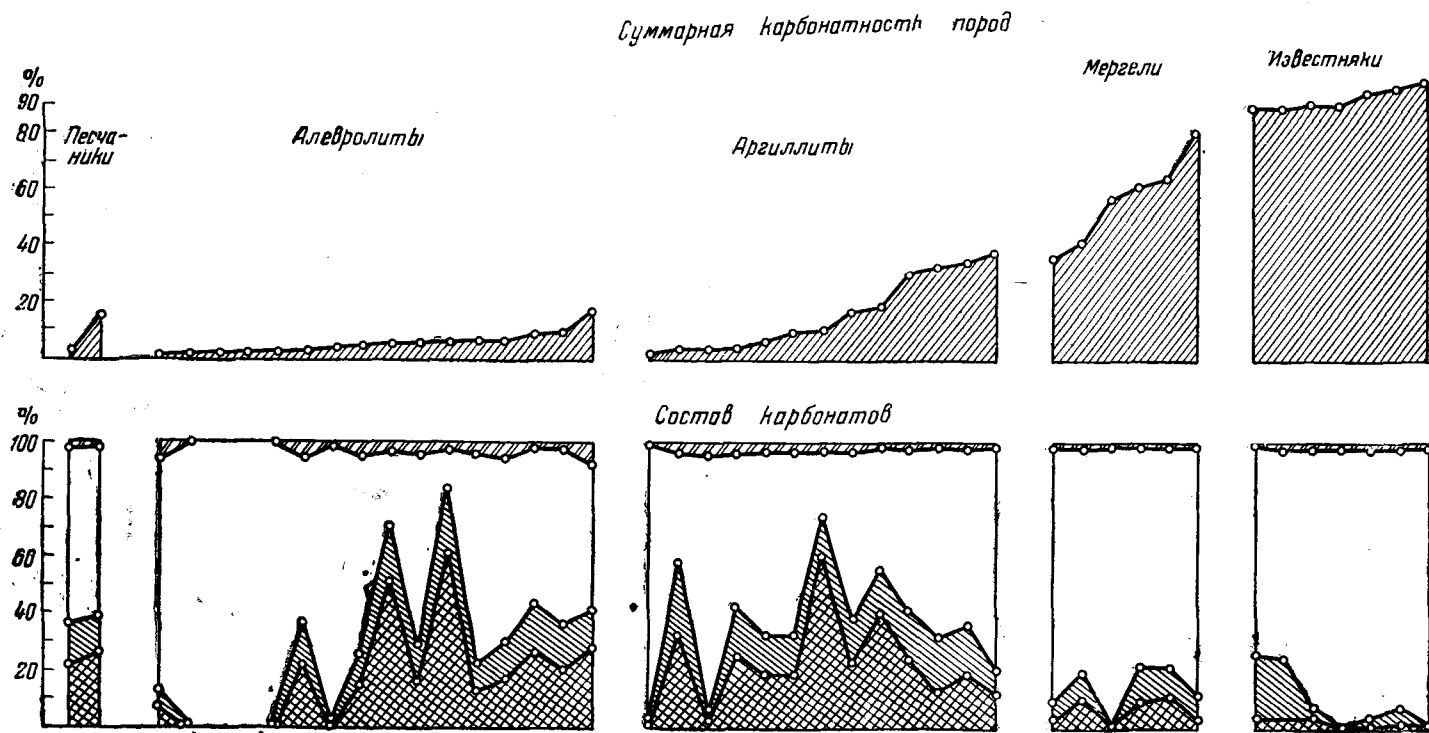


Фиг. 196. Распределение рассеянных карбонатов в переходных отложениях гумидных зон (свита  $\text{C}_2^6$  Донбасса).

Обозначения те же, что на фиг. 195.

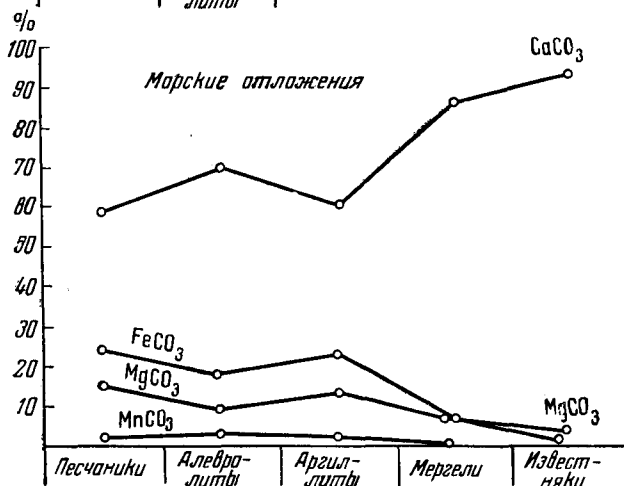
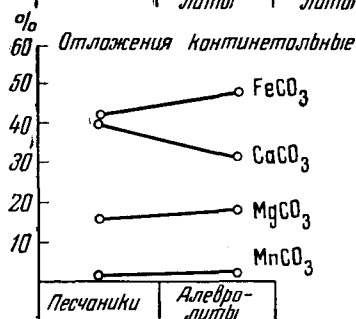
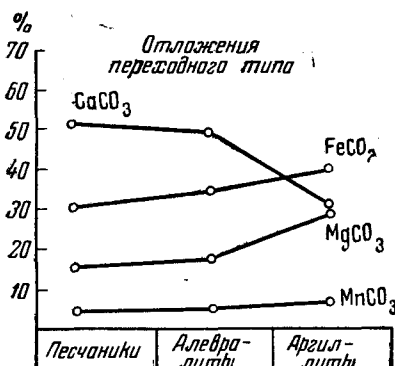
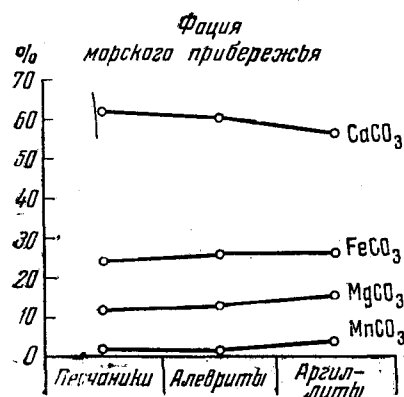
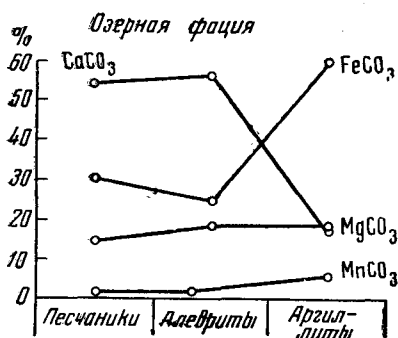
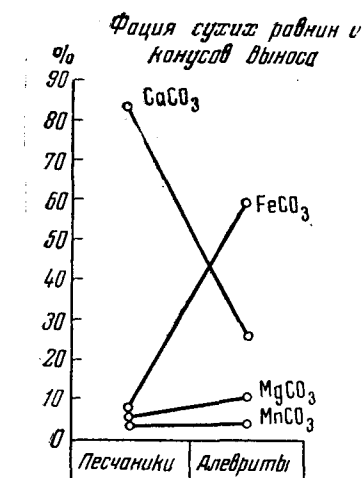
нередко  $\text{FeCO}_3$  превалирует над  $\text{CaCO}_3$ , а  $\text{MgCO}_3$  составляет многие проценты; это становится особенно наглядным, если вычислять содержание каждого компонента от суммы карбонатов.

При оперировании усредненными величинами для разных петрографических групп пород легко обнаруживается и другая характерная черта: *изменения состава рассеянного карбонатного материала внутри одного и того же фациального типа отложений*. Так, в озерных, речных и делювиальных толщах  $\text{CaCO}_3$  почти всегда явно тяготеет к песчаным (частью и алевритовым) осадкам, а  $\text{FeCO}_3$ , напротив, концентрируется в более тонкозернистых, пелитовых, иногда алевритовых отложениях. Очень отчетливо это проявляется в отложениях конусов выноса и сухих равнин, а также в озерных осадках Карагандинского бассейна (фиг. 198), в континентальных и заливно-лагунных (переходных) отложениях Донбасса, наконец, в аллювиальных осадках Кузбасса; менее четко — в озерных отложениях ерунаковской свиты Кузбасса. Таким образом  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  в рассеянном карбонатном материале озерных отложений ведут себя обычно как антагонисты, причем этот антагонизм порою проявляется чрезвычайно резко, в других же случаях — приглушенно, ослабленно.  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  обычно следуют за  $\text{FeCO}_3$ ; особенно это проявляется у марганца; но иногда в их поведении проскальзывает известная



Фиг. 197. Распределение рассеянных карбонатов в морских отложениях гумидных зон (свита  $C_2^6$  Донбасса).

Обозначения те же, что на фиг. 195.



Фиг. 198. Распределение  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  в рассеянном карбонатном материале отложений разных фациальных обстановок.

Состав карбонатов в разнофациальных третичных отложениях  
о. Сахалина, в %  
(по Н. Г. Бродской)

| Свиты, породы                | Сумма<br>карбона-<br>тов | CaCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
|------------------------------|--------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| <b>Морские свиты</b>         |                          |                   |                   |                   |                   |
| <i>Хандасинская</i>          |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаник . . . . .           | 2,98                     | 100               | —                 | —                 | —                 |
| » . . . . .                  | 15,98                    | 72,8              | 1,3               | 21,6              | 4,1               |
| » . . . . .                  | 18,28                    | 90,2              | 1,7               | 4,6               | 3,3               |
| Алевролит . . . . .          | 4,53                     | 97,57             | 2,42              | —                 | —                 |
| Аргиллит . . . . .           | 3,76                     | 100               | —                 | —                 | —                 |
| <i>Краснопольская</i>        |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаник . . . . .           | 21,74                    | 77,7              | 1,1               | 14,3              | 6,9               |
| » . . . . .                  | 10,02                    | 57,7              | 1,76              | 25,5              | 20,2              |
| » . . . . .                  | 4,09                     | 80,2              | 0,9               | 18,3              | 0,5               |
| Алевролит . . . . .          | 14,15                    | 63,8              | 1,1               | 25,3              | 11,5              |
| Аргиллит . . . . .           | 17,26                    | 75,5              | 1,68              | 7,59              | 4,68              |
| <i>Уйникская</i>             |                          |                   |                   |                   |                   |
| Алевролит . . . . .          | 3,76                     | 100               | —                 | —                 | —                 |
| <b>Континентальные свиты</b> |                          |                   |                   |                   |                   |
| <i>Углегорская</i>           |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаник . . . . .           | 9,68                     | 15,4              | 12,6              | 65,6              | 6,3               |
| » . . . . .                  | 10,37                    | 20,0              | 7,5               | 72,7              | 6,8               |
| » . . . . .                  | 14,10                    | 24,9              | 0,62              | 52,2              | 22,2              |

двойственность; у одних пород (или образцов) они следуют за FeCO<sub>3</sub>, у других за CaCO<sub>3</sub>.

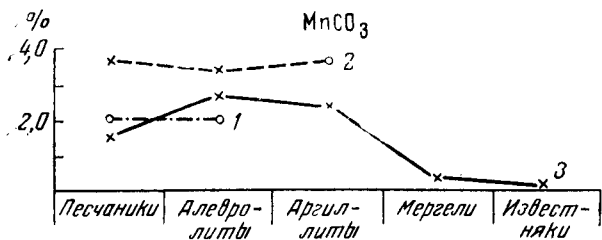
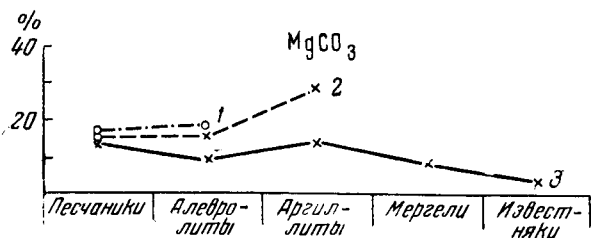
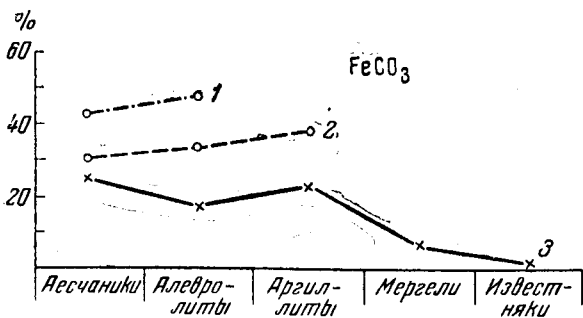
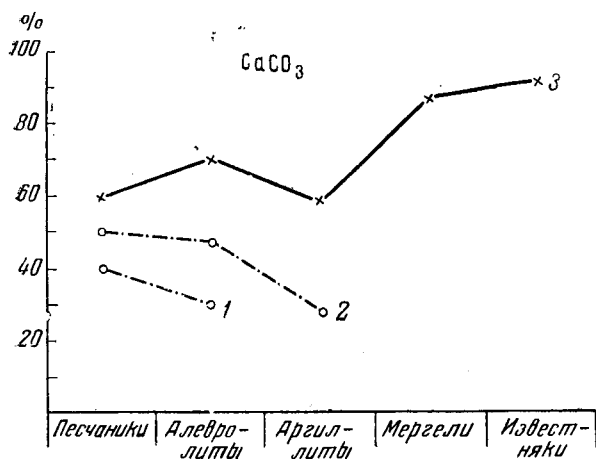
В морских бассейнах разница в составе карбонатов прибрежных и более удаленных от берега глинистых осадков в изученных нами горизонтах также сказывается, но обычно более ослабленно (например, в ашляриксской и карагандинской свитах Караганды); иногда она не улавливается совсем (Донбасс).

В общем в качестве правила следует, по-видимому, принять, что рассеянным в терригенных отложениях карбонатам свойственна более или менее ясно выраженная зональность состава. Зона прибрежных песчаных отложений отмечается усиленным накоплением CaCO<sub>3</sub> и подавлением других карбонатных солей, особенно FeCO<sub>3</sub>; зона глинистых осадков — повышенным развитием FeCO<sub>3</sub> или превалированием его. Отклонения от этой закономерности имеются, но они, как будет показано ниже, легко объяснимы и не уничтожают закономерность, а только ограничивают сферу ее действия определенным кругом объектов. По простиранию каждой зоны, однако, состав карбонатного материала оказывается весьма неустойчивым и изменчивым. Сопоставление отдельных анализов показывает, что содержания CaCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> могут колебаться от немногих до 90—95% каждый, содержания MgCO<sub>3</sub> от немногих до 25—35%, а MnCO<sub>3</sub> от долей до 7—10%. Локальные накопления то одного, то другого компонента или двух их и являются причиной отмеченных выше колебаний общей карбонатности осадка.

Таблица 69

Средний химический состав рассеянных карбонатов в породах  
гумидных зон, в %

| Свиты, породы                                        | Сумма<br>карбона-<br>тов | CaCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
|------------------------------------------------------|--------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Свита C <sub>6</sub> <sup>2</sup> Донецкого бассейна |                          |                   |                   |                   |                   |
| <i>Континентальные отложения</i>                     |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 5,20                     | 40,24             | 1,98              | 42,25             | 15,40             |
| Алевриты . . . . .                                   | 10,70                    | 32,14             | 2,04              | 47,30             | 18,52             |
| <i>Отложения переходной зоны</i>                     |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 7,22                     | 51,12             | 3,68              | 30,10             | 15,10             |
| Алевриты . . . . .                                   | 6,83                     | 48,16             | 3,54              | 32,76             | 15,54             |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 4,78                     | 28,46             | 4,81              | 38,70             | 28,03             |
| <i>Морские отложения</i>                             |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 10,14                    | 59,61             | 1,63              | 23,95             | 14,81             |
| Алевриты . . . . .                                   | 4,15                     | 70,55             | 2,80              | 17,25             | 9,40              |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 15,46                    | 61,35             | 2,40              | 22,51             | 13,74             |
| Карагандинская угленосная толща                      |                          |                   |                   |                   |                   |
| <i>Фация конусов выноса и сухих равнин</i>           |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 12,18                    | 83,35             | 3,61              | 7,67              | 5,37              |
| Алевриты . . . . .                                   | 16,01                    | 25,95             | 3,99              | 59,54             | 10,52             |
| <i>Озерная фация</i>                                 |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 14,67                    | 53,65             | 1,68              | 30,23             | 14,44             |
| Алевриты . . . . .                                   | 10,05                    | 56,12             | 1,49              | 23,99             | 18,40             |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 11,25                    | 17,16             | 5,78              | 60,09             | 16,97             |
| <i>Прибрежное мелководье</i>                         |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 11,74                    | 62,12             | 1,99              | 24,25             | 11,64             |
| Алевриты . . . . .                                   | 11,53                    | 60,16             | 1,62              | 25,73             | 12,49             |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 11,30                    | 55,94             | 3,09              | 25,62             | 15,35             |
| Ерунаковская свита Кузбасса                          |                          |                   |                   |                   |                   |
| <i>Аллювий</i>                                       |                          |                   |                   |                   |                   |
| Русловые песчаники . .                               | 10,53                    | 71,01             | 0,76              | 17,77             | 10,46             |
| Пойменные » . . .                                    | 9,27                     | 66,17             | 0,89              | 23,26             | 9,68              |
| Пойменный алеврит . .                                | 11,14                    | 60,6              | 1,16              | 29,32             | 8,92              |
| <i>Проточные озера</i>                               |                          |                   |                   |                   |                   |
| Песчаники . . . . .                                  | 11,18                    | 64,16             | 0,96              | 24,88             | 10,00             |
| Алевриты . . . . .                                   | 12,85                    | 61,35             | 1,15              | 27,71             | 9,79              |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 8,29                     | 64,24             | 1,85              | 26,13             | 7,78              |
| <i>Застойные бассейны</i>                            |                          |                   |                   |                   |                   |
| Алевриты . . . . .                                   | 12,21                    | 59,32             | 1,14              | 30,80             | 8,74              |
| Аргиллиты . . . . .                                  | 8,90                     | 58,16             | 1,93              | 29,26             | 9,86              |



Фиг. 199. Среднее содержание карбонатов в отложениях разных фациальных типов (в % от суммы карбонатов).  
1 — континентальные отложения; 2 — переходные отложения;  
3 — морские отложения.

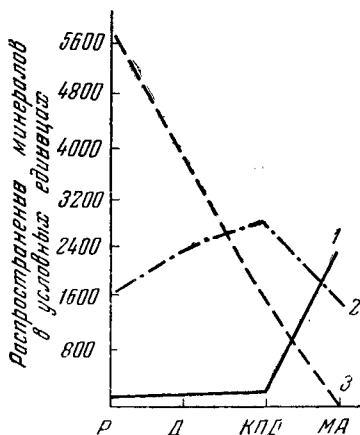
Сравнивая между собой одноименные озерные и морские отложения, мы в ряде случаев видим еще и третью закономерность: *обогащение озерных отложений в целом  $\text{FeCO}_3$  (сопровожаемым  $\text{MgCO}_3 + \text{MnCO}_3$ ), а морских —  $\text{CaCO}_3$  (в сопровождении тех же солей).*

Так, по немногим имеющимся анализам рассеянных карбонатов в континентальных третичных отложениях о. Сахалина (табл. 68)  $\text{FeCO}_3$  составляет 52—72%, а  $\text{CaCO}_3$  15—24%, в морских же свитах содержание  $\text{CaCO}_3$  варьирует от 63 до 100%, а  $\text{FeCO}_3$  — от 0 до 26%. Здесь разница составов рассеянных карбонатов в разнофациальных отложениях выступает чрезвычайно наглядно и поучительно.

Точно так же в свите  $\text{C}_2^6$  Донбасса континентальные фации характеризуются в общем преобладанием  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{CaCO}_3$ , особенно ясным в алевритах. В отложениях переходного лагунно-заливного типа роль  $\text{CaCO}_3$  увеличивается и он обычно, но не всегда (аргиллиты!), превалирует над  $\text{FeCO}_3$ . Наконец, в морских отложениях отмечается постоянное и притом значительное преобладание  $\text{CaCO}_3$  и в песчаниках, и в алевритах, и в аргиллитах, не говоря уже о собственно карбонатных породах (фиг. 199). Интересно, что все эти качественные изменения происходят в песчано-глинистых породах при их практически одной и той же общей низкой карбонатности. Таким образом, *несмотря на сильную изменчивость состава рассеянных карбонатов в отдельных породах, их общий химический тип в свите  $\text{C}_2^6$  Донбасса явно зависит от фациального типа осадков.* Бросается в глаза и еще один факт: поведение  $\text{MgCO}_3$  в данном случае чрезвычайно сходно с поведением  $\text{FeCO}_3$ ; их кривые постоянно согласно то воздымаются, то опускаются. Таким образом,  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  в разнофациальных породах  $\text{C}_2^6$  Донбасса образуют единую группу, поведение которой резко отличается от поведения  $\text{CaCO}_3$  и даже ему противоположно. Что касается  $\text{MnCO}_3$ , то его поведение также близко к поведению группы  $\text{FeCO}_3 + \text{MgCO}_3$ , но все же иногда показывает и своеобразные черты (например, в морских породах).

Близкое к описанному распределение аутигенных минералов наблюдал Г. Н. Бровков (1958) в терригенных породах нижнего аалена юго-восточного Дагестана. Как видно на фиг. 200, в русловых песчаниках и алевритах присутствует небольшое количество сидерита и анкерита, кальцит редок; в аналогичных породах фации подводной дельты и в особенности придельтовых кос и пересыпей преимущественное развитие получают сидерит и анкерит при продолжающемся все еще низком содержании кальцита; песчано-алевритовые породы морского мелководья выделяются уже резко возрастающей ролью кальцита и снижением почти вдвое количества сидерита и анкерита.

И все же не всегда различия состава рассеянных карбонатов в озерных и морских отложениях выступают столь ясно, как в описанных случаях. Как видно из табл. 69, в угленосной толще Кузбасса составы карбонатов в озерных породах чрезвычайно близки к составу карбонатов в морских отложениях Караганды и Донбасса, т. е. как бы принимают морской



Фиг. 200. Состав цементных минералов в различных фациях ааленских и среднеюрских отложений Дагестана (по Г. И. Бровкину).

Фа ц и и: Р — русловые; Д — подводно-дельтовые; КПД — кос и пересыпей у дельты; МА — морские. 1 — кальцит; 2 — анкерит и сидерит; 3 — кварц.



облик. Иными словами, различия среднего состава рассеянных карбонатов в пресноводно-озерных и морских отложениях то проступают очень ярко, то сглаживаются и становятся плохо отличимыми.

Итак: а) многокомпонентность; б) более или менее ясно выраженная зональность в накоплении разных карбонатов внутри бассейна, в частности — тяготение  $\text{CaCO}_3$  к песчаным отложениям, а  $\text{FeCO}_3$  — к глинистым; в) более или менее яственные отличия состава рассеянных карбонатов в озерных и морских толщах, причем для первых особенно характерно усиленное развитие  $\text{FeCO}_3$ , а для вторых —  $\text{CaCO}_3$ ; наконец — г) пестрота состава карбонатов в частных пробах внутри одной и той же зоны, как песчаной, так и глинистой, — вот основные и характерные особенности рассеянных карбонатов в песчано-алевритово-глинистых отложениях гумидных зон.

Специфичность их состава и распределения станет особенно очевидной, если сопоставить их с составом высококарбонатных пород: мергелей и известняков в тех же гумидных отложениях. Последние отличаются почти мономинеральным составом, слагаясь на 95—100% из  $\text{CaCO}_3$ , к которому подмешан главным образом  $\text{MgCO}_3$ , входящий в состав доломита;  $\text{MnCO}_3$  +  $\text{FeCO}_3$  едва уловимы и их тем меньше, чем более чистым от примеси терригенного материала оказывается осадок (или порода). По простиранию состав карбонатного материала оказывается весьма постоянным на больших расстояниях. Каких-либо заметных отличий в химическом составе высокопроцентных накоплений карбонатов морского и озерного типа не наблюдается, хотя разница в наборе образующих их известь выделяющих организмов, конечно, огромна.

Как видим, *рассеянные карбонаты в песчано-алевритово-глинистых породах гумидных зон и высококарбонатные породы по характерным своим признакам в сущности прямо противоположны.*

## 2. Генезис рассеянных карбонатов

Указанное глубокое отличие может иметь, конечно, единственную причину — разный генезис карбонатов.

Происхождение высококарбонатных пород в настоящее время ни у кого сомнений не возбуждает: это настоящие седиментационные тела, возникшие еще на стадии седиментогенеза за счет главным образом биогенного извлечения карбонатов из морской или озерной воды. Минералогические и структурные преобразования первоначально богатых карбонатами осадков в диагенезе ничего не прибавляют в смысле повышения содержания карбонатного компонента в породе и даже лишь очень мало меняют ее исходный состав.

Так как рассеянные карбонаты в песчано-алевритово-глинистых отложениях гумидных зон резко отличны по многим признакам от седиментационных высококарбонатных осадков, то они должны иметь, очевидно, существенно иной генезис. Действительно, имеются серьезные основания считать, что в образовании рассеянных карбонатов, наряду с седиментационным процессом, выдающуюся, а порой и главную, решающую роль играли процессы диагенеза; иначе говоря, большая, а порою и главная часть рассеянного карбонатного материала имеет диагенетическое происхождение. Для  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , как соединений закиси Fe и Mn, это после изложенного в предыдущей главе вполне очевидно.  $\text{MgCO}_3$  в морских осадках возникает обычно благодаря редукции в диагенезе  $\text{MgSO}_4$  и последующему соосаждению углекислого магния частью совместно с  $\text{CaCO}_3$  в виде доломита, частью с  $\text{FeCO}_3$  в виде его изоморфной примеси.  $\text{MgCO}_3$  в отложениях озерных образуется в некоторых случаях таким же образом; в озерах, обладающих сульфатной водой, богатой углекислым магнием,

путем соосаждения в диагенезе из иловой воды совместно с  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ . Что касается углекальциевой соли, то ее генезис в обломочных осадках гумидных зон двоякий: в некоторых количествах она поступает на дно в ходе седиментогенеза биогенным путем, реже химическим осаждением; но некоторая часть  $\text{CaCO}_3$  имеет, несомненно, диагенетическое происхождение и связана с редукцией в илах  $\text{SO}_4^{2-}$  (от  $\text{CaSO}_4$ ) и с выветриванием обломочных минералов в осадке под влиянием  $\text{CO}_2$ , генерируемой при разложении органического вещества.

Сложное, частью седиментационное, частью диагенетическое происхождение рассеянных карбонатов позволяет понять многое в их составе и распределении в песчано-алевритово-глинистых породах и прежде всего отмеченную выше их многокомпонентность. Появление и крупное значение в составе рассеянных карбонатов  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ , которые не образуются в ходе гумидного седиментогенеза, является неизбежным следствием процессов диагенетического минералообразования и вне последних истолковано быть не может.

Понятным становится и происхождение зональности рассеянных карбонатов, а также условия, в одних случаях благоприятствующие резкому проявлению ее, а в других — ослабленному, вплоть до полного исчезновения.

Тяготение  $\text{CaCO}_3$  к прибрежным песчаным или песчано-алевритовым осадкам древних озер и морей имеет несколько причин. Известно, что верхние горизонты воды ряда пресных озер гумидной зоны, а также в морях пересыщены  $\text{CaCO}_3$  и могут осаждать его не только биогенно, но и химически. В то же время прибрежные песчаные осадки бедны Fe и Mn и в диагенезе могли порождать лишь очень малые количества  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$ . Все это, вместе взятое, и порождало обогащенность прибрежных песчаных отложений углекислым кальцием и подавляло накопление других карбонатных солей. Центральные части озерных (и морских) бассейнов, наоборот, были неблагоприятны для накопления седиментационного  $\text{CaCO}_3$ , ибо глубокие горизонты водной массы здесь, как правило, были резко недосыщены  $\text{CaCO}_3$  и потому растворяли падающий сверху биогенный или химически осажденный кальцит. В то же время при переходе от прибрежных песков к более глубоководным глинам средние содержания Fe, Mn (и  $\text{C}_{\text{орг}}$ ) увеличивались; это создавало повышенные возможности образования в осадках  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  в диагенезе, а благодаря изоморфным замещениям части углекислого железа на углекислый магний определяло также повышенные содержания в осадке  $\text{MgCO}_3$ . Роль этих солей в общем составе карбонатного материала глинистых осадков увеличивалась. Так, сочетание в разных зонах водоема разной интенсивности хемогенной (или биогенной) садки  $\text{CaCO}_3$  из наддонной воды с неодинаковой силой диагенетической генерации  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  обусловило характерное изменение состава рассеянных карбонатов, преимущественно углекальциевых в прибрежных зонах и преимущественно углежелезных в более центральных частях водоемов с тонкозернистым осадком. В некоторой степени, однако, тяготение  $\text{CaCO}_3$  к более грубозернистым песчаным породам, а  $\text{FeCO}_3$  к тонкозернистым глинистым явилось результатом диагенетического перераспределения карбонатов. Как известно, концентрации  $\text{CO}_2$  и всех карбонатных солей в иловой воде глинистых осадков во много раз больше, чем в грунтовом растворе песчаных отложений. Поэтому неизбежно диагенетическое перемещение и  $\text{CO}_2$  и карбонатов из более тонкозернистых отложений в более грубозернистые. При удалении углекислоты из осадков pH их растет и карбонаты осаждаются.  $\text{FeCO}_3$  при этом выпадает первым, еще в пределах глинистого осадка, увлекая с собою  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{MnCO}_3$  (изоморфно замещающие молекулы  $\text{FeCO}_3$  в сидерите); но  $\text{CaCO}_3$ , как более устойчивый при повышенных pH, про-

должает мигрировать в пески, где наконец и выпадает, избыточно накапливаясь. Такой механизм обогащения песчаников  $\text{CaCO}_3$  делает понятным накопление его в таких песчаных фациях, в которых седиментационного кальцита не бывает, как, например, в песчаном аллювии низовьев рек и дельт. Добавим, что удаляющаяся через пески  $\text{CO}_2$  вызывает в известной мере разложение мало устойчивого к выветриванию эффузивного материала зерен, что дополнительно обогащает песчаники карбонатами и, в частности,  $\text{CaCO}_3$ .

В результате совокупного действия описанных процессов и получается, что песчаные отложения водоемов (и аллювия) оказываются более или менее обогащенными  $\text{CaCO}_3$ , тонкозернистые же глинистые — углекислым железом; возникает зональность карбонатных минералов в бассейне. Что касается степени выраженности этой зональности, то главным фактором, ее определяющим, является соотношение седиментационного и диагенетического процессов в формировании рассеянных карбонатов. Можно заметить, что когда содержание  $\text{CaCO}_3$  во всей группе песчано-алевритово-глинистых пород понижено, зональность карбонатных минералов выступает ясно; когда же содержание углекальциевой соли во всем ряду: песчаники — алевриты — аргиллиты повышено, зональность карбонатного материала ослабевает (Кузбасс) и даже может вовсе исчезнуть.

Но пониженное содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадке отвечает обычно отсутствию его садки в седиментогенезе; повышенное же содержание  $\text{CaCO}_3$  — усиленной его генерации при седиментогенезе. Таким образом, можно считать, что зональность состава рассеянных карбонатов внутри осадков водоема наиболее четко оформляется при сильном подавлении седиментационных процессов в их генерации, особенно в генерации  $\text{CaCO}_3$ , и при резко доминировании диагенетического карбонатообразования. При противоположной ситуации зональность состава смазывается и может исчезнуть полностью.

Сходный по существу механизм контролировал возникновение то очень ярких, то сильно сглаженных различий в составе карбонатов пресноводно-озерных и морских осадков. Решающим фактором и в данном случае было разное соотношение седиментационного и диагенетического процессов в формировании карбонатов.

Известно, что озера гумидных зон в норме не генерируют  $\text{CaCO}_3$  в седиментогенезе, морским же бассейнам гумидных областей в норме, напротив, свойственно биогенное осаждение некоторых, пусть и небольших, количеств  $\text{CaCO}_3$  (см. гл. V). Отсюда само собой получается, что в норме для озерных осадков характерно более или менее ясно выраженное преобладание  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{CaCO}_3$ , в морских же отложениях, напротив, более или менее выраженное преобладание второго компонента над первым. С этим связано и то отмеченное выше обстоятельство, что в озерных отложениях горизонтальная зональность рассеянных карбонатов выражена, как правило, гораздо яснее, чем в морских.

Легко понять, однако, что неизбежны и закономерные отклонения от нормы, притом в обе стороны.

Внутри влажных зон, как известно, существуют озера с жесткой водой, питаемые подтоком с водосборных площадей, изобилующих карбонатными породами. В этих озерах усиливается садка  $\text{CaCO}_3$ , что неизбежно приводит к возрастанию роли углекальциевой соли в составе рассеянных карбонатов. Особенно типичны такие озера по окраинам влажных зон, в соседстве с зоной аридной; садка  $\text{CaCO}_3$  здесь сильно развита. Обогащаясь углекальциевой солью, рассеянные карбонаты в таких озерах сближаются по составу с карбонатами собственно морских отложений, приобретают, так сказать, морской облик. Так обстоит дело с озерными отложениями угленосных толщ Кузбасса, располагавшихся в момент их формирования

действительно у южной окраины влажного пояса верхнего палеозоя (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959).

Наряду с описанным случаем принципиально возможен и другой — противоположного смысла. При некоторых специфических условиях (например, опреснении, пониженной температуре) генерация  $\text{CaCO}_3$  в седиментогенезе морского бассейна резко убывает до фактического прекращения. В составе диффузно-рассеянных карбонатов в этих условиях на первый план неизбежно выдвинутся  $\text{FeCO}_3$  и сопровождающий его  $\text{MgCO}_3$ ; карбонатный парагенезис в морских отложениях приобретет несвойственный ему характер озерного. В ископаемых морских осадках мы пока не можем указать достоверный пример такой ситуации. Но вполне вероятно, что он имеет место в майкопских и нижнемеловых отложениях среднего Поволжья, отличающихся весьма малой общей карбонатностью, препятствующей проведению их химического анализа. Низкая карбонатность в данном случае, вероятно, и была вызвана подавлением седиментационной садки  $\text{CaCO}_3$  в одних случаях низкой температурой наддонной воды, в других — ее заметной опресненностью.

Что касается пестроты химического состава рассеянных карбонатов и их весьма неравномерного распределения в песчано-алевритово-глинистых породах, то причиной является диагенетическое перераспределение карбонатов в осадке, в ходе которого осуществляется их химическая дифференциация.

Физико-химическая обстановка в осадке, как мы знаем, очень пестра и сильно изменчива по pH, Eh, концентрации отдельных компонентов в иловой воде. Известно также, что условия осаждения разных карбонатных компонентов по тем же показателям неодинаковы; в частности, например, сидерит садится при меньших pH, чем кальцит, а последний при меньших, чем доломит. При такой ситуации разные карбонаты по мере их генерации неизбежно начинали перераспределяться и накапливаться в разных точках осадка. Главенствующим процессом при этом было более или менее ясное обособление друг от друга  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$ , углекислый марганец шел при этом в основном с железом; очень часто то же наблюдалось и с  $\text{MgCO}_3$ ; но эта соль нередко следовала и за  $\text{CaCO}_3$ , накапливаясь в виде доломита. Такого рода перераспределение карбонатов естественно порождало, с одной стороны, пестроту их состава в породах даже одного и того же петрографического типа и на близких расстояниях, с другой — общую неравномерность содержания карбонатов в породах; то их падение почти до нуля (и до реального отсутствия), то подъем содержаний до 10—12—15%. Все эти процессы являются зачаточной (эмбриональной) формой тех обширных процессов перераспределения веществ, которые мы будем разбирать ниже на примере конкреций.

\* \* \*

Беря в целом картину состава и распределения рассеянных карбонатов в песчано-алевритово-глинистых породах гумидных зон, следует подчеркнуть, что *несмотря на сложность свою она вполне закономерна и явно изменяется в водоемах разного физико-географического типа.*

Еще отчетливее связь диагенетического минералообразования с фациальными особенностями бассейнов проявляется в формах железа, свойственных осадкам (породам) гумидных поясов.

## II. ФОРМЫ ЖЕЛЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ ГУМИДНЫХ ЗОН

### 1. Методика работы

Напомню, что минералогические формы железа в осадочных породах очень разнообразны. Железо входит в состав сульфидных (пирит, марказит), карбонатных (сидерит, анкерит), силикатных (лептохлориты) и окисных (гидрогетит, гематит) минералов, а также в решетку многих терригенных минералов, вроде слюды, роговых обманок, ильменита, магнетита. Учитывая это, баланс минералогических форм железа в осадочной породе может быть изображен так:

$$Fe_{вал} = Fe_{пир}^{2+} + Fe_{карб}^{2+} + Fe_{сил}^{2+} + Fe_{окис}^{3+} + Fe_{обл}.$$

Из этих пяти членов четыре характеризуют аутигенно-минералогические формы железа, возникшие в осадке, пятая — неизменившуюся в диагенезе кластическую форму, внесенную в осадок с берега.

Определение  $Fe_{пир}^{2+}$  производится по сульфидной сере;  $Fe_{карб}^{2+} + Fe_{сил}^{2+}$  по  $Fe^{2+}$  в 2% HCl вытяжке при кипячении ее в течение 5 мин.;  $Fe_{окис}^{3+}$  также по 2% HCl вытяжке.

Когда породы сероцветны и не содержат по микроскопическому анализу свободных аутигенных гидроокислов (и окислов) железа, нерастворимый в HCl остаток представляет собою железо, находящееся в решетке обломочных минералов. Но у пород красноцветных (и у некоторых зеленоцветных) в породе имеется заметная примесь гидроокислов железа, которые лишь частично переходят в HCl вытяжку; в этих случаях нерастворимый остаток уже не может отождествляться с обломочным железом и должен называться железом остаточным, ибо объединяет в себе  $Fe_{обл} +$  нерастворившееся окисное.

Замечено, что при химическом изучении даже таких сероцветных пород, у которых по микроскопическим данным нет свободных окислов железа, в анализе все же появляются небольшие количества  $Fe_{HCl}^{3+}$  от сотых долей процента до 0,1—0,2, иногда 0,3%. Происхождение этой окисной формы двойное: с одной стороны, при подготовке пробы к анализу в процессе ее растирания происходит некоторое окисление  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$ , с другой, поскольку величина  $Fe_{HCl}^{3+}$  находится по разности между валовым содержанием железа в солянокислой вытяжке и его закисной формой, — в ней суммируются ошибки двух определений и стало быть  $Fe_{HCl}^{3+}$  временами возникает как результат неувязки этих определений. Учитывая это обстоятельство, при анализе сероцветных пород цифры  $Fe_{HCl}^{3+}$  меньшие 0,2% мы рассматриваем как возможную ошибку анализа и исключаем из рассмотрения форм железа.

Сумму  $Fe_{пир}^{2+} + Fe_{HCl}^{2+} + Fe_{HCl}^{3+}$  (когда последнее имеет величину большую 0,2%) мы объединяем под названием реакционно-способного железа, указывая тем самым, какая масса железа реально прореагировала (или могла прореагировать) в диагенезе.

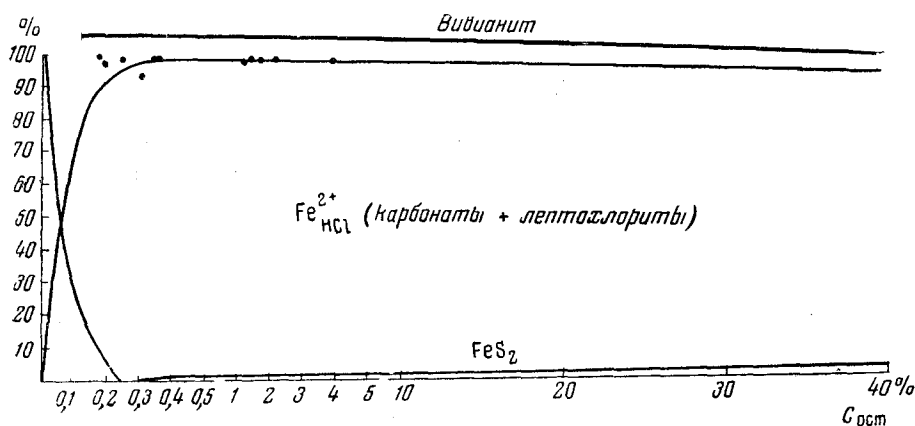
При обработке аналитического материала в дальнейшем мы будем пользоваться величинами различных форм железа не только в процентах от породы, но главным образом от реакционно-способного железа, ибо это помогает нагляднее выявить связь форм железа с влияющими на них факторами. Кроме того, при таком приеме мы освобождаемся от разбавляющего влияния таких разбавителей, как  $CaCO_3$  и аутигенная  $SiO_2$ , которые в случае их значительного присутствия в осадке могут существенно затемнить реально существующие соотношения.

Определение баланса аутигенно-минералогических форм железа по указанной методике было впервые произведено мною и Э. С. Залманзон

в 1955 г. на примере главным образом отложений свиты  $S_2^6$  Донбасса, причем в анализированном материале отчетливо проступила связь форм Fe с содержанием в породе органического вещества (точнее  $C_{орг}$ ). В последующем в работу были вовлечены другие осадочные толщи и современные осадки, в результате чего объем анализированного материала возрос до почти 1300 образцов, относящихся к водоемам с весьма разными физико-географическими показателями. Аналогичная работа производилась также К. Ф. Родионовой, Ч. Халифа-Заде, С. С. Бауковым, Рейдлх, Н. С. Ильиной и Г. И. Тимофеевым на толщах разного возраста. Рассмотрение этого весьма большого материала показывает, что *хотя формы железа и связаны всегда с органическим веществом осадка, самый характер связи различен в водоемах разного физико-географического типа*. Отчетливо различаются четыре случая: а) формы железа в пресноводно-озерных отложениях с водой, бедной  $SO_4^{2-}$ ; б) формы его в небольших, по размерам и глубине солончатоводных и морских водоемах с водой, богатой  $SO_4^{2-}$ ; в) формы в водоемах с аномальным газовым режимом; г) формы в огромных по размерам и глубине океанских водоемах.

## 2. Баланс форм железа в отложениях пресноводных озер с водой, бедной $SO_4^{2-}$

Материал, относящийся к пресноводно-озерным отложениям, сведен в табл. 70. Соотношения между формами железа, породами и  $C_{орг}$  в них для большей наглядности изображены на фиг. 201, 202.



Фиг. 201. Формы железа в континентальных отложениях.

1 — обломочное железо; 2 —  $Fe^{2+}_{HCl}$ ; 3 —  $Fe^{2+}_{пир}$ .

Как видим, при очень малых содержаниях остаточного  $C_{орг}$ , измеряемых тысячными долями процента и до 0,3—0,2%, в породах еще сохраняются первичные гидрогетиты в количествах, постепенно все более снижающихся по мере того, как накапливается  $C_{орг}$ ; это обстоятельство придает породам красноватую окраску разной силы и оттенков. Как только содержания остаточного  $C_{орг}$  переходят за грань 0,3%, гидроокисное железо оказывается нацело редуцированным, и породы приобретают зеленые, серые и зеленовато-серые тона. Определяемые в таких породах небольшие количества  $Fe_2O_3$  в HCl вытяжке (сотые доли до 0,2—0,3%) обязаны по большей части начавшемуся окислению закисных минералов при лежании kernового материала, либо окислению при подготовке образцов

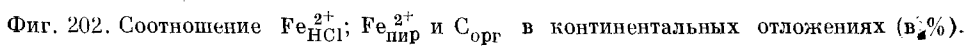


Таблица 70

Распределение  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в озерных отложениях верхнепалеозойских  
гумидных зон СССР

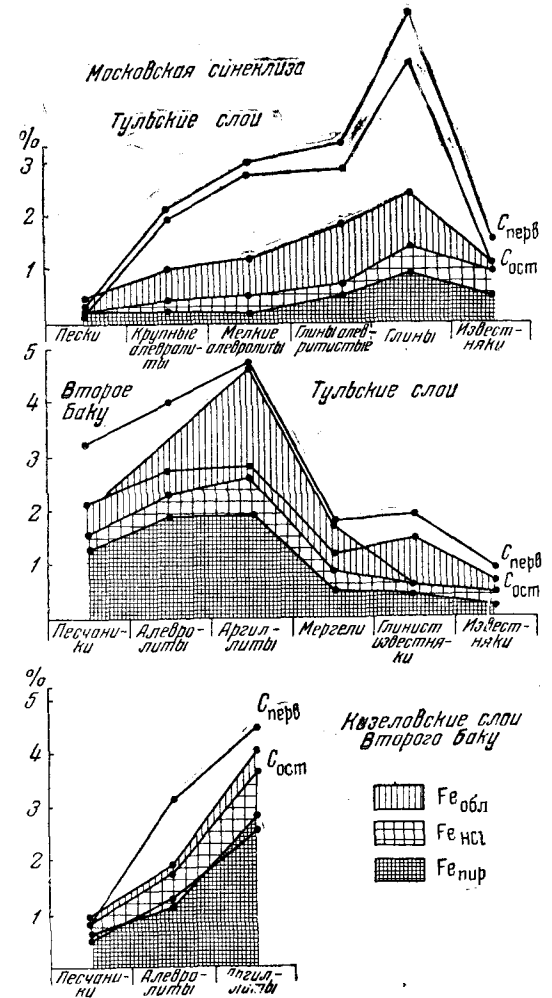
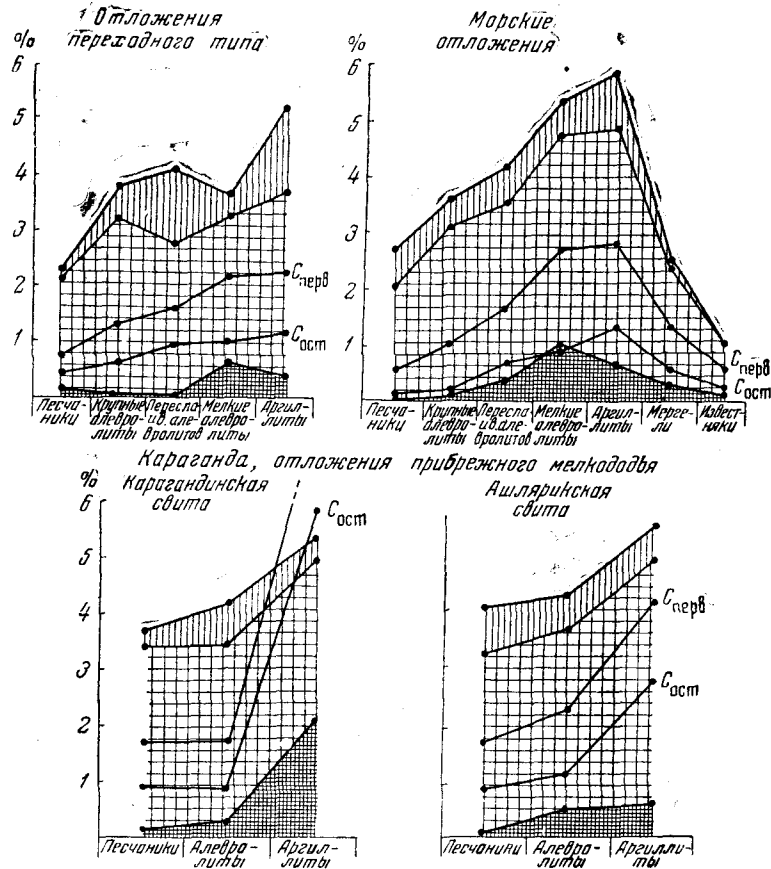
| Фации, свиты                                                         | Песчаники                       | Алевриты        | Аргиллиты | Песчаники                       | Алевриты      | Аргиллиты |
|----------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-----------------|-----------|---------------------------------|---------------|-----------|
|                                                                      | % от породы                     |                 |           | в % от реакционно-способного Fe |               |           |
| <hr/>                                                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Фация открытых озерных водоемов                                      | Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub> |                 |           |                                 |               |           |
| Ерунаковская свита . .                                               | 1,79                            | 3,11—<br>2,54   | 3,38      | 97                              | 97,7—<br>97,5 | 98,0      |
| <hr/>                                                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Фация озерно-болотная с низовьями рек                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Долинская свита . . . .                                              | 2,28                            | 2,62            | 2,10      | 96                              | 98            | 98        |
| Свита C <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса, Должанский р-н . . . . . | 2,16                            | 2,62            | 1,73      | 99                              | 97,98         | 94        |
| Кемеровская свита . . .                                              | 1,09                            | 1,75            | 2,45      | 97                              | 98,8          | 97        |
| Алыкаевская свита . . .                                              | 1,91                            | 2,72            | 3,18      | 99                              | 99            | 99        |
| <hr/>                                                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Фация открытых озерных водоемов                                      | Fe <sup>2+</sup> <sub>пир</sub> |                 |           |                                 |               |           |
| Ерунаковская свита . .                                               | 0,055                           | 0,065—<br>0,075 | 0,063     | 3                               | 2,5—<br>2,3   | 2,0       |
| <hr/>                                                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Фация озерно-болотная с низовьями рек                                |                                 |                 |           |                                 |               |           |
| Долинская свита . . . .                                              | 0,11                            | 0,05            | 0,04      | 4,0                             | 2,0           | 2,0       |
| Свита C <sub>2</sub> <sup>6</sup> Донбасса, Должанский р-н . . . . . | 0,02                            | 0,05—<br>0,09   | 0,05      | 1,0                             | 2,0—<br>3,0   | 6,0       |
| Кемеровская свита . . .                                              | 0,036                           | 0,022           | 0,081     | 3,0                             | 1,2           | 3,0       |
| Алыкаевская свита . . .                                              | 0,02                            | 0,03            | 0,035     | 1,0                             | 1,0           | 1,0       |

к анализу (растирание), т. е. имеют вторичное происхождение. При содержаниях  $\text{C}_{\text{орг}} > 0,3\%$  закисное реакционно-способное железо находится в породах в двух формах: карбонатно-лептохлоритовой и пиритной. Количественные соотношения между ними очень своеобразны: железо карбонатно-лептохлоритовое составляет обычно 97—98% всего закисного Fe; железо же пиритное измеряется 1—3% от общей суммы закисного, что отвечает немногим сотым долям процента, если считать его на породу. В высшей степени характерно, что содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в этом случае не зависит от петрографического типа породы: оно одинаково в песчаниках, алевролитах, глинах. Не зависит оно также и от содержания органического вещества в осадках. Последнее обстоятельство доказывает, что органическая сера не играет заметной роли в пиритообразовании, и указание на этот счет в одном из предыдущих сообщений (Страхов и Залманзон, 1955) при дальнейшей работе не подтвердилось. Весьма типично для пресноводно-озерных комплексов, что когда среди них встречаются угли, они оказываются малосернистыми (Кузбасс, ряд пластов среди континентальных свит Караганды).

Среди ископаемых угленосных толщ пресноводного генезиса накопленных фосфатов железа пока не констатировано, но среди современных



# Должанский район, $C_2^6$



Фиг. 203. Формы железа в солонатоводных и морских отложениях.

озерно-болотных осадков давно известны находения вивианита; поэтому вивианит показан над диаграммой как возможный компонент пресноводного парагенезиса железистых минералов.

Учитывая неодинаковое развитие закисных и окисных форм железа в пресноводно-озерных отложениях с разным содержанием  $C_{орг}$ , диаграмма может быть подразделена на две существенно разные части: *поле закисно-окисной или красноцветной фации* с остаточным гидрогетитом или гематитом, где содержания  $C_{орг}$  ниже 0,3% и *поле сероцветной сидеритово-хлоритовой фации*, при содержаниях  $C_{орг} > 0,3\%$ . В связи с ничтожным количеством пирита поле пиритовой фации в осадках пресноводных водоемов (с ничтожным содержанием  $SO_4^{2-}$  в наддонной воде) отсутствует.

Чрезвычайно важно отметить, что в разрезе озерных осадков от прибрежной зоны к центру водоема далеко не всегда красноцветная фация располагается у берега, а сероцветная более центрально. Нередко существуют и обратные соотношения: серо-зеленые песчано-алевритовые породы у берегов, красные глинистые — в центре. Такая ситуация, например, по В. В. Копериной, имеет место в шаханской и карагандинской свитах Караганды. Эти «аномалии», конечно, не случайны. Все определяется количеством органического материала в исходных осадках; когда его в глинах мало, а способного к редукации железа много, большие массы остаточного  $Fe_2O_3$  придают глинам красную окраску; при том же количестве исходной органики, но гораздо меньшей массе реакционно-способного  $Fe_2O_3$  в песчаниках и алевролитах, окисное железо успевает нацело или в большей своей части редуцироваться, и эти более грубозернистые породы приобретают серый цвет. Возникает обратное распределение окрасок пород на поперечном разрезе через водоем.

### 3. Формы железа в солоноватоводных и морских осадках, возникших в мелководных и ограниченных по размерам водоемах

Значительно сложнее обстоит дело в морских и солоноватых бассейнах (лагунах, озерах) сводой, богатой ионом  $SO_4^{2-}$ . Рассмотрим пока только те отложения, которые возникли в ограниченных по размерам и мелководных бассейнах. Относящиеся сюда данные представлены в табл. 71 и на фиг. 203—208.

При очень малых содержаниях  $C_{орг}$  в осадке, меньших 0,3—0,4% остаточного углерода, в отложениях этого фациального типа еще присутствует реакционно-способное легкоподвижное  $Fe^{3+}$ ; при  $C_{орг} > 0,3—0,4\%$  оно исчезает и формируются лишь аутигенные минералы закиси железа. Одновременно благодаря обилию  $SO_4^{2-}$  в исходной иловой воде начинается усиленная редукция сульфатов и генерация за счет них  $FeS_2$ . *Накопление больших или меньших количеств пирита (или марказита) и является поэтому характерной особенностью отложений морских и солоноватоводных бассейнов с водой, богатой  $SO_4^{2-}$  в отличие от пресноводно-озерных.* В осадках слабо солоноватых водоемов наряду с пиритом формируется иногда и пирротин, т. е. моносulfид Fe (керженские руды).

Как видно из табл. 71 и фиг. 203—207, в ряду пород: песчаники — алевролиты — аргиллиты — мергели — известняки минимальное содержание  $Fe_{пир}^{2+}$  наблюдается в песках, в алевролитах его больше, а в аргиллитах максимальное количество; в мергелях содержания пирита обычно падают, а в известняках становятся минимальными, хотя обычно и большими, чем в песчаниках. Содержания  $Fe_{HCl}^{3+}$  показывают в общем такого же рода распределение. При общем сходстве кривых соотношения между  $Fe_{пир}^{3+}$  и  $Fe_{HCl}^{2+}$  в изучаемом ряду, однако, не остаются постоянными. В большинстве

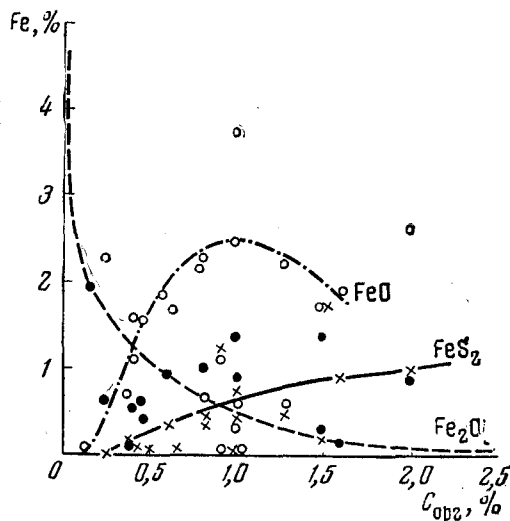
Распределение  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НСI}}^{2+}$  в отложениях соленоватых и морских водоемов верхнепалеозойских гумидных зон СССР

| Отложения, свиты                                                      | Песчаники                                | Алевриты  | Аргиллиты | Мергели | Известняки | Песчаники                       | Алевриты | Аргиллиты | Мергели | Известняки |
|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------|-----------|-----------|---------|------------|---------------------------------|----------|-----------|---------|------------|
|                                                                       | в % от породы                            |           |           |         |            | в % от реакционно-способного Fe |          |           |         |            |
|                                                                       | Содержание $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ |           |           |         |            |                                 |          |           |         |            |
| Солоноватые бассейны с водой, богатой $\text{SO}_4^{2-}$              |                                          |           |           |         |            |                                 |          |           |         |            |
| Озерные отложения наддолинской свиты . . . . .                        | 0,05                                     | 0,32      | 0,12      | —       | —          | 2,0                             | 11,0     | 6,0       | —       | —          |
| Сталиногорские соли Подмосковья                                       | 0,19                                     | 0,11      | 0,16—0,24 | —       | —          | 100                             | 30,0     | 44,0—52,0 | —       | —          |
| Сталиногорские слои Татарии . .                                       | 0,17                                     | 1,15      | 0,51      | —       | —          | 44,5                            | 70       | 27        | —       | —          |
| Свита $\text{C}_2^6$ Донбасса, Боковский р-н                          | 0,007                                    | 0,21—0,67 | —         | —       | —          | 0,3                             | 10,0     | 32        | —       | —          |
| Переходные отложения свиты $\text{C}_2^6$ Донбасса с изменчивой водой |                                          |           |           |         |            |                                 |          |           |         |            |
| Должанский р-н . . . . .                                              | 0,14                                     | 0,05—0,67 | 0,40      | —       | —          | 6,5                             | 1,6—25,0 | 19        | —       | —          |
| Боковский р-н . . . . .                                               | 0,04                                     | 0,07      | 0,17      | —       | —          | 1,8                             | 2,2      | 6,4       | —       | —          |
| Морские отложения                                                     |                                          |           |           |         |            |                                 |          |           |         |            |
| Должанский р-н $\text{C}_2^6$ Донбасса . .                            | 0,02                                     | 0,11—1,01 | 0,66      | 0,34    | 0,15       | 1,0                             | 3,5—21,0 | 13,5      | 14,2    | 14,0       |
| Боковский р-н . . . . .                                               | 0,14                                     | 0,22      | —         | —       | —          | 8,5                             | 8,2      | —         | —       | —          |
| Карагандинская свита . . . . .                                        | 0,12                                     | 0,15      | 2,03      | —       | —          | 3,5                             | 4,6      | 41,2      | —       | —          |
| Ашлярикская свита . . . . .                                           | 0,11                                     | 0,44      | 0,62      | —       | —          | 3,0                             | 11,8     | 12,3      | —       | —          |
| Кизеловская свита . . . . .                                           | 0,66                                     | 1,15      | 2,77      | —       | —          | 85                              | 64       | 77        | —       | —          |
| Тульская свита Подмосковья . .                                        | 0,21—0,20                                | 0,15—0,20 | 0,49—0,88 | —       | 0,50       | 100                             | 53—30,0  | 72—63,0   | —       | 5          |
| Тульская свита Второго Баку . .                                       | 1,25                                     | 1,83      | 1,92      | 0,51    | 0,42—0,21  | 80                              | 79       | 74        | 57      | 70—48      |
| Ардатовские слои . . . . .                                            | 0,12                                     | 0,09      | 0,91      | 2,33    | 0,97       | 48                              | 5,5      | 214,6     | 46,6    | 68,0       |
| Пашийские слои . . . . .                                              | 0,16                                     | 0,15      | 0,37      | —       | —          | 28,3                            | 8,5      | 11,5      | —       | —          |
| Кыновские слои . . . . .                                              | —                                        | 0,22      | 0,32      | 0,27    | —          | —                               | 10,0     | 11,8      | 20      | —          |
| Шугуровские слои . . . . .                                            | —                                        | 0,50      | 0,57      | 1,02    | —          | —                               | 32,5     | 18        | 53      | —          |
| Доманиковские слои . . . . .                                          | —                                        | —         | 1,32*     | 0,72    | —          | —                               | —        | 82        | 63,1    | —          |

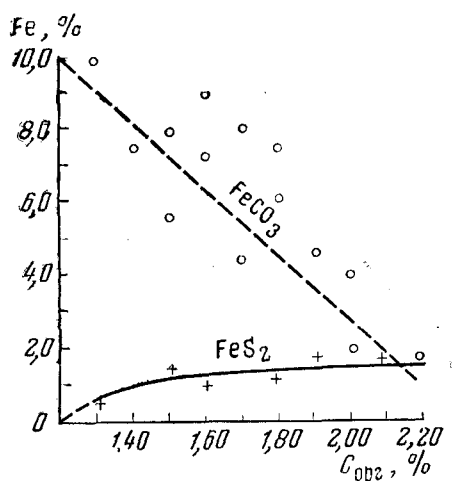
|                                                                                             |      |           |       |           |      |      |         |       |      |       |
|---------------------------------------------------------------------------------------------|------|-----------|-------|-----------|------|------|---------|-------|------|-------|
| <i>Солоноватоводные бассейны<br/>с водой, богатой <math>\text{SO}_4</math></i>              |      |           |       |           |      |      |         |       |      |       |
| <i>Озерные отложения наддолинской<br/>свиты . . . . .</i>                                   |      |           |       |           |      |      |         |       |      |       |
| Озерные отложения наддолинской<br>свиты . . . . .                                           | 2,79 | 2,59      | 1,98  | —         | —    | 98   | 89      | 94    | —    | —     |
| Сталиногорские слои Подмосковья                                                             | —    | 0,25      | 0,20  | —         | —    | 0    | 70      | 48—56 | —    | —     |
| Сталиногорские слои Татарии . .                                                             | 0,21 | 0,38      | 1,35  | —         | —    | 55,5 | 25      | 73    | —    | —     |
| Свита $\text{C}_2^6$ Донбасса, Боковский р-н                                                | 2,38 | 1,93      | 1,43  | —         | —    | 99,7 | 80      | 68    | —    | —     |
| <i>Переходные отложения свиты<br/><math>\text{C}_2^6</math> Донбасса с изменчивой водой</i> |      |           |       |           |      |      |         |       |      |       |
| Должанский р-н . . . . .                                                                    | 2,01 | 2,58—3,19 | 3,28  | —         | —    | 93,5 | 72—98,4 | 81    | —    | —     |
| Боковский р-н . . . . .                                                                     | 2,14 | 3,08      | 2,51  | —         | —    | 98,2 | 97,8    | 93,6  | —    | —     |
| <i>Морские отложения свиты</i>                                                              |      |           |       |           |      |      |         |       |      |       |
| Должанский р-н $\text{C}_2^6$ Донбасса . .                                                  | 2,06 | 3,04—3,79 | 4,22  | 2,06      | 0,94 | 99   | 96,5—79 | 86,5  | 85,8 | 86    |
| Боковский р-н » . .                                                                         | 1,63 | 2,45      | —     | —         | —    | 91,1 | 91,8    | —     | —    | —     |
| Ашлярикская свита . . . . .                                                                 | 3,20 | 3,31      | 4,41  | —         | —    | 97,0 | 88,2    | 87,7  | —    | —     |
| Карагандинская свита . . . . .                                                              | 3,23 | 3,09      | 2,90  | —         | —    | 96,5 | 95,4    | 58,8  | —    | —     |
| Кизеловская свита . . . . .                                                                 | 0,12 | 0,64      | 0,81  | —         | —    | 15   | 36      | 23    | —    | —     |
| Тульская свита Подмосковья . .                                                              | —    | 0,18      | 0,35  | 0,19      | 0,48 | 0    | 47—70   | 28—37 | —    | 49    |
| Тульская свита Татарии . . . . .                                                            | 0,30 | 0,47      | 0,69  | 0,51—0,38 | —    | 20   | 21      | 26    | 43   | 52—30 |
| Ардатовские слои . . . . .                                                                  | 0,13 | 1,54      | 2,78  | 2,66      | 0,46 | 52   | 94,5    | 75,4  | 53,6 | 32    |
| Пашийские слои . . . . .                                                                    | 0,41 | 1,62      | 2,85  | —         | —    | 71,9 | 91,5    | 88,5  | —    | —     |
| Кыновские слои . . . . .                                                                    | —    | 1,99      | 2,57  | 1,17      | —    | —    | 90      | 88,2  | 80   | —     |
| Шугуровские слои . . . . .                                                                  | —    | 0,92      | 2,65  | 0,89      | —    | —    | 67,5    | 82    | 47   | —     |
| Доманиковские слои . . . . .                                                                | —    | —         | 0,24* | 0,42      | —    | —    | —       | 18    | 36,9 | —     |

\* Горючие сланцы

случаев процентное содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ , высчитанное от суммы железа аутигенного, более или менее отчетливо нарастает от песчаников к известнякам. Иначе говоря, по мере перехода от грубозернистых прибрежных осадков к более тонкозернистым глинистым и глинисто-карбонатным железо пиритное во все большей степени вытесняет железо карбонатно-хлоритовое, хотя почти никогда не приводит к полному уничтожению последнего. В некоторых случаях это правило нарушается и пиритное железо (в процентном выражении от аутигенного) оказывается максимальным — до 100% в прибрежных песчаных породах. Такого рода соотношения вызываются чаще всего аномально высоким содержанием органического вещества в песчаных осадках, примером чему могут служить



Фиг. 204. Формы железа в нижнепалеозойских мергелях Латвии (по Редлих.)

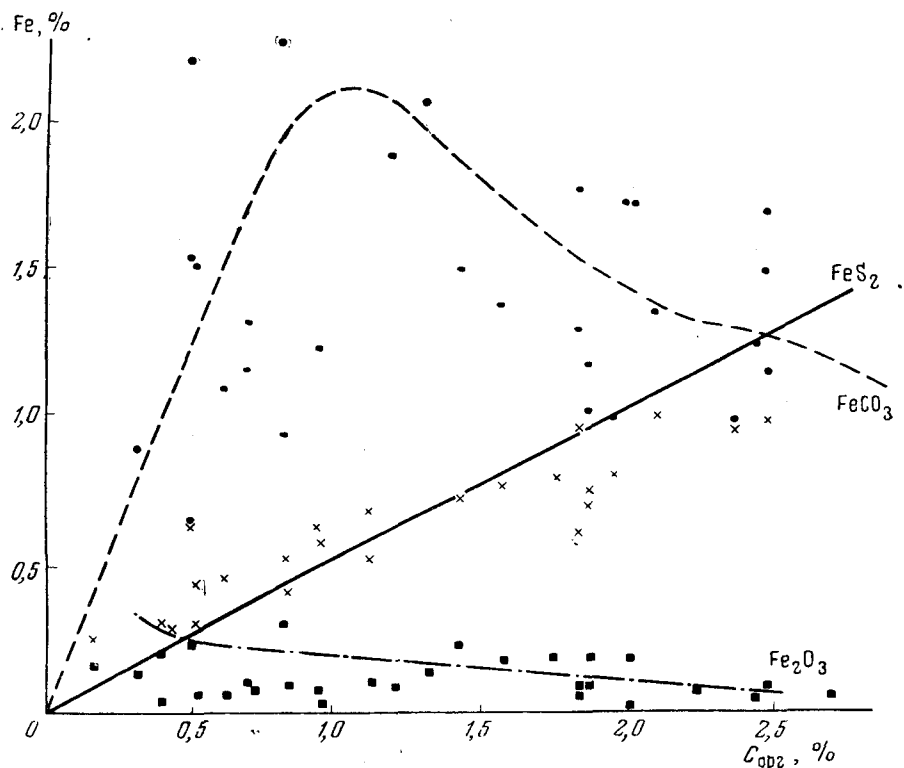


Фиг. 205. Формы железа в глинах средней юры юго-восточного Кавказа (по Ч. М. Халифа-Заде).

тульские породы Второго Баку. Но иногда повышенное накопление пирита в песчаниках сочетается с очень низким содержанием в них  $\text{C}_{\text{орг}}$ ; в этих случаях причину аномалии надо искать в перемещении в пески  $\text{FeS}_2$  из глин в ходе диагенеза; так обстоит дело, например, в тульских породах Подмоскovie, кизеловских, ардаговских и пашийских породах Второго Баку. Понятно, что этот вторичный занос в пески  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в диагенезе не отменяет охарактеризованных выше закономерных соотношений  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$ , но только усложняет их. Если снять дополнительную миграцию пирита в пески, то соотношения  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НСл}}^{2+}$  во всем ряду из аномальных приобретают обычный вид.

Чрезвычайно интересны соотношения между разными аутигенно-минералогическими формами железа и содержанием органического вещества в тонкозернистых глинистых осадках. Как видно на фиг. 208, с увеличением остаточного  $\text{C}_{\text{орг}}$  (что отвечает, конечно, увеличению и первоначальной массы органики в осадке) растет и содержание пирита за счет одновременного сокращения закисных легкоподвижных карбонатно-силикатных форм железа. Вначале, до содержаний  $\text{C}_{\text{орг}}$  в 4—6%, рост этот идет довольно интенсивно и содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  увеличивается почти пропорционально росту  $\text{C}_{\text{орг}}$ ; но затем темпы прироста  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  все ослабевают и при значениях  $\text{C}_{\text{орг}}$  свыше 10% увеличение органического вещества едва оказывается на приросте пирита. Очень важны также две другие

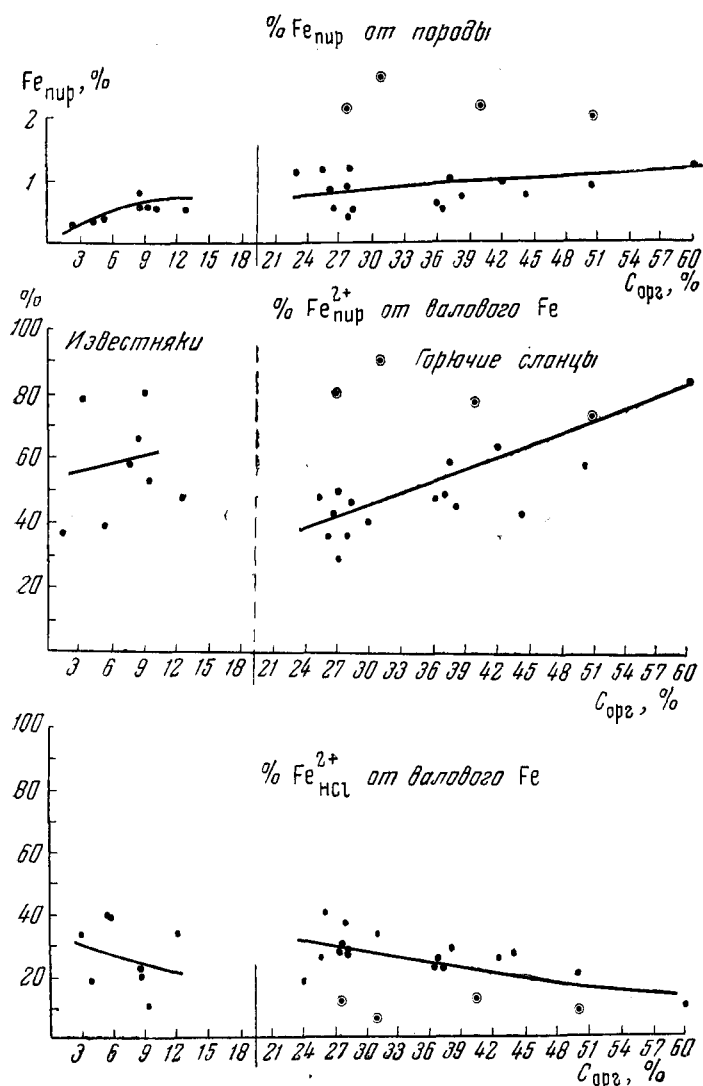
особенности этого процесса. Из расположения точек на диаграмме видно, что одному и тому же содержанию органического (остаточного) углерода могут отвечать весьма разные соотношения  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{2+}$ , особенно в интервале величин  $\text{C}_{\text{орг}} = 1,5 - 3\%$ . С другой стороны, даже при больших содержаниях  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадке лишь очень редко дело доходит до полного



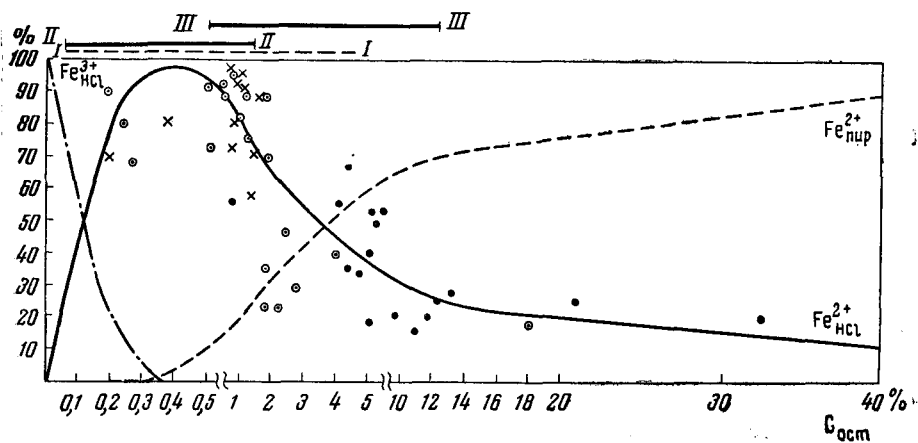
Фиг. 206. Формы железа в байосских глинах Дагестана (по Г. И. Тимофееву и Н. С. Ильиной).

вытеснения  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{2+}$  железом пиритным; как правило же, всегда остается большее или меньшее количество карбонатного или лептохлоритового железа. Оба эти обстоятельства наглядно показывают, что связь форм железа с  $\text{C}_{\text{орг}}$  имеет общий и качественный характер, но не строго количественный. Все эти закономерности хорошо видны, помимо нашей обобщающей диаграммы, также на ряде диаграмм, построенных другими исследователями. Так как они оперировали не усредненными данными, разброс точек на диаграммах значительный, но общие тенденции в соотношениях разных форм железа на них все же выступают отчетливо.

В результате описанных изменений в соотношениях  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{2+}$  наша сводная диаграмма ясно распадается на три поля, отвечающих трем геохимическим фациям. Красноцветная окислительная фация развита при  $\text{C}_{\text{орг}} < 0,3\%$  и характеризуется наличием значительных масс  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , легко растворимой в  $\text{HCl}$ . Сероцветная слабо и умеренно восстановительная сидеритовая (точнее сидеритово-хлоритовая) фация с преобладанием  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{2+}$  и с меняющимися соотношениями сидерита и шамозита возникает при  $\text{C}_{\text{орг}} > 0,3\%$  и меньше  $4\%$ . Темноцветная пиритовая сильно восстановительная фация с резким преобладанием пирита над  $\text{Fe}_{\text{НС1}}^{2+}$  формируется при  $\text{C}_{\text{орг}}$  больше  $4\%$ .



Фиг. 207. Формы железа в кукурситовом горизонте (по данным С. С. Баукова).



Фиг. 208. Формы железа в морских отложениях.

I — вивианит; II — глауконит; III — парагенезис железистых минералов в сероводородных бассейнах. Круги — усредненные значения; кресты и точки — частные анализы.

Кроме уже охарактеризованных аутигенных железистых минералов, в парагенезис их, свойственный водоемам солоноватым и нормально-морским, входят еще три: вивианит, пирротин и глауконит.

Как показывает пример Керченского железорудного бассейна, вивианит в осадках солоноватых водоемов может развиваться порою в значительных количествах; но сами такие случаи единичны, и потому вивианит должен рассматриваться как нетипичный (нехарактерный) минерал для железистых парагенезов осадков солоноватого типа. Его положение в шкале значений  $S_{орг}$  показано на диаграмме (фиг. 208) по данным о керченских рудах. То же относится к пирротину. Глауконит является, как известно, типичным минералом нормально-соленых морей. Его возникновение требует окислительной или нейтральной по Eh среды и локализуется в верхней окислительной пленке осадка в стадию окислительного минералообразования на фоне низких содержаний  $S_{орг}$ .

Сопоставляя парагенезисы аутигенно-минералогических форм железа пресноводно-озерных и морских водоемов, четко улавливаем их отличия. В озерных осадках наблюдается сочетание резкого доминирования карбонатов железа и лептохлоритов с нередко сильным развитием вивианита и всегда с весьма слабым — пирита. В закисном поле связь между формами железа и содержанием  $S_{орг}$  отсутствует. В отложениях нормально-соленых морей вивианит исчезает из парагенеза, зато развивается глауконит; пирит, как правило, развит заметно или сильно, а порою и доминирует над всеми другими аутигенными минералами железа. В закисном поле имеется ясная связь между содержанием  $S_{орг}$  и формами железа, но она имеет общий качественный, а не количественный характер.

Эти различия парагенезиса железистых минералов в отложениях пресноводных озер и морей легко объяснимы. Так, исчезновение вивианита при осолонении воды происходит, по всей вероятности, в силу того, что комбинация  $Ca^{2+}$  с  $PO_4^{3-}$  в условиях возрастающего содержания в воде  $Ca^{2+}$  достигает насыщения скорее, чем комбинация  $PO_4^{3-}$  с  $Fe^{2+}$ , учитывая малые в общем содержании  $Fe^{2+}$  в иловой воде морей. Образование глауконита есть, конечно, следствие накопления в морской воде калия (К). Усиление пиритообразования — результат резкого обогащения наддонной воды ионом  $SO_4^{2-}$ , диффузно проникающим в нее по мере того как усиливается редукция первоначально захваченных осадком порций  $SO_4^{2-}$  в иловой воде.

Сложность в морских породах соотношений между формами железа и органическим веществом в закисном поле и наличие здесь только общих качественных, а не количественных связей объясняется действием ряда иногда противоположно влияющих факторов.

В первую очередь это, конечно, результат качественного состава органического вещества. Мы знаем, что редукция  $SO_4^{2-}$  в  $S^{2-}$  идет биологическим путем, с помощью бактерий — десульфатизаторов и их ферментов — в более глубоких горизонтах осадка. Но для поддержания бактериальной и ферментативной жизнедеятельности необходимы не всякие, а лишь некоторые (в разных случаях — разные) органические вещества. Неодинаковое содержание их в одинаковых по общей массе исходных количествах органических веществ в осадках ведет к тому, что редукция  $SO_4^{2-}$  в  $S^{2-}$  совершается с разной силой, и одному и тому же  $S_{орг}$  отвечают разные соотношения  $Fe_{НС}^{2+}$  и  $Fe_{пир}^{2+}$ . Иначе говоря, качественный состав органической массы то усиливает действие ее количества, то тормозит влияние количественного фактора. Отсюда значительный разброс точек около кривых  $Fe_{НС}^{2+}$  и  $Fe_{пир}^{2+}$ , на что уже обращалось внимание в одном из предыдущих сообщений (Страхов, Залманзон, 1955).



Очень важным фактором в истории образования аутигенных железистых минералов является наличие взмучиваний осадка или нарушение его сплошности илоедами. Легко понять, что если осадок, даже богатый органическим веществом, во время нахождения на восстановительной стадии будет более или менее часто (и глубоко) взмучиваться, то это будет всякий раз сопровождаться более или менее значительным насасыванием осадком кислорода и окислением как органического вещества, так и закисных диагенетических минералов железа. Редукционные возможности первично захороненной органики пойдут в значительной степени по побочной линии — связывания свободного кислорода, и в конечном итоге парагенез закисных форм Fe окажется аналогичным тому, какой развивается в осадках с низким содержанием  $C_{орг}$ . Аналогичным образом действуют илоеды. По их трубчатым ходам, открытым на поверхности осадка, идет усиленное проникновение кислорода в восстановительную зону отложений; этот кислород расходуется потом на окисление органической массы осадка и закисных форм железа; в итоге развитие пирита задерживается. Нужно заметить, что как раз морские осадки, обогащенные  $C_{орг}$ , нередко несут признаки и взмучивания и большой работы илоедов (кукерситовый горизонт, нижеволжские горючие сланцы). Не удивительно поэтому, что в них удерживаются еще заметные массы  $Fe_{HCl}^{2+}$  несмотря на высокое содержание органического вещества и что вообще в морских осадках с  $C_{орг} > 10\%$  накопление органического вещества крайне слабо сказывается на балансе аутигенно-минералогических форм железа.

Наконец, влияет и еще один фактор — *скорость накопления осадка*. Чтобы понять механизм его действия, необходимо иметь в виду следующее. Полное восстановление всех сульфатов захороненной в илах морской воды обычного состава может дать лишь около 0,2% S и такое же количество  $Fe_{пир}^{2+}$ . Между тем среднее содержание пиритного железа в морских породах, как мы знаем, часто составляет 0,5—0,8 и т. д. до 2,7%. Эти избыточные количества S получаются за счет диффузионного подтока  $SO_4^{2-}$  из наддонной воды и ил по мере того, как в последнем первично содержавшиеся сульфаты уничтожаются редукцией. Но проникновение иона  $SO_4^{2-}$  становится тем более затруднительным, чем с более глубокими горизонтами ила мы имеем дело; с некоторой же критической глубины оно вообще практически прекращается.

При изучении современных осадков удалось составить представление о толще их, через которую ион  $SO_4^{2-}$  еще успевает проникнуть. Сущность приема в следующем.

В самом верхнем горизонте осадка, еще не подвергшемся редукции, сера находится практически лишь в жидкой фазе, в растворе, в виде  $SO_4^{2-}$ , причем количество ее определяется влажностью осадка и может быть рассчитано по последней, когда известно содержание  $SO_4^{2-}$  в наддонной воде (сера органических соединений столь ничтожна, что практически может не учитываться). Если ион  $SO_4^{2-}$  не поступает в осадок в ходе диагенеза, то содержание суммарной аналитической серы, реально присутствующей в осадке на каждом отрезке его колонки, должно быть равно исходной ее величине в верхнем слое осадка, если влажность остается прежней, либо будет меньше исходной, если влажность осадка убывает сверху вниз по разрезу. Но если в действительности в ходе диагенеза ион  $SO_4^{2-}$  насасывается осадком из наддонной воды, то реальное содержание серы в осадках должно быть большим, чем исходное количество в самом верхнем горизонте, *несмотря даже на убывание влажности осадка*; при этом самая величина прироста будет мерилом интенсивности насасывания. При ограниченности проникновения  $SO_4^{2-}$  в осадок, величина прироста S с некоторой

глубины должна стабилизироваться и стать постоянной. Расстояние от поверхности дна до уровня, с которого содержание суммарной S становится стабильным, отвечает, очевидно, глубине диффузионного проникновения  $\text{SO}_4^{2-}$  из наддонной воды в осадок.

В табл. 72 приведены данные по сере в осадках Охотского моря, опубликованные Е. А. Остроумовым (1957) и обработанные по вышеизложенной методике. Как видим, всегда по мере углубления в осадок, от слоя к слою суммарное содержание серы постепенно растет и в 1,5—2,5 раза превышает исходную ее величину. *Эта избыточная сера могла появиться, конечно, только в результате насыщения  $\text{SO}_4^{2-}$  из наддонной воды с последующей ее редукцией.*

Таким образом прирост серы в более глубоких горизонтах осадка с полной достоверностью устанавливает факт диффузионного проникновения сульфатного иона из наддонной воды в осадок.

Нельзя не заметить вместе с тем, что, начиная с глубины около 2,0—2,5 м (редко меньшей), дальнейший рост суммарной серы в осадке прекращается и величины ее начинают незначительно колебаться около определенного уровня, разного в разных колонках. *Это указывает, очевидно, тот нижний предел, до которого в условиях Охотского моря еще возможно проникновение  $\text{SO}_4^{2-}$  в ил из наддонной воды; ниже диффузия сульфатного иона уже прекращается, и колебания суммарной серы объясняются перераспределением сульфидов в осадке и начинающимся его стягиванием в зародышевые конкреции (табл. 72; прирост серы 6,60; 1,14%).* Таким образом, в Охотском море граница проникновения  $\text{SO}_4^{2-}$  в ил располагается где-то у 2—2,5 м; в других водоемах она может быть несколько меньшей или слегка большей, но едва ли превосходит немногие (3—5) метры. Между тем редукция сульфатов, хотя и очень медленная, достоверно имеет место, как это мы видели в предыдущей главе, на глубинах свыше 12—15 м. Иначе говоря, *диффузия сульфатного иона в осадок из наддонной воды прекращается гораздо раньше, чем его редукция.*

Представим себе теперь, что скорость осадконакопления больше, чем скорость диффузии  $\text{SO}_4^{2-}$  из наддонной воды в ил. Тогда, очевидно, прекращение подачи этого иона в какой-либо горизонт осадка произойдет раньше, чем будут полностью использованы потенциальные редукционные способности захороненной в нем органики. В итоге серы (а значит и пиритного железа) в породе будет меньше, чем могло бы быть по содержанию исходной органической массы. В других случаях, при меньшем содержании исходного органического вещества, но при замедленной седиментации, осадок дольше будет находиться в зоне, доступной проникновению в ил  $\text{SO}_4^{2-}$ , редукционные способности органики будут использованы полностью и содержание S (а значит и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ ) окажется таким же или даже большим, чем в случае быстрой седиментации.

Следовательно, *скорость осадконакопления то способствует полному развитию редукционных процессов и обогащению осадка  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ , то, наоборот, тормозит эти процессы.* А это в свою очередь затушевывает связи между балансом аутигенно-минералогических форм железа и органическим веществом.

Итак, соотношения между  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в закисном поле морских и солоноватоводных пород являются функцией многих переменных: а) количества захороненной органики, б) качества ее, в) наличия (и силы) взмучиваний осадка и действия илоедов, г) наконец, скорости седиментации. Из них второй фактор может то усиливать, то ослаблять действие первого; третий фактор всегда противодействует влиянию первого; четвертый действует то согласно с первым, то противоположно ему. Все это,

Таблица 72

Распределение суммарной серы S (аналитической и  $\text{SO}_4^{2-}$  в колонках осадков Охотского моря)

(по Э. А. Остроумову, 1957)

| Горизонты по колонкам<br>(сверху вниз), см | Серa исход-<br>ная, % | Серa реаль-<br>ная в осадке, % | Прирост серы,<br>% |
|--------------------------------------------|-----------------------|--------------------------------|--------------------|
| <i>Ст. 893, глуб. 2566 м</i>               |                       |                                |                    |
| Гор. 10—15                                 | 0,28                  | 0,30                           | 0,02               |
| » 60—65                                    | 0,28                  | 0,53                           | 0,25               |
| » 110—115                                  | 0,28                  | 0,57                           | 0,29               |
| » 155—160                                  | 0,28                  | 0,59                           | 0,31               |
| » 230—235                                  | 0,28                  | 0,82                           | 0,54               |
| » 290—295                                  | 0,28                  | 0,77                           | 0,49               |
| » 360—365                                  | 0,28                  | 0,75                           | 0,47               |
| » 405—410                                  | 0,28                  | 0,63                           | 0,40               |
| <i>Ст. 29, глуб. 536 м</i>                 |                       |                                |                    |
| Гор. 10—15                                 | 0,43                  | 0,40                           | Нет                |
| » 40—45                                    | 0,43                  | 0,53                           | 0,13               |
| » 170—173                                  | 0,43                  | 0,48                           | 0,15               |
| » 310—315                                  | 0,43                  | 0,40                           | 0,0                |
| » 400—405                                  | 0,43                  | 0,53                           | 0,13               |
| <i>Ст. 56, глуб. 415 м</i>                 |                       |                                |                    |
| Гор. 10—15                                 | 0,37                  | 0,48                           | 0,11               |
| » 295—240                                  | 0,37                  | 0,79                           | 0,41               |
| » 330—335                                  | 0,37                  | 0,87                           | 0,50               |
| <i>Ст. 1781, глуб. 560 м</i>               |                       |                                |                    |
| Гор. 4—10                                  | 0,33                  | 0,35                           | 0,02               |
| » 35—40                                    | 0,33                  | 1,05                           | 0,72               |
| » 101—106                                  | 0,33                  | 0,89                           | 0,56               |
| » 150—155                                  | 0,33                  | 1,22                           | 0,89               |
| » 198—203                                  | 0,33                  | 0,95                           | 0,63               |
| » 255—260                                  | 0,33                  | 0,99                           | 0,63               |
| » 315—320                                  | 0,33                  | 1,06                           | 0,76               |
| » 398—403                                  | 0,33                  | 6,93                           | 6,60               |
| » 468—471                                  | 0,33                  | 0,85                           | 0,52               |
| <i>Ст. 1835, глуб. 152 м</i>               |                       |                                |                    |
| Гор. 5—10                                  | 0,33                  | 0,40                           | 0,07               |
| » 32—38                                    | 0,33                  | 0,89                           | 0,56               |
| » 130—135                                  | 0,33                  | 0,93                           | 0,60               |
| » 192—197                                  | 0,33                  | 0,94                           | 0,61               |
| » 230—235                                  | 0,33                  | 0,62                           | 0,30?              |
| <i>Ст. 1897, глуб. 1740 м</i>              |                       |                                |                    |
| Гор. 10—15                                 | 0,37                  | 0,40                           | 0,03               |
| » 45—50                                    | 0,37                  | 0,35                           | 0,02               |
| » 157—162                                  | 0,37                  | 1,51                           | 1,14?              |
| » 243—248                                  | 0,37                  | 1,08                           | 0,71               |
| » 330—336                                  | 0,37                  | 1,07                           | 0,70               |
| » 402—407                                  | 0,37                  | 0,89                           | 0,52               |

вместе взятое, и приводит к тому, что соотношения между балансом аутигенно-минералогических форм железа и органическим веществом в закисном поле морских пород приобретают сложный характер и связь между ними получает характер общий качественный, но не количественный.

#### 4. Влияние аномального газового режима водоема на диагенетические превращения железистых минералов

Все водоемы, разобранные до сих пор, принадлежали к типу нормально аэрируемых. Рассмотрим теперь, как обстоит дело в бассейнах с аномальным газовым режимом, с недостатком кислорода у дна, в особенности же с развитием в наддонной воде сероводородного заражения, как это имеет место в современном Черном море.

Так как железистые минералы весьма чувствительны к окислительно-восстановительному режиму, то естественно давно возникла мысль, что в осадках Черного моря единственной аутигенно-минералогической формой железа являются его сульфиды. Высказанная впервые Л. В. Пустоваловым (1933), эта мысль благодаря своей химической логичности приобрела широкое распространение, хотя до сих пор еще не было попытки проверить ее на самих черноморских осадках.

Проверка эта была сделана мною в 1956—1957 гг. Материал для определения форм железа в черноморских осадках был получен по 4 профилям вдоль Кавказского побережья, сделанным на судне «Академик Вавилов» в сентябре 1956 г.: против устья Чороха, устья Риона, станицы Лазаревской и Голубой бухты (у Геленджика); пробы брались с глубин от 21 до 1920 м и захватывали, таким образом, и кислородную и сероводородную части бассейна.

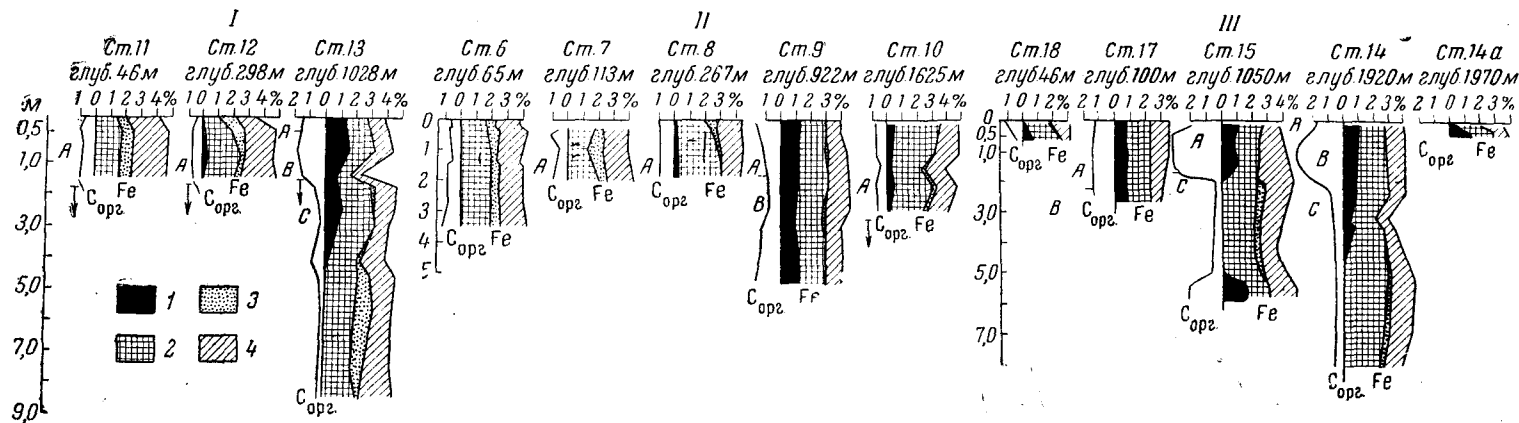
После взятия колонки пробы на анализ отбирались в герметически закрытые пробирки, которые затем хранились в холодильнике при температуре около нуля.

Для большей наглядности формы железа (табл. 73) изображены также графически на фиг. 209.

Из цифр с полной отчетливостью следует, что в отложениях глубоководной сероводородной зоны Черного моря присутствует не одно только сульфидное железо, как это предполагалось ранее, но находятся и другие его формы, в частности легко растворимое в 2% HCl железо лептхлоритово-карбонатное, а иногда даже и окисное железо. Больше того, *сульфиды железа в отложениях сероводородной зоны составляют максимум 47% от реакционно-способного железа, порою же всего 7%*; легко растворимое в 2% HCl железо, в наших по крайней мере образцах, всегда оказывается главенствующим, а порою и совершенно подавляет  $\text{Fe}^{2+}_{\text{пир}}$ . В некоторых позже анализированных пробах содержание сульфидного железа подымается до 52—60—71% от суммы реакционно-способного железа. Но превращения всего его в сульфиды не наблюдалось ни разу в более чем 200 пробах.

Смысл этих цифр очевиден. *При первом же соприкосновении с фактами широко распространенная умозрительная идея об исключительном развитаии сульфидного железа в отложениях сероводородной зоны Черного моря оказалось полностью ошибочной.* Тем самым выбита база и под другой идеей: использовать вертикальный профиль редокса для определения характера окислительно-восстановительных условий в осадках, как это впервые было предложено Л. В. Пустоваловым (в 1933 г.) и затем развивалось главным образом Г. И. Теодоровичем. Мне приходилось уже писать о неверности этой идеи еще до проведения работ на Черном море (Страхов, 1956); сейчас, после анализа проб, эта ошибочность совершенно наглядна и бесспорна.

При дальнейшем исследовании мы будем оперировать не частными анализами отдельных проб осадка, а усредненными величинами по разрезам современных и древнечерноморских осадков в целом, ибо в подавляющем большинстве случаев как валовое железо, так и формы его отличаются удивительным постоянством по разрезу сверху вниз, от 0—15 см до 2 м.



Фиг. 209. Формы железа в осадках Черного моря.

I — разрез против р. Чорох; II — разрез против устья Риона; III — разрез против станции Лазаревской. 1 —  $\text{Fe}^{2+}_{\text{пир}}$ ; 2 —  $\text{Fe}^{2+}_{\text{HCl}}$ ; 3 —  $\text{Fe}^{3+}_{\text{HCl}}$ ; 4 —  $\text{Fe}_{\text{обл}}$ .  
A — современные черноморские отложения; B — древнечерноморские отложения; C — нововексинские отложения.

## Формы железа в осадках Черного моря (профиль против устья р. Чороха)

| Место взятия образца                          | Fe <sub>пол.</sub> | Fe <sup>++</sup><br>сир. | Fe <sup>++</sup><br>гидро-<br>троял. | Fe <sup>++</sup><br>HCl | Fe <sup>++</sup><br>HCl | Fe <sub>обл.</sub> | Сорг. | CO <sub>2</sub> | Примечание                                                                                                                                                   |
|-----------------------------------------------|--------------------|--------------------------|--------------------------------------|-------------------------|-------------------------|--------------------|-------|-----------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Кислородная зона                              |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Ст. 11, глуб. 82 м                            |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Гор. 0—10 см . . .                            | 4,38               | 0,11                     | 0,02                                 | 1,29                    | 0,92                    | 2,04               | 0,50  | 6,40            | Современные осадки (А); алевритовая глина без фауны                                                                                                          |
| » 43—47 » . . .                               | 4,94               | 0,10                     | 0,03                                 | 1,60                    | 0,94                    | 2,27               | 0,86  | 4,47            |                                                                                                                                                              |
| » 104—108 » . . .                             | 4,72               | 0,06                     | 0,07                                 | 1,54                    | 0,88                    | 2,17               | 0,74  | 4,56            |                                                                                                                                                              |
| » 200—207 » . . .                             | 4,64               | 0,06                     | 0,05                                 | 1,46                    | 0,97                    | 2,10               | 0,90  | 5,96            |                                                                                                                                                              |
| Сероводородная зона                           |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Ст. 12, глуб. 225 м                           |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Дночерпатель . . .                            | 4,60               | 0,08                     | 0,02                                 | 1,05                    | 1,07                    | 2,38               | 0,39  | 6,20            | То же                                                                                                                                                        |
| Гор. 40—48 см . .                             | 4,82               | 0,04                     | 0,13                                 | 1,70                    | 0,87                    | 2,08               | 0,64  | 5,13            |                                                                                                                                                              |
| » 135—138 » . .                               | 4,68               | 0,04                     | 0,24                                 | 2,18                    | 0,48                    | 1,74               | 0,66  | 5,82            |                                                                                                                                                              |
| » 170—181 » . .                               | 4,84               | 0,03                     | 0,02                                 | 1,88                    | 0,65                    | 2,27               | 0,59  | 5,47            |                                                                                                                                                              |
| Ст. 13, глуб. 1028                            |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Гор. 0—15 см . .                              | 4,10               | 1,16                     | 0,11                                 | 1,44                    | 0,31                    | 1,08               | 1,43  | 7,27            | Современные осадки (А); глинисто-известковые илы Древнечерноморские осадки (В); глинисто-известковые илы Новоевксинские осадки (С); глинисто-известковые илы |
| » 100—115 » . .                               | 4,38               | 1,44                     | 0,03                                 | 1,74                    | 0,04                    | 1,13               | 1,78  | 5,00            |                                                                                                                                                              |
| » 173—185 » . .                               | 2,60               | 0,69                     | 0,01                                 | 0,99                    | 0,09                    | 0,82               | 1,53  | 12,91           |                                                                                                                                                              |
| » 223—230 » . .                               | 4,65               | 1,18                     | 0,04                                 | 1,67                    | 0,42                    | 1,34               | 0,72  | 6,96            |                                                                                                                                                              |
| » 297—310 » . .                               | 4,59               | 1,03                     | 0,05                                 | 1,80                    | 0,26                    | 1,45               | 0,41  | 11,74           |                                                                                                                                                              |
| » 352—369 » . .                               | 4,10               | 0,08                     | 0,76                                 | 2,40                    | 0,01                    | 0,85               | 0,35  | 11,54           |                                                                                                                                                              |
| » 453—460 » . .                               | 4,16               | 0,02                     | 0,22                                 | 1,96                    | 0,35                    | 1,61               | 0,83  | 11,00           |                                                                                                                                                              |
| » 520—527 » . .                               | 4,90               | 0,03                     | 0,03                                 | 2,15                    | 1,01                    | 1,68               | 0,33  | 0,40            |                                                                                                                                                              |
| » 637—647 » . .                               | 4,65               | 0,02                     | 0,01                                 | 1,93                    | 1,49                    | 1,20               | 0,24  | 0,56            |                                                                                                                                                              |
| » 808—816 » . .                               | 4,60               | 0,12                     | 0,03                                 | 1,65                    | 1,00                    | 1,80               | 0,29  | 6,14            |                                                                                                                                                              |
| » 890—894 » . .                               | 4,74               | 0,02                     | 0,02                                 | 2,18                    | 0,32                    | 2,20               | 0,34  | 5,48            |                                                                                                                                                              |
| Ст. 14 (против ст. Лазаревской), глуб. 1920 м |                    |                          |                                      |                         |                         |                    |       |                 |                                                                                                                                                              |
| Гор. 0—10 см . .                              | 3,84               | 1,02                     | 0,02                                 | 1,76                    | 0,14                    | 1,22               | 1,72  | 9,04            | Современные осадки (А)                                                                                                                                       |
| » 60—68 » . .                                 | 4,16               | 1,04                     | 0,01                                 | 1,87                    | 0,06                    | 1,18               | 1,07  | 6,16            |                                                                                                                                                              |
| » 118—126 » . .                               | 4,01               | 0,91                     | 0,02                                 | 1,98                    | Нет                     | 1,10               | 4,54  | 4,87            | Древнечерноморские осадки (В)                                                                                                                                |
| » 236—247 » . .                               | 4,24               | 0,87                     | 0,03                                 | 2,17                    | 0,13                    | 1,04               | 0,88  | 7,86            |                                                                                                                                                              |
| » 322—336 » . .                               | 3,07               | 0,11                     | 0,44                                 | 1,66                    | 0,09                    | 0,77               | 0,72  | 18,07           | Новоевксинские осадки (С)                                                                                                                                    |
| » 346—356 » . .                               | 3,65               | 0,44                     | 0,22                                 | 2,02                    | 0,25                    | 0,72               | 0,68  | 13,68           |                                                                                                                                                              |
| » 515—525 » . .                               | 4,89               | 0,09                     | 0,02                                 | 2,80                    | 0,35                    | 1,14               | 0,60  | 3,72            |                                                                                                                                                              |
| » 676—686 » . .                               | 4,72               | 0,03                     | 0,02                                 | 2,51                    | 0,47                    | 1,57               | 0,63  | 5,06            |                                                                                                                                                              |
| » 811—821 » . .                               | 3,97               | 0,06                     | 0,02                                 | 2,30                    | 0,33                    | 1,26               | 0,70  | 7,71            |                                                                                                                                                              |

Первое, что обращает на себя внимание в цифрах табл. 74, это полная перестройка форм реакционно-способного железа в осадках моря сравнительно с исходными его формами в речных взвешях. В последних 80% реакционно-способного железа находится в легко подвижной окисной форме и только 20% в закисной форме. Уже в отложениях кислородной зоны

## Соотношение аутигенных форм железа в речных взвешях и в осадках Черного моря (в средних цифрах)

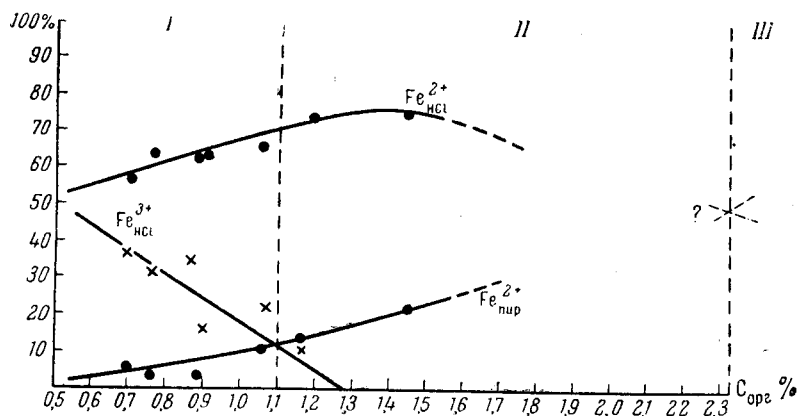
|                                                | Fe <sup>3+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sup>2+</sup> <sub>пир.</sub> | Fe <sup>2+</sup> <sub>гидр.</sub> | Сорг. |
|------------------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|-------|
| Речные взвеси . . . . .                        | 80,00                           | 19,30                           | 0,70                             | —                                 | 1,78  |
| <i>Кислородная зона моря</i>                   |                                 |                                 |                                  |                                   |       |
| Ст. 18, глуб. 46 м . .                         | 22,80                           | 66,80                           | 3,64                             | 6,76                              | 1,06  |
| » 6 » 65 » . .                                 | 31,80                           | 64,64                           | 2,65                             | 0,91                              | 0,76  |
| » 11 » 82 » . .                                | 37,02                           | 57,30                           | 4,37                             | 1,29                              | 0,70  |
| » 20 » 96 » . .                                | 11,73                           | 74,76                           | 6,06                             | 7,45                              | 0,90  |
| » 17 » 100 » . .                               | Нет                             | 76,62                           | 22,66                            | 0,72                              | 1,45  |
| » 7 » 113 » . .                                | 34,80                           | 62,01                           | 2,70                             | 0,49                              | 0,89  |
| » 19 » 53 » . .                                | 15,70                           | 63,10                           | 18,50                            | 2,49                              | 0,90  |
| <i>Верхние 100 м сероводородной зоны моря</i>  |                                 |                                 |                                  |                                   |       |
| Ст. 8, глуб. 267 м . .                         | 20,16                           | 70,23                           | 4,37                             | 5,24                              | 0,97  |
| » 12 » 298 » . .                               | 30,40                           | 64,06                           | 1,89                             | 3,65                              | 0,57  |
| <i>Основная часть сероводородной зоны моря</i> |                                 |                                 |                                  |                                   |       |
| Ст. 9, глуб. 964 м . .                         | Нет                             | 64,03                           | 35,15                            | 0,82                              | 1,28  |
| » 13 » 1028 » . .                              | »                               | 57,13                           | 41,16                            | 1,76                              | 1,58  |
| » 15 » 1050 » . .                              | »                               | 61,48                           | 38,00                            | 0,58                              | 1,85  |
| » 10 » 1625 » . .                              | »                               | 90,39                           | 2,66                             | 6,25                              | 0,60  |
| » 14 » 1920 » . .                              | »                               | 66,00                           | 33,53                            | 0,47                              | 2,12  |

моря количество гидроокисного железа  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  падает до 37 — 11,73%, а в одном случае даже до нуля; остальное (до 100%) переходит в закисное железо разного типа. То же наблюдаем мы и в осадках верхних 100—125 м сероводородной зоны. В остальной главной части этой зоны достоверное свободное гидроокисное железо ( $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ ) нацело исчезает, заменяясь закисным в разных минералах. Так в диагенезе осадков разных частей Черного моря мы впервые воочию видим тот самый процесс химической переработки реакционно-способного железа, о котором было писано множество раз (в том числе и мною), но который все же оставался до сих пор лишь очень правдоподобной и логичной гипотезой, а не непосредственно наблюдаемым фактом. Табл. 74 заполняет этот долгое время существовавший досадный пробел.

В осадках кислородной зоны Черного моря химико-минералогические формы закисного железа разнообразны. Сульфиды представлены гидро-троилитом — необычайно тонко раздробленным пигментным веществом, красящим осадок в черный цвет, и дисульфидом-пиритом, образующим черные шарики в 0,02 мм диаметра, а также их сростки, пленки, выполнения пустот фораминифер. Менее определенна минералогическая форма легко подвижного закисного железа —  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ . Когда мы имеем дело с ней в древних осадочных породах, то обычно легко доказывается и химическим анализом и микроскопически, что  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  входит, с одной стороны, в состав железистых карбонатов (сидерит, сидероплезит, анкерит), с другой — в состав лептохлоритов. Микроскопическое изучение черноморских илов с интересующей нас точки зрения оказывается безрезультатным по причине малых количеств закисно-железистых минералов и их

чрезвычайно тонкой дисперсности. Что же касается анализа химического, то во всех образцах, которые ему подвергались, установить карбонатное железо (и магний) не удалось;  $\text{CO}_2$  едва доставало на увязывание только с  $\text{CaO}$ .

Приходится допускать поэтому, что  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  в черноморских илах представлен только минералами силикатного ряда — типа более или менее магнезиальных лептохлоритов. Иначе говоря, в современных черноморских отложениях мы имеем дело с комбинацией аутигенных железистых



Фиг. 210. Формы железа в осадках кислородной зоны Черного моря (в % от реакционно-способного железа).

I — закисно-окисное поле; II — закисное поле с преобладанием  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ ;  
III — закисное поле с преобладанием  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ .

силикатов с сульфидами — ситуация нечастая в древних осадочных породах. И так обстоит дело не только в осадках кислородной зоны, но и в отложениях зоны сероводородной. Чем объясняется наличие такого своеобразного парагенеза аутигенных железистых минералов, пока неясно, но наличие самого такого парагенеза сомнений не вызывает.

Конкретные количественные сочетания  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в отложениях разных зон Черного моря различны.

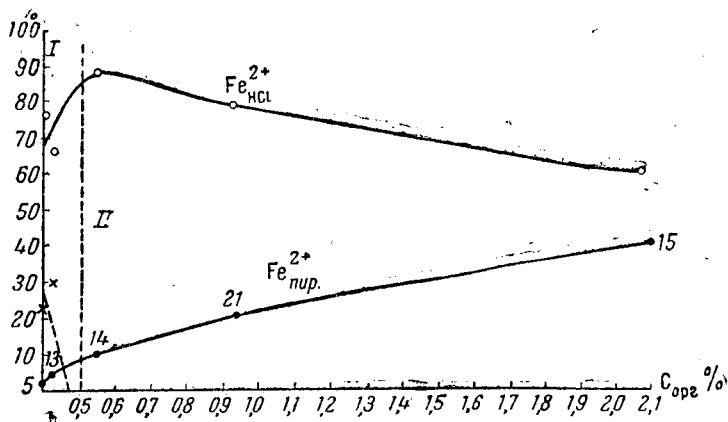
На фиг. 210, построенной для осадков кислородной зоны моря, видно, что количество  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  быстро падает по мере возрастания  $C_{\text{орг}}$  в осадках и при значениях последнего около 1—2—1,3% исчезает совсем. Содержание  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  непрерывно растет вместе с увеличением  $C_{\text{орг}}$  в отложениях. Что же касается  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ , то количества его вначале растут, достигая максимума при  $C_{\text{орг}} = 1,45\%$ , а затем начинают падать.

Благодаря такому поведению разных форм железа, на диаграмме ясно выделяются два поля. Первое, которое может быть названо закисно-окисным, характеризуется присутствием в осадке не только  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$ , но  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  в заметных, но убывающих по направлению направо, количествах. Граница поля лежит у величины  $C_{\text{орг}}$  около 1,1—1,2%.

Второе или лептохлоритовое поле характеризуется наличием только закисного железа, причем при движении направо роль  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  в нем убывает, а значение  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  увеличивается; иначе говоря, сульфиды в осадке развиваются за счет лептохлоритов. К сожалению, в нашем распоряжении не было образцов с содержанием  $C_{\text{орг}} > 1,45\%$ , и потому мы не знаем правой границы лептохлоритового поля; по экстраполяции кривых  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$



и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  она должна предположительно располагаться где-то у значений  $\text{C}_{\text{орг}}$  2,3—2,4%. Вправо от этой границы должно располагаться третье или сульфидное поле, с преобладанием гидротроилита + пирита над лептохлоритами. Так как среди отложений мелководной зоны в других частях Черного моря встречаются разности с содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  больше 2,14%, особенно в мидиевом илу, где найдены величины  $\text{C}_{\text{орг}}$  от 2,48—2,51 до 3,21—4,97% (Архангельский и Страхов, 1938), то, очевидно, на отдельных участках кислородной зоны Черного моря, вероятно, развита

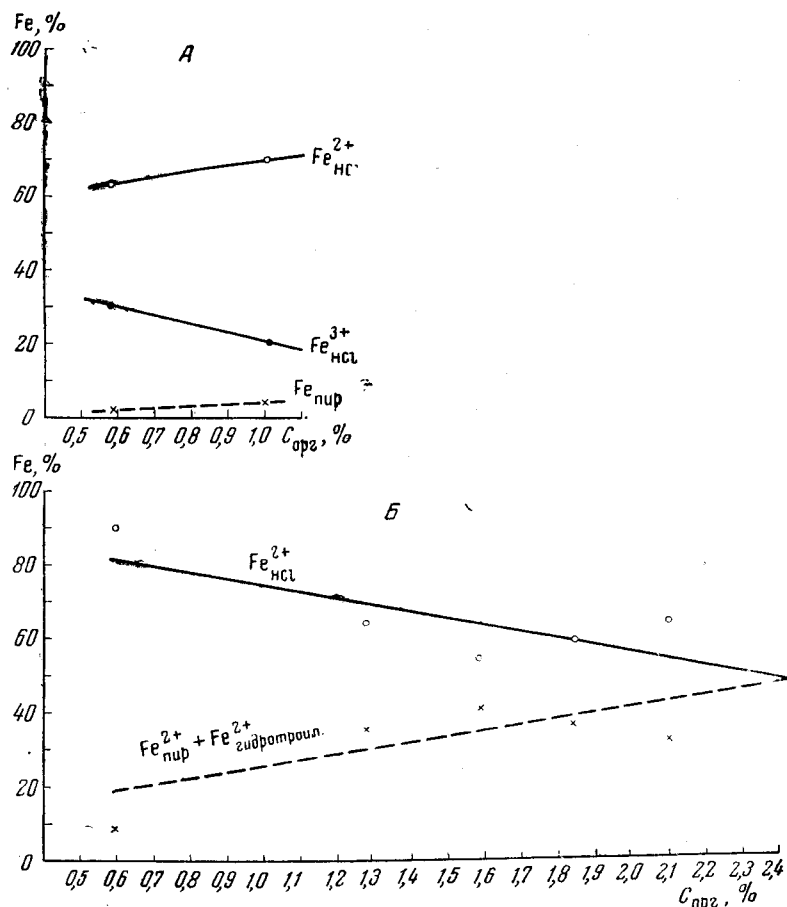


Фиг. 211. Формы железа в новоевксинских отложениях Черного моря (в % от реакционно-способного железа).

и сульфидная фация. Таким образом, в мелководных отложениях Черного моря реализуется, по всем данным, весь спектр парагенезов железистых минералов, причем судя по чаще всего встречающимся содержаниям  $\text{C}_{\text{орг}}$ , наиболее распространен II — закисно-лептохлоритовый парагенез нашей диаграммы, меньше — I и III. Нетрудно видеть, что вся картина размещения аутигенных форм Fe в кислородной области Черного моря в целом удивительно похожа на ту, которая только что была показана на древних морских осадочных породах. Имеется все же одно характерное отличие:  $\text{Fe}_{\text{НСl}}^{3+}$  в черноморских осадках сохраняется при таких значениях  $\text{C}_{\text{орг}}$  — от 0,7 до 1,2%, при которых в древних осадочных породах представлено лишь железо закисное; гидроокисное же железо исчезает из пород при  $\text{C}_{\text{орг}} < 0,5\%$ . Причина такого своеобразного уклонения заключается, на наш взгляд, в том, что в современных осадках Черного моря, существующих всего около 5000 лет, процессы редукции железа еще не дошли до своего конца. В дальнейшем они, несомненно, продвигнутся дальше,  $\text{Fe}_{\text{НСl}}^{3+}$  из осадков с  $\text{C}_{\text{орг}} > 0,5\%$  исчезнет и диаграмма форм железа в отложениях кислородной зоны моря придет к обычному для нее виду; доказательством является диаграмма для низов колонки, на глубинах 5—8 м, в новоевксинских солоноватоводных отложениях; она уже очень близка к обычно наблюдаемым в морских и солоноватоводных осадках соотношениям (фиг. 211).

В осадках верхних 100—125 м сероводородной зоны, где в наддонной воде кислорода нет и появляется  $\text{H}_2\text{S}$  в количествах до 2 мг/л (см. выше), парагенез железистых минералов, как видно на фиг. 212, еще полностью укладывается в описанный выше закисно-окисный (II) тип, ибо в осадках всегда достоверно присутствует  $\text{Fe}_{\text{НСl}}^{3+}$ . При более детальном сопоставлении диаграмм все же можно обнаружить, что при одинаковых

количествах  $C_{орг}$  в осадке содержание  $Fe_{НСl}^{3+}$  в верхней части сероводородной зоны слегка понизилось, а содержание  $Fe_{НСl}^{2+}$  стало слегка большим, — явный результат падения частиц через маломощную пока сероводородную зону.

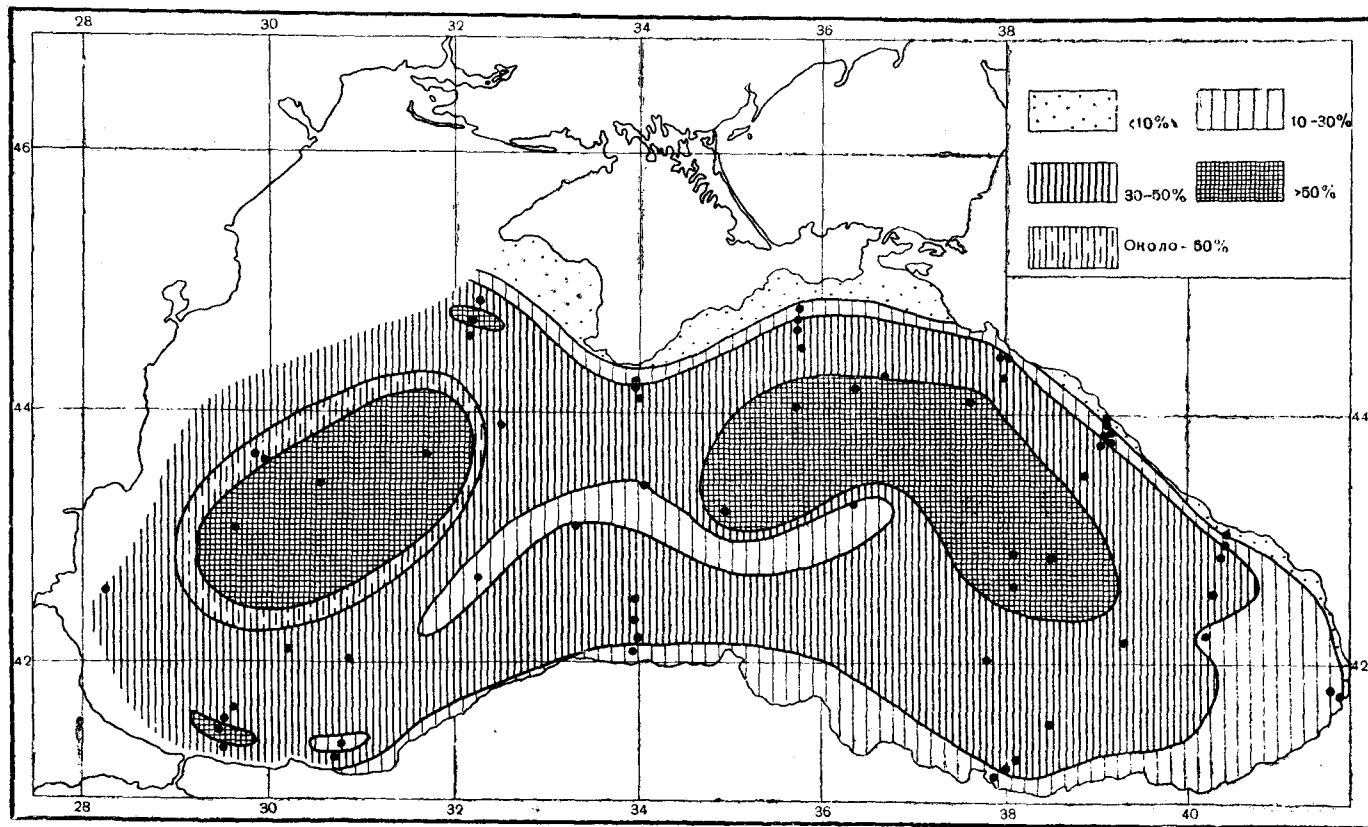


Фиг. 212. Формы железа в сероводородной зоне Черного моря (в % от реакционно-способного железа).

А — верхние 100 м зоны; Б — основная часть зоны.

Гораздо ярче выступают отличия в осадках главной части сероводородной зоны. Два кардинальных факта должны быть подчеркнуты. Во-первых, окисное железо в отложениях сероводородной зоны исчезает при таких содержаниях  $C_{орг}$  — от 0,5 до 1,2%, при которых оно удерживается в зоне кислородной и в самых верхах зоны сероводородной. Это изменение может быть приписано, конечно, только и исключительно воздействию мощного пласта сероводородной воды, через который приходится падать частицам реакционно-способного железа.

Во-вторых, формы железа в осадках сероводородной зоны продолжают, как и в зоне кислородной, весьма ясно зависеть от содержания органического вещества отложений. Это доказывает, что главную и решающую роль в определении парагенеза железистых минералов в осадках сероводородной зоны играют все же превращения железа, происходящие не в наддонной воде, зараженной сероводородом, а в диагенезе илов. Если бы было наоборот, т. е. если бы парагенезы железистых минералов формировались уже в сероводородной наддонной воде и готовыми приходили на дно, они



Фиг. 213. Распределение сульфидного железа в осадках Черного моря (в % от реакционно-способного железа).

были бы однородны на всем дне, отвечающем сероводородной зоне, и не показывали бы никаких связей с содержанием в осадках органического вещества. Обнаружение этих связей — прямая улика того, что хотя в сероводородной зоне редукционные процессы и начинаются, они идут здесь все же в незначительной степени и оказывают лишь вполне второстепенное влияние на те парагенезы железистых минералов, какие мы наблюдаем ныне в глубоководных черноморских отложениях; решающую роль в формировании этих парагенезов и в сероводородной зоне моря имеют процессы, протекающие в илах и контролируемые содержанием в них органического вещества.

В целях проверки этого весьма существенного для теории диагенеза вывода было поставлено определение форм железа в 80 дополнительных образцах черноморских илов, собранных в 1959 г. Э. А. Остроумовым и И. И. Волковым. Анализы на S моносulfидов и S дисulfидов были выполнены названными исследователями, на  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  и  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  из тех же проб — в лаборатории ГИН АН СССР. Полученные величины были затем пересчитаны на суммарное сульфидное железо, выраженное в процентах от реакционно-способного Fe, и полученные цифры нанесены на карту (фиг. 213). Уже с первого же взгляда видно, что содержание сульфидного железа не имеет никакого отношения к мощности сероводородного слоя наддонной воды: как раз в центральной зоне моря, на глубинах около 2000 м, располагаются как ареалы илов с высокими содержаниями  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  от 52 до 71 %, так и с низкими, порядка 24—28 %, причем те и другие в недалеком соседстве. В то же время конфигурация и размещение на дне моря ареалов с высоким и низким содержанием  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  самым близким образом совпадают с локализацией в осадках повышенных и пониженных количеств  $\text{S}_{\text{орг}}$ ; совпадения с полной ясностью выступают из сравнения фиг. 213 с фиг. 137. Таким образом, генерация подавляющей массы сульфидов железа именно в илах, в процессе их диагенеза, а не при прохождении железистых соединений через мощную толщу сероводородной воды, этой картой доказывается совершенно однозначно и бесспорно. В классическом сероводородном бассейне дело в этом отношении обстоит так же, как и в водоемах нормально аэрируемых. Именно такой механизм образования аутигенных форм железа в черноморских осадках и привязывает теснейшим образом их парагенез к органическому веществу, что так характерно для водоемов кислородного типа. Генерация аутигенных форм железа в бассейнах обоих этих типов идет одним и тем же путем, что и обуславливает принципиальное качественное сходство парагенезов их железистых минералов и наличие в них лишь количественных различий, к тому же ограниченных.

При такой ситуации естественно встает вопрос: нельзя ли получить более конкретные числовые оценки тех воздействий на процессы преобразования железа, которые оказывают, с одной стороны, наддонная сероводородная вода, с другой — процессы, происходящие в диагенезе?

Для этого необходимо сопоставить формы железа в осадках разных газовых зон моря при условии, что они содержат одинаковые количества  $\text{S}_{\text{орг}}$ , т. е. способны произвести одинаковую по силе редукцию  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  в ходе диагенеза.

Соответствующие данные приведены в табл. 75.

Как видим, условие одинаковости содержания  $\text{S}_{\text{орг}}$  в осадках (т. е. одинаковой силы воздействия диагенетических процессов) в обеих сериях станций выполняется достаточно удовлетворительно. Стало быть интересующие нас оценки также должны быть надежными.

В первой серии станций воздействие 125-метровой сероводородной зоны на формы железа сказалось в том, что содержание  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  понизилось на 0,17 %; изменений в соотношениях  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  при этом не произошло.

## Влияние сероводородной зоны на редукцию железа в Черном море

| Место взятия<br>образца | Мощ-<br>ность<br>H <sub>2</sub> S-зо-<br>ны, м | Сумма<br>реакцион-<br>но-способ-<br>ного Fe,% | Формы Fe, % от<br>осадка |                         |                          | Формы Fe, % от реакционно-<br>способного |                         |                          |       |
|-------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------------------------|-------------------------|--------------------------|-------|
|                         |                                                |                                               | Fe <sup>3+</sup><br>HCl  | Fe <sup>2+</sup><br>HCl | Fe <sup>2+</sup><br>нпр. | Fe <sup>3+</sup><br>HCl                  | Fe <sup>2+</sup><br>HCl | Fe <sup>2+</sup><br>нпр. | Сорг. |
| <i>Серия первая</i>     |                                                |                                               |                          |                         |                          |                                          |                         |                          |       |
| Ст. 11, глуб. 82 м      | Нет                                            | 2,55                                          | 0,94                     | 1,46                    | 0,15                     | 37,02                                    | 57,3                    | 5,67                     | 0,70  |
| » 12 » 298 »            | 125                                            | 2,29                                          | 0,77                     | 1,36                    | 0,16                     | 30,4                                     | 64,06                   | 5,54                     | 0,57  |
| » 10 » 1625 »           | 1450                                           | 3,08                                          | 0,27                     | 2,52                    | 0,29                     | Нет                                      | 90,39                   | 9,61                     | 0,60  |
| <i>Серия вторая</i>     |                                                |                                               |                          |                         |                          |                                          |                         |                          |       |
| Ст. 18, глуб. 46 м      | Нет                                            | 2,43                                          | 0,54                     | 1,83                    | 0,27                     | 22,8                                     | 66,80                   | 10,40                    | 1,06  |
| » 8 » 267 »             | 100                                            | 3,19                                          | 0,63                     | 2,31                    | 0,25                     | 20,16                                    | 70,23                   | 9,16                     | 0,97  |
| » 9 » 964 »             | 800                                            | 3,20                                          | 0,26                     | 1,78                    | 1,14                     | Нет                                      | 64,03                   | 35,95                    | 1,28  |

При прохождении же частиц через сероводородную зону мощностью в 1450 м количество  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  упало на 0,67% (0,94—0,27%); при этом в закисном железе роль сульфидного железа возросла на 0,14% (0,29—0,15%). Для оценки этих изменений вспомним, что среднее содержание  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  в речных взвесах, питающих Черное море, составляет 3,39%. Таким образом, даже при прохождении почти через всю сероводородную зону редуцируются лишь 20% внесенного во взвесах гидроокисного железа; остальные 80%  $\text{Fe}^{3+}$  преобразуются уже в осадке в ходе диагенеза.

Во второй серии установить (в % от осадка) уменьшение  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  при падении частиц через верхние 100 м сероводородной зоны не удастся, ибо в сопоставляемых станциях имеются заметно различные количества реакционно-способного железа (2,43% в кислородной зоне и 3,19% в сероводородной), но если рассчитывать содержания  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  от реакционно-способного железа, получаем ясное падение окисного железа с 22,8% до 20,16%. При прохождении же частиц через следующие 700 м сероводородной зоны (800—100 м) содержание  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$  уменьшается на 0,37% (0,63—0,26%).

Это уменьшение составляет всего 11% от поступающего в Черное море гидроокисного железа из рек; остальные 89%  $\text{Fe}^{3+}$  преобразуются уже в диагенезе осадков.

Суммируя все эти оценки ролей наддонной сероводородной воды и диагенеза в превращениях железа, получаем два ряда таких цифр (в %):

|                                     | Роль H <sub>2</sub> S-<br>зоны | Роль диаге-<br>неза |
|-------------------------------------|--------------------------------|---------------------|
| В кислородной зоне . . . . .        | 0                              | 100                 |
| В верхних 100 м сероводородной зоны | 5                              | 95                  |
| В 700 м сероводородной зоны . . .   | 11                             | 89                  |
| В 1450 м сероводородной зоны . .    | 20                             | 80                  |

Даже при прохождении взвесей гидроокисного железа через огромную полуторакилометровую толщу сероводородной воды они редуцируются лишь в совершенно второстепенной своей части. Подавляющая масса  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ , вносимая реками, преобразуется лишь в ходе диагенеза отложений сероводородной зоны, причем самый ход превращений находится здесь под решающим контролем захороненного органического вещества.

Эта решающая роль диагенеза в определении форм железа в отложениях как кислородной, так и сероводородной зон Черного моря с неизбежностью приводит к тому, что осадки, сходные гранулометрически и по содержанию органического вещества, близко сходны в обеих зонах и по парагенезам железистых минералов.

Отличия заключаются не в разнице типов парагенезов, свойственных осадкам зоны сероводородной и кислородной (типы те же), а в количественных соотношениях минералов внутри одних и тех же парагенезов. В частности, *парагенезы сероводородной зоны отличаются от парагенезов в осадках нормально-аэрируемого бассейна лишь некоторым (небольшим) избытком закисных форм Fe, а среди последних несколько большей ролью  $\text{FeS}_2$* . Однако и эти отличия могут проявиться лишь в том случае, если мощность сероводородной зоны огромна и измеряется многими сотнями метров и километрами, т.е. если сероводородный бассейн был глубоководен. У бассейнов мелководных, где наддонная  $\text{H}_2\text{S}$ -зона измеряется метрами или немногими десятками метров, ее влияние на парагенезы железистых минералов практически неуловимо; это ясно показывают черноморские осадки из верхних 125 м сероводородной зоны (см. выше). Достоверно отличить парагенезы железа такого мелководного бассейна с сероводородной водой от парагенезов нормального кислородного бассейна становится невозможным.

Важно подчеркнуть и другое обстоятельство. В самые начальные моменты диагенеза разница в комплексах железистых минералов в осадках сероводородной и кислородной зон неизбежно оказывается заметной и даже большой, ибо железистые минералы в сероводородной зоне, падая через воду с  $\text{H}_2\text{S}$  и находясь в верхнем слое осадка в той же воде, успевают уже несколько редуцироваться; те же минералы в кислородной зоне еще только входят в восстановительную зону и практически еще не испытали редукции в сколько-нибудь заметной степени. В дальнейшем, по мере развития редукционных процессов в осадках кислородной зоны, разница между парагенезами Fe в ней и в сероводородной области будет все сильнее сглаживаться вплоть до второстепенных чисто количественных отличий, а в случае малой мощности сероводородной воды — до полной практической невозможности достоверно уловить эти отличия.

## 5. Формы железа в современных океанических отложениях

Все водоемы, в которых мы рассматривали до сих пор формы железа, принадлежат к числу ограниченных по размерам и не очень глубоких.

Между тем в настоящее время существуют огромные океанические бассейны с глубинами во многие километры и площадями в миллионы квадратных километров. Аналогичные им океанические водоемы существовали и в прошлом, по крайней мере с конца протерозоя. Естественно встает вопрос: отражается ли как-либо размер водоемов на формах железа в их осадках и если отражается, то как именно?

Пока что мы располагаем лишь небольшим числом проб океанических отложений, анализированных на формы железа, но и эти немногие данные решают вопрос вполне однозначно.

Рассмотрим прежде всего формы железа в отложениях шельфа и континентального склона, воспользовавшись недавно опубликованными данными Н. Г. Бродской и Т. Г. Мартовой (1957). Эти цифры для  $\text{Fe}_{\text{НСI}}^{3+}$ ,  $\text{Fe}_{\text{НСI}}^{2+}$  и  $\text{Fe}_{\text{пир}}^{2+}$  в % от осадка и от реакционно-способного железа представлены в табл. 76 и изображены на фиг. 214.

Как видим, получается обычная для морских водоемов диаграмма: гидроокисное железо убывает по мере увеличения  $\text{C}_{\text{орг}}$  в осадке;  $\text{Fe}_{\text{НСI}}^{2+}$

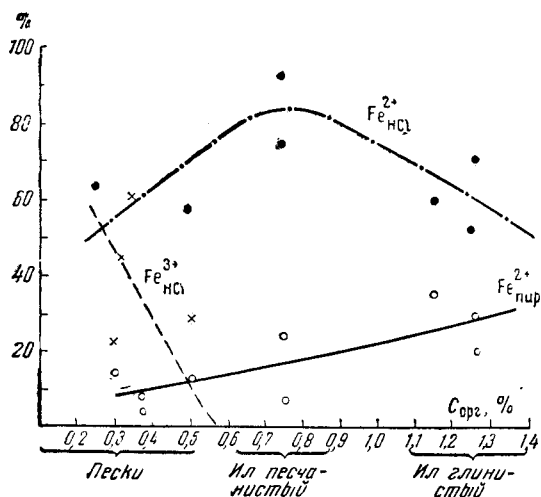
## Формы железа в осадках Охотского моря (по Н. Г. Бродской и Т. Г. Мартовой)

| Место взятия образца               | $Fe_{\text{взд}}$ | $Fe_p^*$ | В % от осадка          |                        |                        | В % от $Fe_p$          |                        |                        | $C_{\text{орг}}$ |
|------------------------------------|-------------------|----------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------|
|                                    |                   |          | $Fe_{\text{HCl}}^{3+}$ | $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$ | $Fe_{\text{пир}}^{2+}$ | $Fe_{\text{HCl}}^{3+}$ | $Fe_{\text{HCl}}^{2+}$ | $Fe_{\text{пир}}^{2+}$ |                  |
| Песок, глуб. 0,20 м                | 2,56              | 1,92     | 0,43                   | 1,22                   | 0,27                   | 22,4                   | 63,5                   | 14,1                   | 0,3              |
| » » 7 м                            | 2,23              | 1,81     | 0,53                   | 1,06                   | 0,22                   | 29,3                   | 58,6                   | 12,1                   | 0,50             |
| » » 15 »                           | 3,19              | 2,37     | 1,41                   | 0,77                   | 0,19                   | 60,0                   | 32,5                   | 7,5                    | 0,37             |
| » » 166 »                          | 2,56              | 2,20     | 1,01                   | 1,11                   | 0,08                   | 45,0                   | 50,0                   | 4,1                    | 0,35             |
| <i>Ил песчанистый, глуб. 367 м</i> |                   |          |                        |                        |                        |                        |                        |                        |                  |
| Верх колонки . .                   | 2,30              | 1,85     | 0,02                   | 1,74                   | 0,09                   | Нет                    | 94,0                   | 6,0                    | 0,76             |
| Низ колонки . .                    | 3,51              | 2,25     | 0,07                   | 1,70                   | 0,48                   | »                      | 75,5                   | 24,5                   | 0,76             |
| <i>Ил глинистый, глуб. 1437 м</i>  |                   |          |                        |                        |                        |                        |                        |                        |                  |
| Верх колонки . .                   | 3,22              | 1,59     | 0,18                   | 0,95                   | 0,46                   | Нет                    | 71                     | 29                     | 1,36             |
| Середина колонки                   | 3,48              | 2,12     | 0,76**                 | 0,94                   | 0,42                   | 26,4?                  | 53,6                   | 20                     | 1,36             |
| Низ колонки . .                    | 3,42              | 1,60     | 0,22                   | 1,04                   | 0,34                   | Нет                    | 65                     | 35                     | 1,25             |

\*  $Fe_p$  — железо реакционно-способное.

\*\* Вероятно, ошибка анализа.

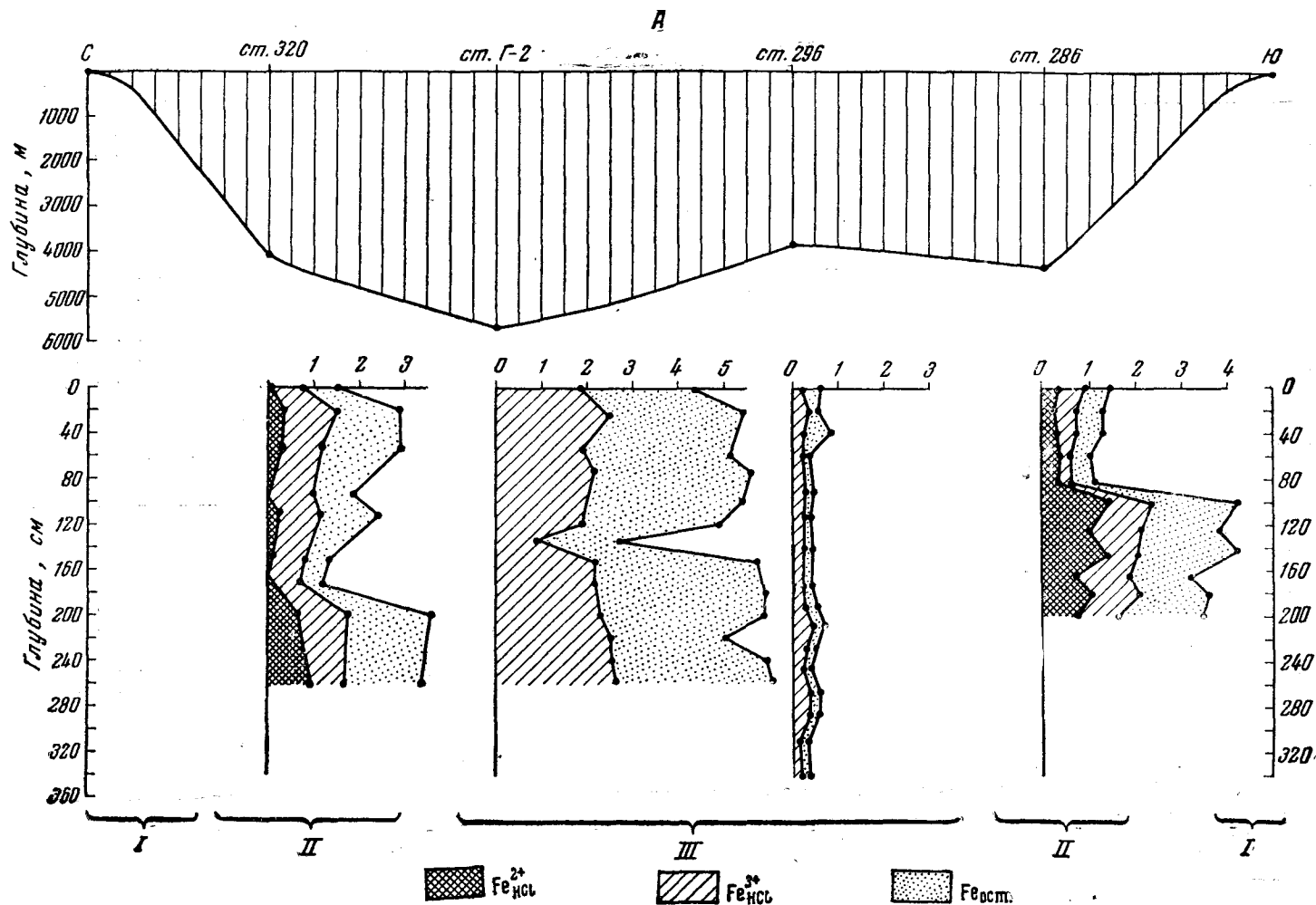
вначале увеличивается в процентном выражении, а затем начинает падать;  $Fe_{\text{пир}}^{2+}$  непрерывно растет по мере роста  $C_{\text{орг}}$ . Незавершенность диагенетических преобразований железа в анализированных образцах явствует из сохранения гидроокисного железа при  $C_{\text{орг}} > 0,5\%$ .



Фиг. 214. Формы железа в осадках Охотского моря (по данным Н. Г. Бродской).

Таким образом, по данным об Охотском море можно утверждать, что на шельфе и континентальном склоне океанов при обычном содержании органического вещества ( $C_{\text{орг}}$  до 4% и выше) развиваются обычные железистые парагенезы — лептохлоритовый (при более низких значениях  $C_{\text{орг}}$ ) и пиритный — при более высоких. Поскольку зона умеренных и повышенных величин  $C_{\text{орг}}$  оконтуривает периферическую область океанов — шельф и континентальный склон (см. гл. V), очевидно, и обычные железистые парагенезы всюду характеризуют эту прибрежную часть океанов.

Для суждения о формах железа на глубоководном океаническом дне исключительный интерес представляет меридиональный профиль через восточную часть Индийского океана в составе четырех колонок, переданный А. П. Лисицыным, за что автор выражает ему искреннюю признательность.



Фиг. 215. Формы железа в осадках Индийского океана.

I — в составе парагенеза присутствуют сульфиды железа; II — в составе парагенеза присутствуют только лептохлориты и карбонаты железа;  
 III — в составе парагенеза присутствуют только гидроокисные формы железа.



## Формы железа в отложениях Индийского океана

Таблица 77

| Место взятия образца                                |           | Fe <sup>3+</sup> <sub>вал.</sub> | Fe <sup>3+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sub>ост.</sub> | CaCO <sub>3</sub> | C <sub>орг.</sub> | SiO <sub>2</sub><br>аутиг.      | Fe <sub>вал.</sub> | Fe <sup>3+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub> | Fe <sub>ост.</sub> | C <sub>орг.</sub> |
|-----------------------------------------------------|-----------|----------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|-------------------|-------------------|---------------------------------|--------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|-------------------|
|                                                     |           | в % от осадка                    |                                 |                                 |                    |                   |                   | в % от бескарбонатного вещества |                    |                                 |                                 |                    |                   |
| Ст. 320 глуб. 4066 м, фораминиферово-известковый ил |           |                                  |                                 |                                 |                    |                   |                   |                                 |                    |                                 |                                 |                    |                   |
| Гор.                                                | 3—5 см    | 1,49                             | Нет                             | 0,79                            | 0,70               | 65,44             | 0,71              | —                               | 4,22               | Нет                             | 2,23                            | 1,98               | 2,01              |
| »                                                   | 18—20 »   | 2,94                             | 0,34                            | 1,16                            | 1,44               | 51,68             | 0,51              | —                               | 6,11               | 0,71                            | 2,41                            | 2,99               | 1,06              |
| »                                                   | 51—53 »   | 2,49                             | 0,35                            | 0,79                            | 1,35               | 27,83             | 1,09              | —                               | 3,44               | 0,48                            | 1,09                            | 1,86               | 1,50              |
| »                                                   | 92—94 »   | 1,89                             | Нет                             | 0,99                            | 0,90               | 58,27             | 0,72              | —                               | 4,51               | Нет                             | 2,37                            | 2,15               | 1,72              |
| »                                                   | 109—111 » | 2,41                             | 0,27                            | 0,86                            | 1,28               | 50,94             | 0,68              | —                               | 4,92               | 0,55                            | 1,75                            | 2,41               | 1,39              |
| »                                                   | 152—154 » | 1,31                             | 0,11                            | 0,73                            | 0,47               | 62,74             | 0,42              | —                               | 3,57               | 0,30                            | 1,97                            | 1,27               | 1,13              |
| »                                                   | 164—166 » | 1,16                             | Нет                             | 0,74                            | 0,42               | 65,28             | 0,41              | —                               | 3,34               | Нет                             | 2,13                            | 1,21               | 1,18              |
| »                                                   | 202—204 » | 3,58                             | 0,69                            | 1,05                            | 1,84               | 28,96             | 0,43              | —                               | 5,01               | 0,97                            | 1,47                            | 2,58               | 0,60              |
| »                                                   | 262—264 » | 3,40                             | 0,92                            | 0,67                            | 1,81               | 28,89             | Не опр.           | —                               | 4,76               | 1,29                            | 0,94                            | 2,54               | Не опр.           |
| Среднее . . .                                       |           | 2,39                             | 0,30                            | 0,86                            | 1,13               | 49,03             | 0,62              | —                               | 4,76               | 0,62                            | 1,79                            | 2,35               | 1,29              |
| Ст. Г-2, глуб. 5720 м, красная глина                |           |                                  |                                 |                                 |                    |                   |                   |                                 |                    |                                 |                                 |                    |                   |
| Гор.                                                | 3—5 см    | 4,42                             | Нет                             | 1,94                            | 2,48               | 0,20              | 1,62              | 10,90                           | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 27—29 »   | 5,47                             | »                               | 2,49                            | 2,98               | Нет               | 1,64              | 6,28                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 76—78 »   | 5,52                             | »                               | 2,17                            | 3,95               | »                 | 1,51              | 6,11                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 54—56 »   | 5,14                             | »                               | 1,92                            | 3,22               | »                 | 1,57              | 7,75                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 102—104 » | 5,45                             | »                               | 1,94                            | 3,51               | 0,18              | 1,51              | 2,97                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 120—122 » | 4,89                             | »                               | 1,88                            | 3,01               | Нет               | 1,49              | 3,51                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 134—136 » | 2,89                             | »                               | 0,81                            | 2,08               | »                 | 0,22              | 2,14                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 154—156 » | 5,79                             | »                               | 2,12                            | 3,67               | 0,15              | 2,0               | 2,58                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 173—175 » | 5,93                             | »                               | 2,17                            | 3,76               | 0,07              | 1,12              | 2,20                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 202—204 » | 5,93                             | »                               | 2,31                            | 3,62               | 0,3               | 0,95              | 1,97                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 222—224 » | 5,06                             | »                               | 2,49                            | 3,97               | Нет               | 0,98              | 1,80                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 240—242 » | 6,08                             | »                               | 2,49                            | 3,57               | »                 | 0,70              | 1,67                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| »                                                   | 256—258 » | 6,15                             | »                               | 2,51                            | 3,65               | 0,22              | 0,42              | 0,85                            | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |
| Среднее . . .                                       |           | 5,36                             | Нет                             | 2,09                            | 3,72               | Сл.               | 1,21              | —                               | —                  | —                               | —                               | —                  | —                 |

| Ст. 296, глуб. 3820 м,<br>фораминиферо-<br>известковый ил |         |    |      |      |      |        |         |         |       |      |      |      |      |         |
|-----------------------------------------------------------|---------|----|------|------|------|--------|---------|---------|-------|------|------|------|------|---------|
| Гор.                                                      | 3—5     | см | 0,62 | Нет  | 0,26 | 0,36   | 91,34   | 0,66    | 0,62  | 7,13 | Нет  | 2,99 | 4,14 | 7,59    |
| »                                                         | 18—20   | »  | 0,52 | »    | 0,34 | 0,18   | 86,94   | 0,47    | 1,02  | 3,98 | »    | 2,60 | 1,38 | 7,81    |
| »                                                         | 42—44   | »  | 0,82 | »    | 0,22 | 0,60   | 88,85   | 0,81    | 0,80  | 7,38 | »    | 1,98 | 5,40 | 7,29    |
| »                                                         | 59—61   | »  | 0,31 | »    | 0,22 | 0,09   | 90,80   | Не опр. | 0,46  | 3,37 | »    | 2,39 | 0,98 | Не опр. |
| »                                                         | 92—94   | »  | 0,46 | »    | 0,28 | 0,18   | 89,52   | 0,59    | 1,47  | 4,39 | »    | 2,67 | 1,72 | 5,63    |
| »                                                         | 113—115 | »  | 0,32 | »    | 0,25 | 0,07   | 93,13   | 0,48    | 0,56  | 4,65 | »    | 3,64 | 1,01 | 6,98    |
| »                                                         | 142—144 | »  | 0,43 | »    | 0,27 | 0,16   | 93,05   | 0,55    | 0,67  | 6,19 | »    | 3,89 | 2,30 | 7,92    |
| »                                                         | 173—175 | »  | 0,46 | »    | 0,26 | 0,20   | 89,21   | 0,65    | 1,22  | 4,22 | »    | 2,38 | 1,84 | 5,97    |
| »                                                         | 192—194 | »  | 0,54 | »    | 0,30 | 0,24   | 86,62   | 0,38    | 1,78  | 4,04 | »    | 2,24 | 1,80 | 5,08    |
| »                                                         | 212—214 | »  | 0,69 | »    | 0,47 | 0,22   | 83,92   | 0,29    | 2,25  | 4,29 | »    | 2,92 | 1,37 | 1,80    |
| »                                                         | 231—233 | »  | 0,55 | »    | 0,33 | 0,22   | 88,21   | 0,47    | 1,12  | 4,67 | »    | 2,80 | 1,87 | 3,99    |
| »                                                         | 252—254 | »  | 0,37 | »    | 0,21 | 0,16   | Не опр. | 0,28    | 1,12  | 4,67 | »    | —    | —    | —       |
| »                                                         | 272—274 | »  | 0,65 | »    | 0,38 | 0,27   | 84,6    | 0,51    | 2,42  | 4,23 | »    | 2,28 | 1,75 | 3,32    |
| »                                                         | 290—292 | »  | 0,59 | »    | 0,36 | 0,23   | 88,51   | 0,28    | 1,61  | 5,13 | »    | 3,13 | 2,0  | 2,44    |
| »                                                         | 312—314 | »  | 0,32 | »    | 0,18 | 0,14   | 90,91   | 0,46    | 0,83  | 3,52 | »    | 1,98 | 1,54 | 5,06    |
| »                                                         | 326—328 | »  | 0,42 | »    | 0,18 | 0,24   | 90,57   | 0,34    | 1,27  | 4,45 | »    | 1,91 | 2,54 | 3,60    |
| »                                                         | 338—340 | »  | 0,39 | »    | 0,21 | 0,18   | 90,89   | 0,24    | 1,17  | 4,24 | »    | 2,31 | 1,98 | 2,64    |
| Среднее . . .                                             |         |    | 0,50 | Нет  | 0,27 | 0,23   | 89,20   | 0,46    | —     | 5,40 | Нет  | 2,92 | 2,41 | 4,97    |
| Ст. 286, глуб. 4400 м,<br>диатомовых ил.                  |         |    |      |      |      |        |         |         |       |      |      |      |      |         |
| Гор.                                                      | 3—6     | см | 1,42 | 0,28 | 0,58 | 0,56   | Нет     | 2,19    | 61,55 | 3,70 | 0,73 | 1,51 | 1,46 | 5,69    |
| »                                                         | 22—24   | »  | 1,32 | 0,25 | 0,48 | 0,59   | 0,14    | 1,62    | 65,00 | 3,78 | 0,72 | 1,37 | 1,69 | 4,63    |
| »                                                         | 42—44   | »  | 1,29 | 0,28 | 0,43 | 0,58   | Нет     | 1,64    | 64,28 | 2,89 | 0,63 | 0,96 | 1,30 | 3,67    |
| »                                                         | 57—59   | »  | 1,01 | 0,29 | 0,24 | 0,48   | Нет     | 0,71    | 62,20 | 2,68 | 0,77 | 0,64 | 1,28 | 1,98    |
| »                                                         | 82—84   | »  | 1,14 | 0,29 | 0,39 | 0,46   | 3,51    | 1,51    | 28,10 | 1,60 | 0,40 | 0,57 | 0,68 | 2,11    |
| »                                                         | 103—105 | »  | 4,30 | 1,43 | 0,94 | 1,93   | 0,22    | 0,77    | 33,58 | 6,45 | 2,15 | 1,41 | 2,89 | 1,20    |
| »                                                         | 124—124 | »  | 3,80 | 0,99 | 1,13 | 1,68   | 0,12    | 0,36    | 32,20 | 5,62 | 1,47 | 1,67 | 2,49 | 0,53    |
| »                                                         | 142—144 | »  | 4,13 | 1,36 | 0,68 | 2,09   | Нет     | 0,99    | 32,15 | 6,07 | 2,0  | 1,0  | 3,07 | 1,47    |
| »                                                         | 163—165 | »  | 3,29 | 0,71 | 1,22 | 1,36   | Нет     | 0,86    | 33,87 | 4,97 | 1,07 | 1,85 | 2,05 | 1,30    |
| »                                                         | 182—184 | »  | 3,52 | 1,03 | 1,00 | 1,49   | 0,17    | 0,34    | 32,15 | 5,17 | 1,51 | 1,47 | 2,19 | 0,50    |
| »                                                         | 195—197 | »  | 3,47 | 1,77 | 0,89 | 4,81   | Нет     | 0,19    | 40,27 | 5,79 | 1,28 | 1,49 | 3,02 | 0,32    |
| Среднее . . .                                             |         |    | 2,60 | 0,60 | 0,72 | [1,82] | Сл.     | 1,01    | 44,14 | 4,55 | 0,97 | 1,29 | 2,29 | 1,80    |

Результаты анализов, выполненных в лаборатории ГИН АН СССР, собраны в табл. 77 и для наглядности изображены на фиг. 215, где дана и их интерпретация. Станции не захватили на обоих концах профиля континентального склона и шельфа, где развиты обычные парагенезы железистых минералов с большим или меньшим содержанием  $\text{FeS}_2$ ; однако, по вышеизложенным причинам, мы должны принять, что и на нашем профиле та же прибрежная зона с сульфидами имеется. Дальше в океан на обоих концах профиля располагаются станции, где в колонках на всю вскрытую мощность осадка (2,5 м) все виды сульфидов отсутствуют. Закисное железо представлено лишь легко растворимой в 2%  $\text{HCl}$  лептохлорито-карбонатной формой, причем и эта последняя развита слабо и составляет на ст. 320 в среднем 0,30% (или 13% от валового железа), а на ст. 286—0,60% (также около 13% от валового железа).

Наряду с  $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$  имеется также гидроокисное железо ( $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ , количество которого всегда значительно превышает массу железа закисного.

В центральной части океанов на ст. Г-2 и 296 нет уже не только никаких форм железа сульфидного, но и легко растворимого в 2%  $\text{HCl}$  закисного. Легко подвижное железо находится только в форме трехвалентного гидроокисного.

В целом получается интересная и весьма характерная картина: в области шельфа и континентального склона возникают обычные парагенезы железа — с участием его сульфидов; затем следует полоса осадков без сульфидов железа и со слабым развитием восстановленных его форм; в центре же Индийского океана — широкая область илов с окисным железом, без признаков его сколько-нибудь заметной редукции. Иначе говоря, парагенезы с наиболее восстановленными соединениями  $\text{Fe}$  приурочиваются к тонкозернистым — илистым — осадкам шельфа и континентального склона; отсюда восстановленность парагенезов убывает в обе стороны: как к прибрежным песчаным осадкам, так, особенно, в сторону пелагических тонкозернистых отложений океанов; в последнем случае на крупных центральных участках дна редукция  $\text{Fe}$  в уловимой форме вообще отсутствует. Эти закономерности ясно видны, если оперировать цифрами железа в процентах на сухой натуральный осадок, но особенно ярко они проступают, если избавиться от разбавителей —  $\text{CaCO}_3$  в фораминиферово-известковых илах (ст. 320, 296) и  $\text{SiO}_2$  — в диатомовом илу (стр. 286).

Причина понижения восстановленности железистых парагенезов в сторону грубозернистых прибрежных отложений ясна и заключается в пониженном содержании  $\text{C}_{\text{орг}}$  в алевроитах и особенно песках. Но понижение, вплоть до полного исчезновения, восстановленности в железистых парагенезах осадков центральных частей океанов требует рассмотрения.

В табл. 78 сопоставлены средние содержания по колонкам разных форм железа.

Таблица 78

Соотношения форм железа и  $\text{C}_{\text{орг}}$  в отложениях  
Индийского океана

| Станции | Содержание в % от бескарбонатного и лишенного аутигенного $\text{SiO}_2$ вещества |                               |                               |                          |                         |
|---------|-----------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|--------------------------|-------------------------|
|         | $\text{Fe}_{\text{вал}}$                                                          | $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{2+}$ | $\text{Fe}_{\text{HCl}}^{3+}$ | $\text{Fe}_{\text{ост}}$ | $\text{C}_{\text{орг}}$ |
| 320     | 4,76                                                                              | 0,62                          | 1,79                          | 2,35                     | 1,29                    |
| Г-2     | 5,35                                                                              | Нет                           | 2,09                          | 3,72                     | 1,21                    |
| 296     | 5,40                                                                              | »                             | 2,92                          | 2,41                     | 4,97                    |
| 286     | 4,55                                                                              | 0,97                          | 1,29                          | 2,29                     | 1,80                    |

Из табл. 78 следует, что в осадках пелагических станций Г-2 и 296 содержание  $C_{орг}$  относительно железа находится практически на том же, а иногда и значительно более высоком уровне, сравнительно со станциями более прибрежными. Между тем в последних определяется заметное содержание закисного железа (0,62 и 0,97%), тогда как в первых его нет совсем. Это означает, что падение редукции  $Fe^{3+}$  на пелагических станциях определяется вовсе не уменьшением общего содержания  $C_{орг}$  в осадках, а резко иным качественным характером самого органического вещества. На шельфе и континентальном склоне оно было достаточно свежим и усвояемым для бактериального населения илов, и это обусловило здесь массовую редукцию не только  $Fe^{3+}$ , но и  $SO_4^{2-}$  и появление не только силикатно-карбонатных минералов, но и сульфидов. По периферии океанического дна в осадок поступает уже достаточно разложенная и мало подходящая для бактерий органическая масса; здесь редукция  $Fe^{3+}$  в  $Fe^{2+}$  еще идет, но редукция  $SO_4^{2-}$  в S уже приостанавливается; это влечет за собою выпадение из железистых парагенезов сульфидов и уменьшение закисно-железистых минералов вообще. В центральных же частях океанов захороняется настолько стабильная, т. е. глубоко разложенная, органическая масса, что она практически не поддается дальнейшему разложению бактериями; здесь приостанавливается поэтому не только редукция  $SO_4^{2-}$ , но практически и редукция  $Fe^{3+}$ ; силы этого процесса хватает лишь на то, чтобы повысить содержание  $Fe^{2+}$  в иловой воде, но она не в состоянии сколько-нибудь заметно изменить твердую фазу железистых минералов.

Но если определяющей является в данном случае степень разложенности (= стабильности) захороняемого органического вещества, то какие же конкретно факторы обуславливают эту глубокую разложенность?

На первый взгляд кажется, что таким фактором является большая глубина океанического водоема: падая через толщу воды в 4—5 км, богатую кислородом, населенную бактериями, органическая масса отмершего планктона, естественно, может быть глубоко видоизменена и приведена к стабильному состоянию. Несомненно, глубина океанических бассейнов является существенным фактором, но приписать именно глубине главную и решающую роль — все же нельзя. Следующее обстоятельство говорит против такого толкования. Вблизи островных дуг востока Азии (Курило-Камчатской, Филиппинской и др.), как известно, располагаются узкие впадины глубиной в 8—10 км, т. е. вдвое глубже средней глубины океанического дна. В осадках этих впадин, однако, процессы редукции (по Э. А. Остроумову) выражены гораздо резче, чем в осадках океанического дна: окислительная (красная) зона здесь имеет мощность всего 0,3—0,5 м, а ниже нее идут сероцветные отложения восстановительной зоны, в которых находится не только много  $Fe_{HCl}^{2+}$ , но и сульфидной серы; иногда появляется даже свободный  $H_2S$ . Очевидно, падение отмершего планктона на дно через 9—10-километровую толщу воды само по себе еще не в состоянии вызвать полного разрушения органического вещества и полной его стабилизации. Более существенным является длительный горизонтальный перенос его движениями воды, причем благодаря наличию у течений турбулентности органическое вещество многократно поднимается снизу вверх и дополнительно при этом разрушается. Вот почему на нашем профиле на стабильности органики столь отчетливо сказывается изменение именно расстояния от берега: чем дальше в океан, тем отчетливее возрастает химическая инертность органической массы осадка и тем меньшим становится ее влияние на превращения в диагенезе железистых минералов.

Итак, в огромных океанических бассейнах соотношение органического вещества и аутигенно-минералогических форм железа поворачивается

к нам новой, ранее невидной стороной. В океанах интенсивные превращения железа под влиянием органики происходят лишь в осадках шельфа и континентального склона, где захороняется еще свежая и химически активная, усвояемая для бактерий, органическая масса. Только в указанной относительно неширокой прибрежной полосе парагенезы железистых минералов имеют обычную для мелководных водоемов форму и наблюдается ясная качественная (но не количественная!) связь их с органическим веществом.

С удалением от континентального склона к центральным частям океанов органическая масса осадков, под влиянием ее длительного транспорта течениями, становится все более стабильной и менее активной; воздействие ее на преобразования железа в диагенезе убывает и на обширных центральных частях океанического дна прекращается совсем. Осадки становятся красноцветными при еще значительных количествах  $C_{орг}$ , во всяком случае таких, какие на шельфе и континентальном склоне ассоциируются с глубоко редуцированными парагенезами железистых минералов. В этом сочетании значительного содержания  $C_{орг}$  с совершенно практически неизменными массами гидроокисного железа — характерная черта глубоководной красноцветной фации, отличающая ее от красноцветной мелководной морской и пресноводно-озерной фации; в этих последних обилие гидроокисного железа всегда ассоциируется с ничтожными, едва уловимыми количествами  $C_{орг}$ .

## 6. Общая схема диагенетического минералообразования в группе железа

Подводя итог наблюдениям над превращениями железистых минералов в диагенезе осадков, можно считать установленными следующие два основных факта: 1) превращения эти всегда идут под ясным воздействием захороненного в осадке органического вещества; 2) влияние последнего в водоемах разного физико-географического типа осуществляется по-разному, что сказывается как в силе самих превращений железистых реакционно-способных соединений, так и в размещении возникающих парагенезов на дне водоема.

В осадках пресноводно-озерных водоемов с ничтожным содержанием в воде  $SO_4^{2-}$  уже небольшое содержание  $C_{орг}$  в осадках ( $<0,3-0,5\%$ ) влечет за собою редукцию всего реакционно-способного гидроокисного железа в закисное. Подавляющая масса последнего, однако, связывается с  $CO_3^{2-}$  и с силикатным ионом в карбонатные (сидерит, анкерит) и хлоритовые минералы; сульфиды железа либо отсутствуют совсем, либо образуются в совершенно ничтожной степени (сотые доли процента). Возникают красноцветная и закисная сидеритово-хлоритовая фации.

В осадках небольших по размерам и мелководных морей и солоноватоводных бассейнов, нормально-аэрируемых, со значительным содержанием  $SO_4^{2-}$  в воде, захороненная органика также весьма активно воздействует на соединения железа и полностью редуцирует  $Fe^{3+}$  в  $Fe^{2+}$ . Но в отличие от озер, значительные массы закисного железа связываются с  $H_2S$  в сульфиды, масса которых растет пропорционально содержанию в осадке органического вещества. Возникают красноцветная, закисная сидеритово-лептохлоритовая и пиритная геохимические фации; в последней, однако, обычно наблюдается лишь преобладание сульфидов железа над прочими минералами его; полное вытеснение последних пиритом наблюдается редко. Факторами, тормозящими воздействие органики на железо, являются скорости седиментации, перемыв осадков и деятельность илоедов.

*В морских и солоноватоводных водоемах с сероводородным заражением наддонной воды* воздействие органического вещества на формы железа несколько усилено по сравнению с водоемами нормального газового режима и начинается еще в наддонном слое сероводородной воды. Но, как убеждает пример современного Черного моря, даже многосотметровый слой сероводородной воды оказывает слабое влияние на редукцию падающих через нее железистых взвесей, восстанавливая всего немногие десятые доли %  $\text{Fe}^{3+}$ ; при малой мощности сероводородного слоя его воздействие на железо становится практически неуловимым. Парагенезы железистых минералов и в этом случае создаются лишь в диагенезе осадков под влиянием захороненного органического вещества. *Принципиально они те же, что и в осадках нормально-аэрируемых водоемов, но содержание  $\text{FeS}_2$  в них несколько увеличено*; при слабом развитии  $\text{H}_2\text{S}$ -заражения наддонной воды эти различия становятся практически неуловимыми.

*В водоемах океанического типа* — огромных размеров и огромных глубин — качество захороняемой органики существенно меняется от прибрежных частей бассейна к пелагическим. Лишь в осадках шельфа и континентального склона захороняемая органика еще свежа, доступна бактериям и, так сказать, реакционно-способна; в отложениях этой зоны мы поэтому и наблюдаем сильную редукцию железа с образованием не только карбонатно-лептохлоритовых, но и сульфидных минералов. На собственно океаническом дне захороняется уже сильно разрушенное, стабилизированное органическое вещество и тем менее активное, чем дальше в пелагическую зону океана перемещаемся. Воздействие его на железо и  $\text{SO}_4^{2-}$  убывает, и потому из осадка исчезают вначале сульфиды, а затем и закисное железо. В обширных центральных частях океанов накапливаются осадки, в которых гидроокисное железо покоится бок о бок со значительным (в % выражении) содержанием стабилизированной органики. От берега к центру океанов в идеальной схеме поэтому следуют: красноцветная геохимическая фация (с очень малым  $\text{C}_{\text{орг}}$ ), сидеритово-лептохлоритовая (с  $\text{FeS}_2$ ), пиритная (не всегда, локально), глубоководная лептохлоритово-сидеритовая без  $\text{FeS}_2$ , глубоководная красноцветная (со значительным содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$ ).

### III. СЛЕДЫ ЭВОЛЮЦИИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

До сих пор, изучая диагенетическое минералообразование, мы оперировали разными типами водоемов безотносительно ко времени их существования — их геохронологии. Естественно, встает вопрос: были ли формы диагенетического минералообразования постоянными во все времена геологической истории, или же они претерпели некоторую эволюцию в связи с изменениями физико-химических условий на поверхности Земли? В чем конкретно проявлялась эта эволюция?

В принципиальном плане ответ ясен: диагенетическое минералообразование, несомненно, эволюционировало, ибо на диагенезе явственно отражались физико-химические условия, в которых происходило образование осадков (седиментогенез). Трудность заключается лишь в выявлении достоверных конкретных признаков эволюции и в их геохронологической датировке.

В настоящее время мы в состоянии указать лишь весьма немногие конкретные черты исторического развития диагенетического минералообразования и должны довольствоваться самой общей их датировкой.

Анализируя докембрийский железорудный процесс, мы отмечали уже своеобразный характер аутигенно-минералогической зональности дже-спилитовой формации. В песчано-алевритово-глинистой прибрежной поло-

се ее степень редуцированности аутигенных железистых минералов возрастает по мере уменьшения размеров частиц осадка и увеличения содержания в них  $S_{org}$  и в глинах достигает максимума: здесь присутствуют силикаты, карбонаты и сульфиды железа и частью марганца. В залегающей более пелагически рудной фации последовательность пространственного размещения аутигенных минералов становится обратной: на стыке и в зоне переслаивания с глинистыми отложениями железо в роговиковых породах наиболее восстановлено; здесь встречаются силикатные и сидеритовые роговики с обильным иногда содержанием сульфидов; далее, в открытом море, они сменяются переходными сидерито-магнетитовыми и силикатно-магнетитовыми роговиками, а затем магнетитовыми и, наконец, гематитовыми. Редуцированные формы железа в центральных частях водоемов замещаются окисленными лишь с ничтожными, порою едва уловимыми, признаками редукции.

Нетрудно видеть, что эта схема расположения аутигенных минералов в докембрийских морях принципиально отвечает той, какую мы только что видели в современных океанических водоемах, но с характерным отличием. В современный геологический момент зона редуцирования весьма широка, в сотни километров, и заполняет собою всю площадь ограниченных по размерам и глубинам внутриконтинентальных морей; только в океанах она имеет свое внешнее ограничение и сменяется областью нередуцированных осадков. В докембрийские времена зона редуцированных илов измещалась, как показывает пример Курской магнитной аномалии и Сев. Америки (оз. Верхнее), в лучшем случае немногими десятками километров; поэтому она не заполняла собою даже небольших по площади и глубинам водоемов и в направлении к их внутренним областям сменялась зоной окисных кремнежелезистых отложений. Из сопоставления этих фактов явствует, что в ходе геологической истории имело место прогрессирующее расширение области редукционных процессов в морских осадках, причем оно шло центростремительно: от берегов бассейнов к его центральной пелагической области, постепенно сокращая площадь пелагических окисленных илов. Во внутриконтинентальных платформенных и геосинклинальных морях этот процесс привел в конце концов к полному уничтожению окисных пелагических фаций. В огромных же и глубоководных океанических бассейнах эти фации сохранились вплоть до настоящего момента, но далеко отодвинуты от берега полосой редуцированных отложений.

К сожалению, проследить шаг за шагом за разрастанием редукционной полосы пока не представляется возможным ввиду отсутствия специальных на этот счет исследований, но самый факт площадного разрастания редукционной зоны сомнений не вызывает.

Изучая распределение в геохронологической колонке отдельных диагенетических минералов, можно уловить и еще одну характерную черту, на которую впервые, если не ошибаюсь, обратил внимание К. Гуммель (1922). Речь идет о своеобразном стратиграфическом распределении глауконита. Отдельные находки этого минерала известны из протерозойских отложений, но в них глауконит представлен в малых концентрациях. В палеозое он встречается чаще, особенно в платформенных отложениях ( $Sm + S$  Прибалтики, Сибирской платформы и др.), но также еще обычно в малых концентрациях, составляя небольшую примесь. Но с мезозоя, особенно же с юры, накопление глауконита становится чрезвычайно интенсивным. Глауконитообразование охватывает огромные площади мелководных морей под самыми разнообразными широтами, причем самые массы глауконита становятся весьма значительными, а нередко глауконит делается главным аутигенным компонентом породы. Особенно резко это проявляется опять-таки на платформах, но и в геосинклинальных зонах порою появляются высокие содержания глауконита ( $Cr_1$  Сев. Кавка-

за и др.). Таким образом, в геологической истории, несомненно, имело место прогрессивное усиление глауконитообразования, наиболее резко проявляющееся в послепалеозойские времена, в частности с юрского периода.

Что означает этот факт? Глауконит, как известно, является раннедиагенетическим минералом, возникающим в верхней окислительной пленке осадка при окислительных (вплоть до нейтральных) условиях. Малое количество глауконита в палеозое и особенно в протерозое указывает, по-видимому, что окислительная пленка в зоне редуцированных осадков в те эпохи была развита слабо, была маломощной и весьма кратковременной. Появление же огромных масс глауконита, начиная с мезозоя, следует трактовать как указание на значительно большую мощность окислительной пленки и гораздо более длительное ее существование. Если это так, то это вскрывает еще новый и чрезвычайно интересный штрих в необратимой эволюции диагенетического минералообразования. *Параллельно с пространственным расширением области восстановительных условий в направлении от берега к пелагическим зонам морей — окислительная пленка на площади восстановленных илов все сильнее дифференцировалась от лежащей под ней восстановительной зоны, становилась более мощной и более длительно существующей.*

На первый взгляд кажется, что рост мощности окислительной пленки противоречит площадному расширению области восстановительных условий в илах в направлении от побережья к центру бассейна. На самом деле это не так: и тот и другой процесс развиваются самостоятельно и демонстрируют разные стороны одного и того же явления — воздействия органического вещества на диагенетическое преобразование осадка.

Дело в том, что биомасса в океанах и морях в истории Земли неуклонно возрастала (см. гл. VI); при этом вначале она сосредоточивалась практически лишь в планктонной пленке, в дальнейшем же возникла и пленка бентоса, постепенно распolzавшаяся от мелководной прибрежной полосы в глубь моря. Такой ход эволюции «живой материи» означает, что в докембрии поступление органического вещества в осадок неизбежно должно было быть меньшим, чем в последующие времена геологической истории; притом же заметные содержания органики должны были ограничиваться небольшой прибрежной зоной морей, планктонное население которой, как известно, наиболее богато; в удаленные от берега области морского дна органического вещества поступало весьма мало из-за разложения в процессе падения на дно. С увеличением общей биомассы живой материи и главным с развитием бентоса и сползанием его в более глубокие области дна общее количество захороняемой в осадках органики увеличивалось и вместе с тем расширялась в пелагическом направлении полоса с повышенным содержанием в осадках исходного  $C_{орг}$ . Эти изменения и вызывали то центростремительное расширение области редуцированных осадков, которое устанавливается сопоставлением аутигенно-минералогической зональности джеспилитовой формации с зональностью современных океанических осадков. *Во всем этом сказывается прямое и непосредственное влияние органического вещества на диагенез в качестве редуцента.*

Но развитие биомассы в истории Земли имело и другое важное следствие: накопление свободного кислорода в атмосфере. Существование гематитовой фации в джеспилитовой формации уже в раннем протерозое доказывает, что уже в те времена последняя содержала заметные количества кислорода, позволявшие железу осаждаться из наддонной воды в виде гидроокиси. В дальнейшем, однако, под влиянием фотосинтеза все возрастающей биомассы концентрация  $O_2$  в атмосфере и морской воде, несомненно, должна была увеличиваться. На осадке это неизбежно должно было сказываться все более четким оформлением и все более устойчивым



существованием окислительной пленки, прикрывавшей сверху разраставшуюся по площади зону восстановительных процессов в илах. В течение протерозоя и палеозоя, судя по распространенности глауконита, этот рост шел весьма медленно. Но в мезозое, в частности с юры, он резко усилился, и окислительная пленка над восстановительными илами приобрела свой современный вид. В этом фиксируется косвенное влияние эволюции «живого вещества» на процессы диагенеза осадков.

Так, разные пути влияния на осадок все возрастающей биомассы привели к сосуществованию и одновременному историческому развитию двух на первый взгляд противоречивых особенностей диагенетического минералообразования: центростремительному площадному расширению области редуцированных отложений и вместе с тем — увеличению мощности окислительной пленки в этой области, вызвавшему все более интенсивное глауконитообразование.

## Глава X

### О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВ В ДИАГЕНЕЗЕ ОСАДКОВ ГУМИДНЫХ ЗОН

*(на примере карбонатных конкреций)*

Перераспределение веществ является одной из характернейших черт диагенеза, которая до последнего времени, однако, не привлекала к себе должного внимания исследователей, которые ограничивались лишь констатацией самого факта перераспределения, не пытаясь сколько-нибудь углубиться в его изучение.

При проведении исследований по диагенезу в 1954—1956 гг. автор (вместе с сотрудниками) стремился по возможности заполнить этот пробел в наших знаниях. Объектом исследования были карбонатные конкреции в песчано-алевритово-глинистых отложениях нижнего мела Поволжья (Д. А. Виталь), майкопской свиты Центрального Предкавказья (Ю. А. Прякина), третичных отложений Сахалина (Н. Г. Бродская), угленосных толщ Донбасса (З. В. Тимофеева), Караганды, Кузбасса, нижнефранских и нижнекарбоновых горизонтов Второго Баку (Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, М. А. Глаголева). Наряду с этим материалом, использованы также и некоторые литературные данные, полученные по методике, близкой к применявшейся нами (Л. В. Зарицкий, В. Т. Фролов и др.).

Так как карбонатные конкреции составляют подавляющую массу (до 90%) конкреционных образований в породах гумидных поясов, то можно было надеяться, что анализ их распределения и механизма формирования вскроет по крайней мере основные закономерности перераспределения веществ в диагенезе.

#### 1. СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ КОНКРЕЦИЙ В ОТЛОЖЕНИЯХ ГУМИДНЫХ ЗОН

Анализ процессов перераспределения целесообразно начинать с выявления основных фактов, касающихся минералогического состава, структур и текстур карбонатных конкреций и их распределения внутри вмещающих песчано-алевритово-глинистых пород.

##### 1. Состав, структуры и текстуры конкреций

В итоге вышеупомянутых работ по карбонатным стяжениям можно считать установленными следующие черты их состава и структуры.

1. В состав конкреций входят те же компоненты  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ , что и в состав рассеянных карбонатов. Очень характерно при

этом, что два первых компонента  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  варьируют в конкрециях чрезвычайно сильно, от немногих процентов до почти 100% от суммы карбонатов, тогда как другие два— $\text{MnCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ —гораздо более ограничено:  $\text{MgCO}_3$  от долей до 32—34%, а  $\text{MnCO}_3$  от долей до 7—10% как максимум. Таким образом, в изученных довольно разнообразных фациально и стратиграфически гумидных толщах среди карбонатных стяжений не встречено ни магнезитовых, ни марганцевых конкреций, а лишь кальцитовые ( $\text{CaCO}_3$  около 100%), сидеритовые ( $\text{FeCO}_3$  до 90%) и смешанного состава, где присутствуют в соизмеримых количествах 3 или все 4 компонента. Особенно должно быть подчеркнуто отсутствие конкреций магнезитовых. Как было показано мною (Страхов, 1951), магнезит является типичным продуктом значительно осолоненных сульфатных или содовых водоемов, отсутствующих в пределах гумидных зон и встречающихся в зонах аридных. С этой точки зрения отсутствие магнезитовых конкреций в наших толщах есть не случайное, а вполне закономерное явление, обусловленное сущностью физико-географических условий в гумидных зонах. Не случайно также отсутствие и марганцевых конкреций. Оно обусловлено малым (в % на породу) содержанием Mn во вмещающих породах, что делает невозможным его очищение от макропримесей  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{FeCO}_3$  и выделение в виде достаточно чистых химических скоплений. Таким образом, можно сказать, что химический состав карбонатных конкреций в отложениях гумидных зон предопределяется частью физико-географическими условиями этих зон, исключающими формирование магнезитовых стяжений, частью же кларковыми количествами рассеянных карбонатных солей, исключающими образование более или менее чистых марганцевых конкреций.

2. Количество карбонатных минералов, вообще обнаруженных в конкрециях, невелико: кальцит, доломит, анкерит, пистомезит, сидероплезит, сидерит, очень редко родохрозит. В отдельных конкрециях число карбонатных минералов еще меньше, обычно 1—3. При этом сами минералы, как неоднократно уже отмечалось в литературе и вновь подтверждено работами З. В. Тимофеевой и др., всегда представляют собою изоморфные смеси переменного состава.

3. Количество некарбонатных аутигенных минералов, присутствующих в карбонатных конкрециях, также ограничено: глауконит, лептохлориты, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит; многие из них также обладают переменным составом.

4. При весьма ограниченном количестве аутигенных минералов, слагающих карбонатные конкреции, их структурно-текстурные соотношения обычно сложны.

Так, в сидероплезитовых конкрециях — в случае их наиболее сложного состава — представлены все или почти все перечисленные выше аутигенные минералы. При этом глауконит, лептохлориты обычно образуют зерна, лежащие свободно в карбонатном цементе; они свойственны главным образом песчаным конкрециям; в очень редких случаях наблюдаются замещения глауконита лептохлоритом, что указывает на более поздние выделения последнего. Фосфатные зерна, когда они встречаются в конкрециях, лежат обособленно внутри карбонатных конкреций и их соотношения с силикатами железа не видно; но иногда они включают в себя глауконитовые зерна, т. е. сформировались позже их. Основная масса сидероплезита замещает все вышеназванные минералы и одновременно их цементирует, т. е. возникла после них. Гораздо сложнее соотношения пирита. В ряде случаев пирит замещает все указанные ранее минералы и потому должен считаться более поздним, чем они; в то же время основная масса сидероплезитового материала включает в себя пиритовые зерна, и стало быть, возникла позже пирита. Во многих случаях, однако, можно видеть, что часть зерен пирита выполняет трещины в сидеритовой

конкреции и потому этот пирит является наиболее молодым минеральным новообразованием в конкреции. Сульфиды Pb, Zn, Cu, барит и каолинит, когда они констатируются в конкрециях карбонатного типа, выполняют трещины в конкреционном теле, причем и здесь между ними иногда наблюдаются сложные структурные соотношения. Все это говорит о многофазном выделении минералов при образовании сидероплезитовых конкреций. Принципиально такого же типа соотношения аутигенных минералов свойственны к другим типам карбонатных конкреций; вариации касаются лишь количества разных минеральных видов, участвующих в составе конкреций.

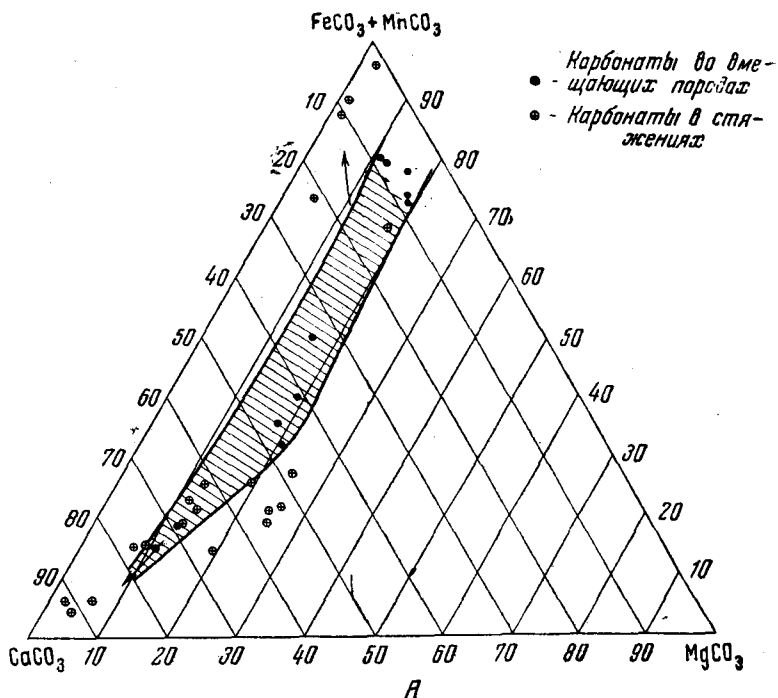
5. *Существует лишь весьма немного стяжений, детальный анализ которых обнаруживает практическое постоянство минералогического состава во всех их частях.* Обычно же периферические зоны конкреций более или менее явственно отличаются от зон промежуточных и центральных. З. В. Тимофеевой описаны из Донбасса случаи, когда центральная часть конкреций слагается кальцитом, периферическая — анкеритом и сидероплезитом или только последним. А. А. Чумаковым в  $C_1$  Урала также отмечены случаи, когда центральная часть конкреций кальцитовая, периферическая — сидеритовая; в некоторых образцах между кальцитовой и сидеритовой зонами намечается глинисто-кремнистая. Ю. А. Пряхиной в майкопе Центрального Предкавказья обнаружены конкреции (правда, редкие), внутренние части которых представляют фосфорит, наружные — сидероплезит. Такого рода резкие перемены состава конкреций все же редки, но случаи то увеличения, то уменьшения относительного содержания  $FeCO_3$  и  $CaCO_3$  в разных слоях анкеритовых конкреций, смены анкерита сидероплезитом — распространены. К сожалению, на эту сторону дела до сих пор не обращалось должного внимания, и мы не знаем, существует ли в этих изменениях какая-либо постоянная направленность, или же изменения в разных случаях происходят весьма индивидуально. Во всех упомянутых примерах происходит смена минералов, осаждающихся при более высоких pH, минералами с низкими pH; но в конкреционных песчаниках дело обстоит как раз наоборот; центральные зоны конкреций сложены сидероплезитом, периферические — анкеритом и даже кальцитом, т. е. pH менялся от более низкого к более высокому (З. В. Тимофеева).

6. *Структуры цементирующего материала в конкрециях довольно разнообразны: пелитоморфная, микрозернистая, мелкозернистая, сетчатая, сферолитовая. Между минералогическим составом конкрецтеобразователя и его структурой никаких постоянных соотношений не наблюдается; иначе говоря, структура конкреций от минералогии конкрецтеобразователя не зависит.*

## 2. Соотношения состава конкреций с составом рассеянных во вмещающих породах карбонатов

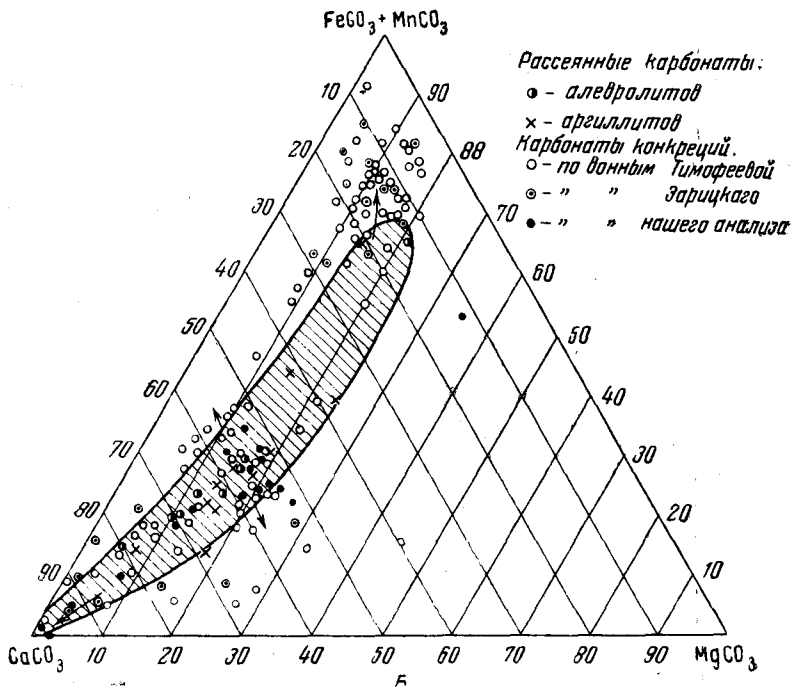
Всякое перераспределение аутигенных компонентов осадка сопровождается обычно более или менее ясно выраженным их разделением или химической дифференциацией. Тем более следует ожидать ее при образовании многокомпонентных карбонатных конкреций.

Проследить химическую дифференциацию удобно с помощью треугольных диаграмм, на которых нанесены анализы конкреций и вмещающих их пород. Рассмотрение таких диаграмм (фиг. 216) показывает, что какой бы фациальный тип отложений ни взять: осадки озер, лагунно-заливной переходной к морю зоны, собственно морские, — мы встречаемся с одним и тем же соотношением. Некоторая, всегда меньшая, часть точек составов конкреций попадает в поле рассеянных карбонатов, большинство же выходит из этого поля, группируясь частью около полюса  $FeCO_3$  (или

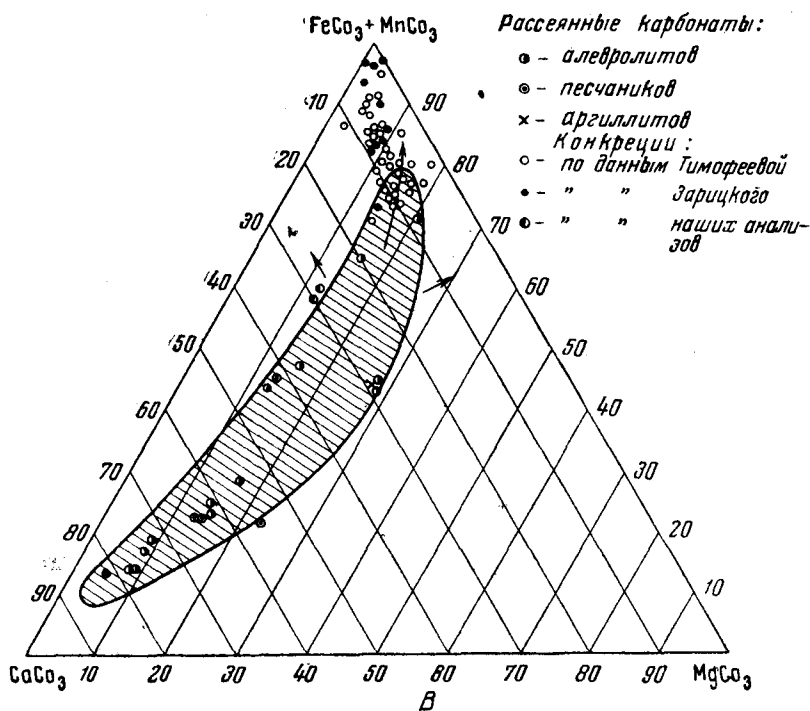


Фиг. 216. Химическая дифференциация карбонатных компонентов при образовании конкреций.

А — континентальные отложения балоханской серии Кузбасса;



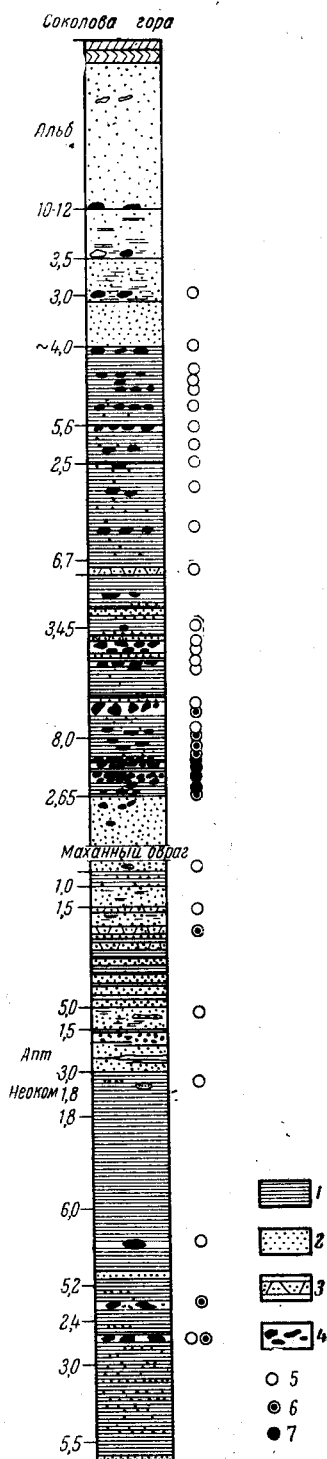
Б — переходные отложения свиты С<sub>2</sub><sup>6</sup> Донбасса;



В — морские отложения свиты  $\text{C}_2^6$  Донбасса.

явно к нему тяготеет), частью около полюса  $\text{CaCO}_3$ ; некоторые анализы локализируются вправо от поля рассеянных карбонатов, демонстрируя обогащения  $\text{MgCO}_3$  до стадии доломита, но никогда не выше; другие располагаются влево от поля рассеянных карбонатов, показывая обеднение углекислой солью. Такое выхождение анализов конкреций за поле рассеянных карбонатов показывает, что при формировании их разные соли избыточно накапливаются в разных стяжениях, т. е. имеет место разделение — химическая дифференциация солей. При этом сущность ее совершенно та же, что при формировании пестрого диффузно-рассеянного карбонатного материала (см. гл. IX). И в том и в другом случае дифференциация состоит прежде всего в пространственном разделении центров стяжения  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$ ; это ясно вытекает в данном случае из того, что подавляющее большинство конкреций тяготеет к полюсу  $\text{CaCO}_3$ , либо к полюсу  $\text{FeCO}_3$ ; эти соли при конкрециеобразовании, как и в других случаях, ведут себя антагонистически.  $\text{MnCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  пассивно следуют за  $\text{CaCO}_3$  или за  $\text{FeCO}_3$  чаще всего за углекислой солью. Таким образом, при конкрециеобразовании только усиливаются те же по характеру и смыслу процессы пространственного разделения карбонатных солей, какие в ослабленной, так сказать, эмбриональной, форме происходят при возникновении диффузно-рассеянной массы карбонатов в песчано-алевритово-глинистых отложениях гумидных зон. Рассеянные карбонаты демонстрируют малую напряженность процессов разделения, конкреции — значительную и большую. Это усиление процессов дифференциации и обуславливает выхождение составов стяжений за поле рассеянных карбонатов.

Для оценки интенсивности происходящей химической дифференциации существенное значение имеет тот факт, что внутри одного и того же фациального комплекса пород конкреции, карбонатный материал которых был бы химически однороден и свыше чем на 95% состоял бы из одной



какой-либо углекислой соли, например  $\text{FeCO}_3$  или  $\text{CaCO}_3$ , встречаются как большая редкость; обычно же мы имеем дело со смесями 4-карбонатных солей, две, а иногда три из которых находятся в заметных или даже соизмеримых количествах. Это означает, что химическая дифференциация при возникновении конкреций лишь редко достигает большой силы, обычно же она выражена умеренно (конкреции за пределами полей диффузно-рассеянного материала), либо совсем слабо (конкреции в пределах этих полей). Фактором, понижающим эффективность дифференциации, являются процессы изоморфных замещений одного компонента другим, происходящие при кристаллизации солей. Как было указано выше, характерную особенность всех карбонатных минералов, образующих конкреции, составляет то, что они лишь крайне редко монокомпоненты, как правило же представляют собою изоморфные смеси 2—3 или всех 4 карбонатных солей. Таким образом, в заключительный момент дифференциации растворов, при образовании твердых фаз результаты разделения в значительной степени погашаются изоморфной кристаллизацией солей. Химическая дифференциация веществ при образовании конкреций поэтому не доходит до своего логического конца, а часто и вообще выражена слабо.

Из изложенного понимания сущности соотношений между конкреционными телами и диффузно-рассеянными карбонатами вытекает, что в одном и том же фаціальном типе отложений, даже в одинаковой петрографически толще пород (например, в глинистых или песчаных свитах), состав карбонатных конкреций неизбежно должен варьировать, и в более или менее близком соседстве по вертикали и по горизонтали должны встречаться конкреции то более богатые  $\text{FeCO}_3$ , то обогащенные  $\text{CaCO}_3$  или  $\text{MgCO}_3$ . К сожалению, детальных исследований в этом направлении до сих пор пока не проведено, но некоторые небезыңтересные наблюдения уже имеются. Так, Д. А. Виталем было изучено распределение конкреций разного состава в неокоме и апте Нижнего Поволжья (фиг. 217). Из этого изображения наглядно видно, что, действительно, в близ-

Фиг. 217. Распределение конкреций разного состава в нижнемеловых отложениях Среднего Поволжья (по Д. А. Виталю).

1 — глины; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — конкреции. Типы конкреций: 5 — анкерито-кальцитовый; 6 — смешанный; 7 — анкерито-сидеритовый.

ком соседстве по вертикали находятся конкреции достаточно различного состава. Едва ли можно сомневаться в том, что и по горизонтали наблюдается то же, самое, хотя, повторяю, точные наблюдения в этой области пока отсутствуют.

### 3. Распределение карбонатных стяжений по петрографическим типам пород, возникших в одном бассейне

Данных по распределению стяжений по петрографическим типам осадков, возникших в одном бассейне, пока немного, но они весьма характерны и важны для познания закономерностей перераспределения веществ в диагенезе.

1. На фиг. 218 Ю. А. Пряхиной изображено распределение конкреций в отложениях майкопского времени на основе изучения их продуктивности. Из рассмотрения карт вытекает, что максимальное конкрециеобразование приурочено к глинистым породам, убывая в областях, где начинается формирование песчаных отложений. Совершенно то же наблюдается в породах неокома и апта Нижнего Поволжья, как это наглядно видно на картах, составленных ГЕОХИ (фиг. 219, 220).

3. В. Тимофеевой были подсчитаны коэффициенты конкрециенности для осадков разного петрографического типа в разрезах угленосной толщи Донбасса; тяготение карбонатных конкреций к наиболее тонкозернистым породам и здесь выявляется весьма ясно.

Судя по описанию, аналогичная закономерность наблюдается также в угленосных толщах Караганды, Кузбасса, Воркуты, в среднеюрской толще Дагестана, хотя специальных наблюдений по интересующему нас вопросу во всех этих бассейнах не производилось и указания литологов имеют общий характер.

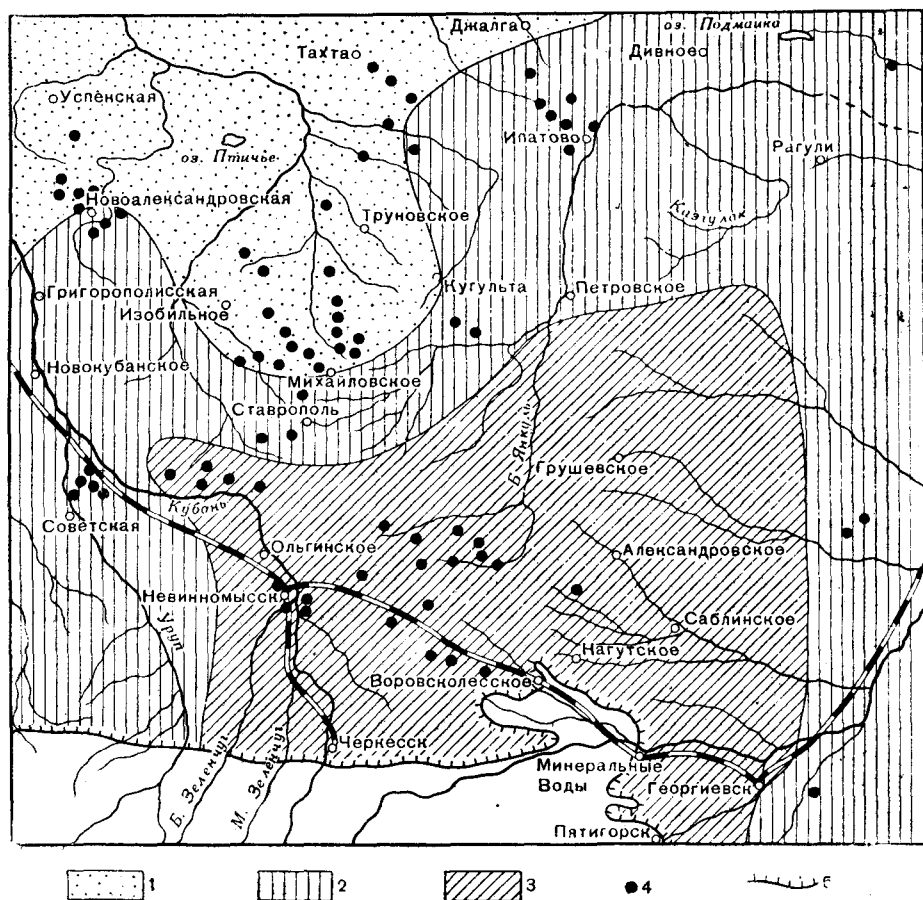
Таким образом, можно считать установленным, что наиболее благоприятной средой для формирования конкреций оказываются обычно наиболее тонкозернистые — глинистые породы. При переходе в алевриты, а тем более в пески, интенсивность формирования конкреций падает. В конгломератах карбонатные стяжения практически отсутствуют.

2. Различаясь интенсивностью, конкрециеобразование в породах разного петрографического типа отличается также морфологией возникающих тел и отчасти их химико-минералогическим составом.

В песчаниках (все равно — морских или озерных) стяжения имеют главным образом характер крупных линзообразных тел на многие метры протяжением, или пятен разнообразных очертаний, иногда довольно прихотливых. Концентрация карбонатов в этих телах, однако, невелика — 15—20—25%, редко выше; сами стяжения поэтому имеют вид обычных более или менее известковистых песчаников с цементом порового, местами слабо выраженного базального типа и часто не воспринимаются как конкреционные стяжения, а рассматриваются (ошибочно!) как первичные черты осадка. Наряду с ними, в качестве подчиненного явления, встречаются и конкреции обычного типа — в виде небольших тел караваеобразной, шарообразной, лепешкообразной, палкообразной или вообще неправильной формы, размерами от немногих сантиметров до 0,5—1—2 м длиной и в десятки сантиметров толщиной.

По мере перехода к более тонкозернистым породам — алевrolитам и аргиллитам — роль крупных линзообразных тел и неопределенных очертаний пятен убывает, количество же стяжений обычного типа растет. В глинах (аргиллитах) именно они являются характерным типом конкреционных образований и часто насыщают разрезы глинистых свит или пачек. Конкреции распределяются при этом согласно со слоистостью



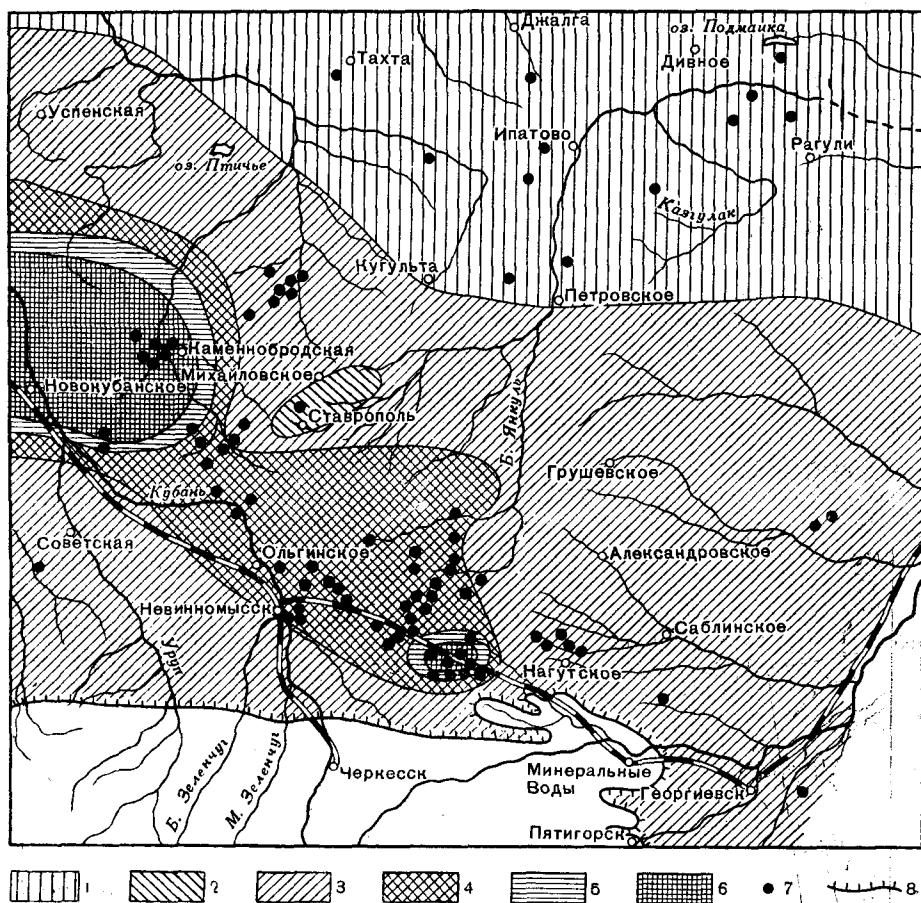


Фиг. 218. Распределение сидеритовых конкреций в майкопских отложениях (по Ю. А. Пряхиной).

А — нижний майкоп. 1 — глины песчаные с мощными прослоями песка и алеврита, карбонатных конкреций не содержат; 2 — глины с редкими прослоями песка и алеврита, с коэффициентом конкреционности до 0,2% (абс. массы конкреций до 6 кг/м³); 3 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкреционности 0,2—0,4% (абс. массы конкреций 6—16 кг/м³); 4 — скважины, вскрывшие отложения нижнего майкопа; 5 — границы распространения нижнемайкопских отложений.

пород и нередко так близко друг к другу в плоскости конкрецееобразования, что отдельные стяжения сливаются, и возникает сложное пластообразное тело; его происхождение из отдельных стяжений выдают шарообразные выступы на верхней и нижней поверхности. В некоторых случаях такое пластообразное тело, однако, не имеет никаких следов сложного конкреционного происхождения, но образует как бы одну гигантскую конкрецию. Протяжение пластообразных стяжений измеряется десятками и даже сотнями метров, толщина же — сантиметрами или немногими десятками их. У периферии своей пластообразные конкреции заканчиваются тупым округлым концом; на протяжении их нередко можно видеть серию обычных, следующих друг за другом, стяжений, все разрезающихся.

Характерной особенностью стяжений в алевритовых и глинистых породах является гораздо более высокая степень обогащенности их карбонатным материалом — 30—50—70% и выше до 85—90%, так что кар-



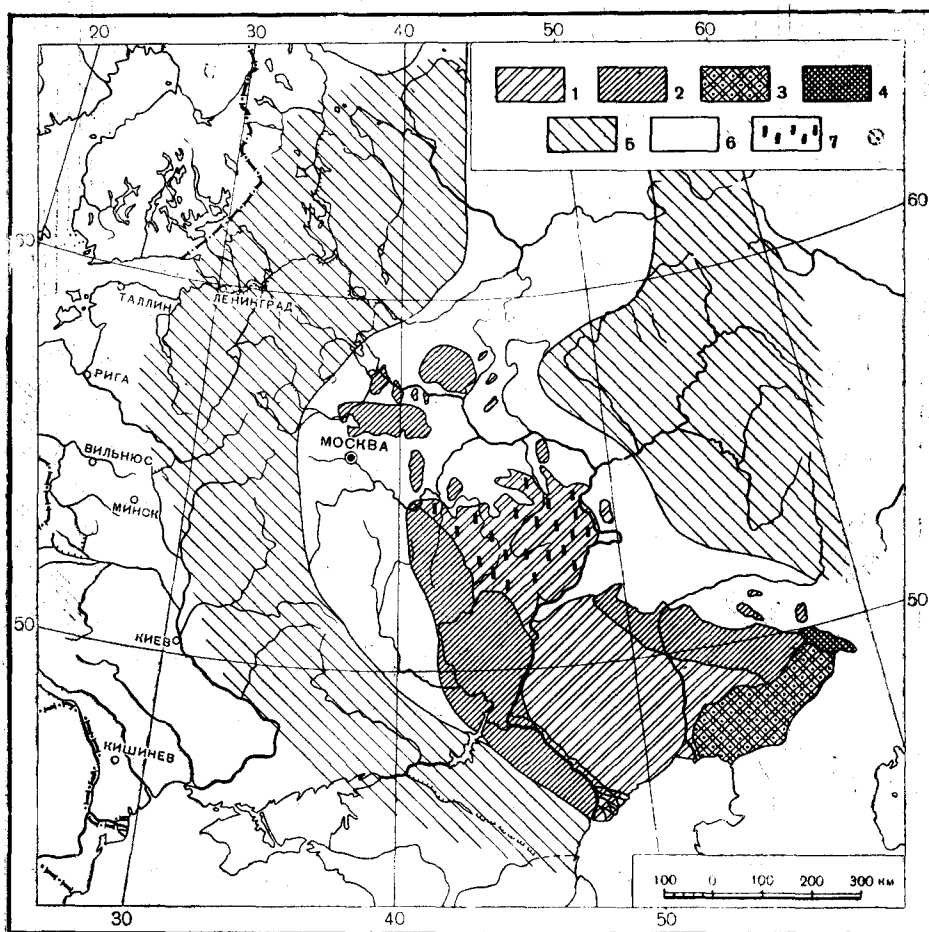
Б

Фиг. 218.

Б — средний майкоп. 1 — глины с средним прослоем песка и алеврита, коэффициент конкrecиенности до 0,2% (абс. массы конкреций до 6 кг/м³); 2 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкrecиенности до 0,2% (абс. массы конкреций до 6 кг/м³); 3 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкrecиенности 0,2—0,4% (абс. массы конкреций 6—16 кг/м³); 4 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкrecиенности 0,4—0,7% (абс. массы конкреций 16—23 кг/м³); 5 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкrecиенности 0,7—1,0% (абс. массы конкреций 23—28 кг/м³); 6 — глины тонкодисперсные с коэффициентом конкrecиенности > 1,0% (абс. массы конкреций 28 кг/м³); 7 — скважины, вскрывшие отложения верхнего майкопа; 8 — границы распространения верхнемайкопских отложений.

бонаты почти нацело вытесняют или метасоматически замещают вещество вмещающей их породы. С переходом к мергелям типичные формы стяжений вновь резко убывают, вытесняясь неопределенными пятнами линзообразной, а нередко и очень прихотливой формы. В известняках этот тип становится практически единственным; его образуют более или менее крупные, порой огромные (в сотни метров и в километры) макролинзы и пятна доломитов сложного строения и прихотливых очертаний, лежащие среди известняка (Страхов, 1956).

Таким образом, на профиле от прибрежной песчаной зоны через алевритовую к глинисто-карбонатной наиболее отчетливо выраженные морфологически и высокопроцентные стяжения карбонатного материала характеризуют полосу глинистых осадков; в обе стороны от нее, к прибрежным пескам и к более пелагическим карбонатным илам, четко оформленные конкреции уступают место более крупным неопределенной формы.

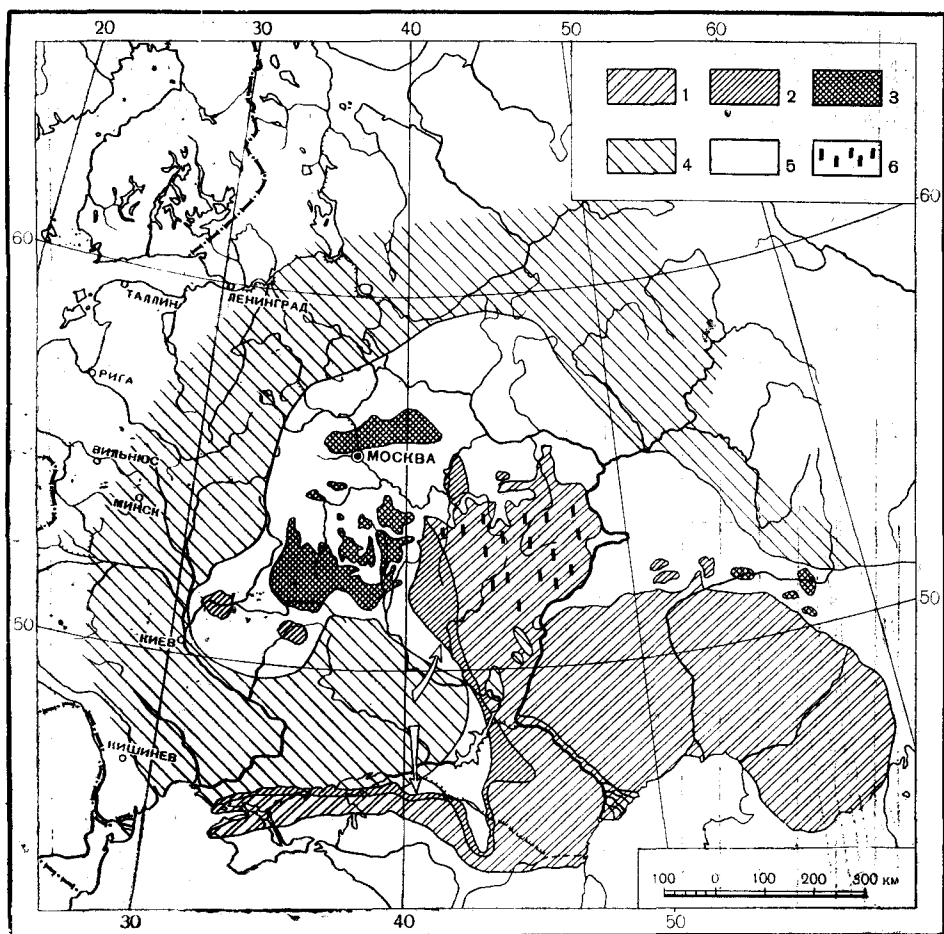


Фиг. 219. Распределение карбонатных конкреций в отложениях готерива и баррема Среднего Поволжья (по карте ГЕОХИ).

— морские отложения, преимущественно глинистые; 2 — морские отложения, преимущественно песчаные; 3 — чередование морских и континентальных отложений; 4 — континентальные отложения; 5 — области сноса и отсутствия осадконакопления; 6 — области последующего размыва; 7 — конкреции.

пятнам и линзообразным телам с гораздо более слабо выраженными концентрациями карбонатного материала.

3. Чрезвычайный интерес представляет вопрос об особенностях химико-минералогического состава конкреций, залегающих среди пород разного петрографического типа. Относящиеся сюда данные скудны, хотя и очень характерны. Так, по наблюдениям А. В. Македонова, крупные линзообразные стяжения в песчаниках воркутской свиты отличаются преобладанием (или исключительным развитием) кальцита и анкерита, конкреции в глинах — анкерита и сидерита. В песчаниках папийской свиты карбонатные стяжения, по наблюдениям автора, характеризуются резким преобладанием  $\text{CaCO}_3$  (55—75% к сумме карбонатного материала); содержание  $\text{FeCO}_3$  обычно понижено (16—24%); на том же или несколько более низком уровне находится и  $\text{MgCO}_3$ . В алевролитах карбонатные стяжения отличаются малым содержанием  $\text{CaCO}_3$  (9—28%) при резко повышенных массах  $\text{FeCO}_3$  (70% и выше); количество  $\text{MgCO}_3$  от 6 до 15%. В конкрециях среди глинистых пород содержание  $\text{FeCO}_3$  также повышено сравнительно

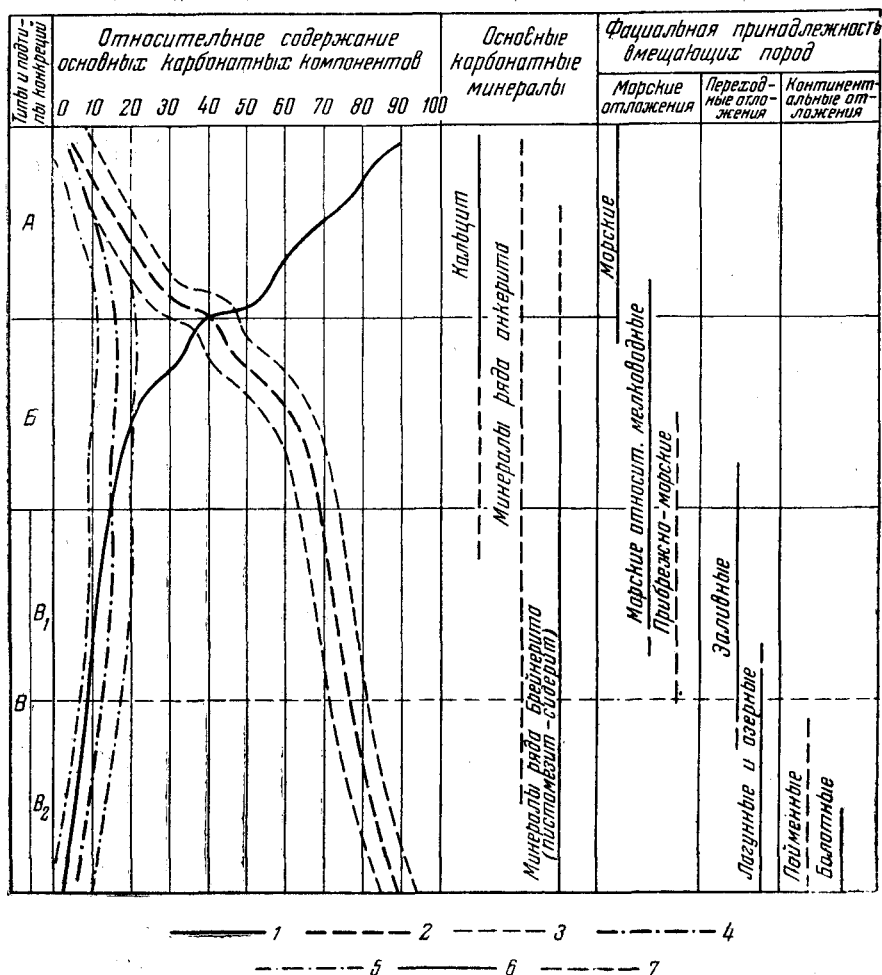


Фиг. 220. Распределение карбонатных конкреций в отложениях апта Среднего Поволжья (по карте ГЕОХИ).

1 — морские отложения, преимущественно глинистые; 2 — морские отложения, преимущественно песчаные; 3 — континентальные отложения; 4 — области сноса и отсутствия осадконакопления; 5 — области последующего размыва; 6 — конкреции.

с тем, что имеется в стяжениях, подчиненных песчаникам. Аналогичные наблюдения сделаны З. В. Тимофеевой во всей толще Донбасса, П. Т. Фроловым — в ааленских и среднеюрских отложениях Дагестана. В целом получается, следовательно, что конкреции, подчиненные более тонкозернистым породам, алевритам и глинам, значительно богаче  $\text{FeCO}_3$ , чем стяжения карбонатного материала в песчаниках. Вспомним, что такого рода различия свойственны и карбонатному материалу, диффузно-рассеянному в породах. Состав конкреционного материала в породах разного петрографического типа в общем повторяет, следовательно, те же различия, которые свойственны исходным диффузно-рассеянным карбонатам.

Характерен тот неоднократно подчеркнутый исследователями факт, что карбонатная конкреция иногда не захватывает сразу два соседних, но разных петрографически, пласта, например — песчаник и алеврит, алеврит и глину, песчаник и глину. Конкреции лежат всегда внутри однородного петрографически слоя, хотя нередко располагаются прямо у границы двух разных слоев. Довольно часто значительное конкрецеобразование имеет место в толщах переслаивания песчаных, алевритовых и



Фиг. 221. Распределение конкреций по фаціальным типам пород Донбасса (по З. В. Тимофеевой).

1 — среднее содержание  $\text{CaCO}_3$ ; 2 — среднее содержание  $\text{FeCO}_3$ ; 3 — крайние отклонения в содержании  $\text{FeCO}_3$ ; 4 — среднее содержание  $\text{MgCO}_3$ ; 5 — крайние отклонения в содержании  $\text{MgCO}_3$ ; 6 — преобладающий минерал (преимущественная встречаемость в фациях); 7 — вероятное нахождение минерала

пелитовых пород. Н. Г. Бродской встречен любопытный случай расклинивания алевроитового слоя песчаной линзой. Слой карбонатных конкреций в алевролите у места появления линзы разделяется на две части, стягивающие линзу сверху и снизу; в самой линзе конкрециеобразование увеличивается на ее промаксимальном по отношению к алевролиту, конце. Обычно конкреции залегают по слоистости толщи, но иногда наблюдаются и вертикально стоящие цилиндрические или изогнутые конкреционные тела, секущие слоистость.

#### 4. Об особенностях конкреционных карбонатных комплексов в отложениях разного фацеального типа

За последние годы было изучено несколько достаточно убедительных примеров ясных отличий конкреционных комплексов, развитых в отложениях разного фацеального типа. Впервые это было обнаружено

в карбонатных стяжениях Донбасса, детально описанных З. В. Тимофеевой (1957). Для конкреционных комплексов континентальных отложений в данном случае характерно резкое превалирование  $\text{FeCO}_3$  (70—85%) при заметных количествах  $\text{MgCO}_3$  (10—15%) и резко подчиненных содержаниях  $\text{CaCO}_3$  (5—10%). Минералогически это отвечает сидериту с большей или меньшей изоморфной примесью  $\text{MgCO}_3$  и анкериту. В отложениях переходной зоны количество  $\text{FeCO}_3$  убывает (70—45%), а  $\text{CaCO}_3$  собственно возрастает (15—35%); содержание  $\text{MgCO}_3$  остается на прежнем уровне. Минералогически карбонаты представлены частью магнезиальным сидеритом, частью анкеритом, причем последний здесь особенно распространен и типичен; появляется кальцит. В морских отложениях главенствующую роль играет  $\text{CaCO}_3$ , образующий от 55 до 99% всей массы конкреционных карбонатов;  $\text{FeCO}_3$  находится обычно в резко подчиненных количествах (5—30%), хотя в прибрежной зоне встречаются и отклонения от этой нормы; содержание  $\text{MgCO}_3$  обычно несколько уменьшено (5—15%). Минералогически карбонаты представлены главным образом кальцитом и анкеритом с некоторой примесью магнезиального сидерита.

Эти закономерности состава карбонатных конкреций хорошо видны на табл. 79 и на диаграмме фиг. 221, недавно опубликованной З. В. Тимофеевой (1957).

Таблица 79

Состав карбонатного материала в конкрециях свиты  $\text{C}_2^6$

| Место взятия конкреций           | Сумма карбонатов, в % от веса породы | Содержание в % от суммы карбонатов |                   |                   |                   |
|----------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
|                                  |                                      | CaCO <sub>3</sub>                  | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
| <i>Континентальные отложения</i> |                                      |                                    |                   |                   |                   |
| В песке, обр. 642 . . .          | 10,38                                | 16,18                              | 2,22              | 60,60             | 21,10             |
| »   »   » 643 . . .              | 11,02                                | 13,61                              | 3,35              | 71,69             | 11,34             |
| В алевролите, обр. 125           | 27,64                                | 4,77                               | 3,62              | 75,79             | 15,82             |
| <i>Переходная зона</i>           |                                      |                                    |                   |                   |                   |
| В аргиллите, обр. 98             | 30,21                                | 8,14                               | 3,58              | 75,90             | 12,38             |
| »   »   » 99                     | 28,37                                | 6,17                               | 3,06              | 77,65             | 13,12             |
| <i>Морские отложения</i>         |                                      |                                    |                   |                   |                   |
| В алевролите, обр. 85            | 11,85                                | 52,66                              | 3,54              | 26,67             | 17,13             |
| »   »   » 93                     | 37,44                                | 54,14                              | 1,31              | 22,97             | 21,58             |
| »   »   » 96                     | 37,54                                | 53,92                              | 1,17              | 15,68             | 19,23             |
| »   »   » 68                     | 56,91                                | 82,78                              | 0,43              | 7,55              | 9,21              |
| »   »   » 74                     | 38,92                                | 55,11                              | 1,67              | 25,88             | 17,34             |
| »   »   » 82                     | 20,32                                | 70,97                              | 1,18              | 17,37             | 10,48             |
| В аргиллите, обр. 61             | 13,41                                | 12,72                              | 0,97              | 53,92             | 32,36             |
| »   »   » 69                     | 31,18                                | 98,08                              | 0,26              | 0,96              | 0,70              |
| »   »   » 1008                   | 46,73                                | 57,93                              | 2,23              | 27,00             | 12,84             |
| »   »   » 852                    | 53,92                                | 66,12                              | 2,48              | 18,92             | 12,48             |
| »   »   » 1006                   | 60,72                                | 58,07                              | 1,55              | 22,10             | 18,28             |
| »   »   » 1012                   | 71,12                                | 55,85                              | 1,41              | 22,85             | 19,89             |
| »   »   » 1027                   | 54,94                                | 54,57                              | 1,15              | 21,95             | 22,33             |
| »   »   » 1042                   | 63,24                                | 52,94                              | 1,23              | 18,90             | 26,93             |

Не в столь яркой форме, но все же весьма отчетливо, видна связь состава конкреций с фациальными типами пород в разрезе пермской угленосной толщи Воркуты. Конкреции встречаются здесь как в подстилающей морской юньягинской серии, так и в собственно угленосной воркутской, лагунной и частью болотной и речной; при этом по мере движения снизу вверх по разрезу воркутинской серии степень опресненности бассейнов седиментации возрастала. По наблюдениям А. В. Македонова, в юньягинской серии главную массу конкреций образуют мергелистые и кремнисто-мергелистые, реже встречаются кремнисто-глинистые и пиритовые конкреции; иначе говоря, в образовании конкреций совершенно подавляющую роль играет  $\text{CaCO}_3$ ;  $\text{FeCO}_3$  резко подавлен или практически отсутствует. В воркутинской серии конкреции представлены сидеритом, анкеритом, кальцитом, доломитом в разнообразных сочетаниях при общем преобладании сидерита и анкерита; пиритовые и железисто-кремнисто-глинистые конкреции играют совершенно ничтожную роль. Таким образом, в условиях опресненных и пресных водоемов формируются конкреционные тела, сложенные главным образом  $\text{FeCO}_3$  при резко подчиненном значении  $\text{CaCO}_3$ . О степени различий состава конкреционных тел можно судить по следующим усредненным цифрам (в %), недавно опубликованным А. В. Македоновым и Н. И. Родным (1957).

|                             | Воркутская свита | Юньягинская свита |                           | Воркутская свита | Юньягинская свита |
|-----------------------------|------------------|-------------------|---------------------------|------------------|-------------------|
| Fe <sub>вал</sub> . . . . . | 11,27            | 3,69              | Mn . . . . .              | 0,38             | 0,34              |
| Fe <sup>2+</sup> . . . . .  | 9,87             | 2,425             | P . . . . .               | 0,08             | 0,34              |
| Ca . . . . .                | 8,81             | 13,54             | CO <sub>3</sub> . . . . . | 5,23             | 3,92              |
| Mg . . . . .                | 2,88             | 1,47              |                           | 0,19             | 0,21              |

Изменения конкреционных комплексов, близкие к описанным, установлены В. Т. Фроловым в ниже- и среднеюрских породах Дагестана. В пресноводно-озерных отложениях им констатированы только сидеритовые стяжения; в переходных лагунно-заливных отложениях — преимущественно разнообразные анкериты в сочетании с сидеритом; в морских прибрежных также анкериты; в более удаленных же от берега частях бассейна уже почти исключительно кальцитовые стяжения с редкой подмесью сидеритовых.

Весьма яркая разница химико-минералогического состава карбонатных конкреций была обнаружена Н. Г. Бродской в миоценовом разрезе угленосных и морских толщ о. Сахалина. Опять пресноводные озерные или опресненно-лагунные отложения характеризуются резким преобладанием сидерита и сидероплезита с подмесью к ним анкерита, а морские — подавляющим господством кальцита, доломита, в некоторых случаях анкерита. Средний состав конкреционного материала в различных свитах виден в табл. 80.

Итак, можно принять в качестве основной закономерности, что к пресноводным и переходным от суши к морю фациям тяготеют стяжения  $\text{FeCO}_3$  с частично замещающим его  $\text{MgCO}_3$ , к собственно же морским, особенно в удаленных от берега местах, стяжения  $\text{CaCO}_3$  с резко подчиненным и часто ничтожным содержанием  $\text{FeCO}_3$ .

Но наряду с такими четкими закономерными соотношениями в природе встречаются и несомненные от них отклонения.

В озерных осадках раннего мезозоя на территории Кировской области (Омутнинский район) карбонатные конкреции чисто сидеритовые и в таком количестве, что образуют железные руды; то же в Приокском районе и в нижнемеловых отложениях Алапаевского района (первичные алапаевские сидеритовые руды). Эти случаи подтверждают выведенное

Средний химический состав конкреционного материала  
в миоценовых отложениях о. Сахалина  
(по Н. Г. Бродской)

| Свиты                                     | CaCO <sub>3</sub> | MnCO <sub>3</sub> | FeCO <sub>3</sub> | MgCO <sub>3</sub> |
|-------------------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| Угленосная (19 обр.)                      | 6,95              | 1,40              | 88,50             | 3,15              |
| <i>Морские</i>                            |                   |                   |                   |                   |
| Такарадайская<br>(11 обр.) . . . . .      | 96,84             | 0,58              | 1,18              | 1,40              |
| Холмская эффузивно-<br>осадочная (8 обр.) | 71,21             | 1,16              | 5,39              | 22,24             |
| Нильская кремни-<br>стая (3 обр.) . . . . | 76,11             | 1,24              | 7,15              | 15,50             |
| Краснопольевская<br>(2 обр.) . . . . .    | 85,60             | 1,06              | 7,90              | 2,20              |

правило. Но в ерунаковской, кемеровской и алыкаевской континентальных свитах Кузбасса, наряду с сидеритовыми, много анкеритовых, кальцито-анкеритовых и даже кальцитовых стяжений. Иначе говоря, в конкрециях озерных отложений в данном случае накапливается много CaCO<sub>3</sub>. В континентальной карагандинской толще диапазон изменений состава стяжений также широкий — от сидеритового до кальцитового, причем только в озерных осадках долинской и наддолинской свит преобладают сидеритовые, в отложениях же сухих равнин и конусов выноса главенствуют кальцитовые (В. В. Коперина). Во всех этих случаях озерный конкреционный комплекс как бы приобретает черты морского, сближается с ним. Отклонения от «нормы» наблюдаются и в морских отложениях. Так, в песчано-глинистых породах неокома и альба Поволжья состав конкреций (по Д. А. Виталю) варьирует от чисто кальцитового до почти сидеритового (сидероплезитового), причем в отдельных горизонтах и районах господствуют стяжения сидеритовые.

В заведомо морских терригенных песчано-глинистых породах майкопской свиты Центрального Предкавказья, возникших в бассейне с соленостью, очень близкой к нормальной, распространены, по данным Ю. А. Пряхиной, чисто сидеритоплезитовые и частью сидеритовые конкреции, обогащенные MgCO<sub>3</sub>; анкеритовые и кальцитовые развиты весьма мало и лишь в горизонте с заметным накоплением CaCO<sub>3</sub> в составе рассеянных карбонатов. Совершенно то же, по А. А. Чумакову, имеет место в морских отложениях С<sub>1</sub> западного склона Урала, в Кожим-Нортическом районе. В обоих случаях морские конкреционные комплексы приобретают черты озерных, сближаются с ними.

Все эти примеры доказывают, что соотношения между конкреционными комплексами и фациальными типами отложений в действительности достаточно сложны: в одних случаях ясно выступает разница между конкрециями озерных и морских толщ, в других — эта разница начинает сглаживаться, в результате чего конкреционные комплексы озерных отложений приобретают морской облик, а морские — признаки озерных.

Вспомним, что состав рассеянных карбонатов в толщах разного фациального типа также менялся неоднозначно: озерные отложения то резко отличались от морских преобладанием FeCO<sub>3</sub>, то различия сглаживались, и рассеянные озерные карбонаты по составу приобретали облик морских,



а морские — черты озерных. Характерно, что отклонения от нормы состава конкреционных комплексов замечаются всякий раз, когда аномальным является и состав рассеянного в породах карбонатного материала. Так, в карагандинской угленосной толще конкреции в озерных отложениях мало отличаются от морских, — и то же мы отмечали выше для рассеянного карбонатного материала. В угленосной толще Кузбасса конкреции в озерных осадках кемеровской, алыкаевской, ерунаковской свит по частому преобладанию в них  $\text{CaCO}_3$  напоминают морские комплексы: и в рассеянном карбонатном материале также отмечаются обилие  $\text{CaCO}_3$  и черты «морского облика». Конкреции майкопской толщи сидеритовые; хотя состав рассеянных карбонатов нам точно неизвестен, но, судя по малой величине в породах  $\text{CO}_2$  и большому содержанию  $\text{Fe}^{2+}$ , в них должно быть много  $\text{FeCO}_3$ . То же и в нижнемеловых отложениях Среднего Поволжья.

Но в морских, переходных и континентальных отложениях свиты  $\text{C}_6^b$  Донбасса, в ааленских породах Кавказа, в третичных — Сахалина ясные отличия конкреционных комплексов в разнофациальных отложениях сочетаются со столь же отчетливыми различиями в составе рассеянного карбонатного материала. Таким образом, *общий состав конкреционных комплексов в отложениях того или иного типа определяется (и предопределяется!) составом присущего ему рассеянного карбонатного материала и меняется в точном соответствии с изменениями последнего.* Очевидно химическая дифференциация при образовании конкреций протекает настолько малоэффективно, что не в состоянии стереть общего соответствия конкреционных комплексов составу рассеянных карбонатов.

Эта закономерность проявляется и на сульфидах железа. Пресноводно-озерные отложения, как известно, весьма бедны пиритовыми стяжениями, морские же обычно содержат их заметные и даже большие количества. В то же время содержание рассеянных сульфидов в пресноводно-озерных отложениях также ничтожно мало (см. предыдущую главу), в солоноватых же и в морских осадках — значительно и даже велико. Опять большее или меньшее развитие сульфидов в конкреционном комплексе пород того или иного фациального типа отвечает роли этого компонента в рассеянных содержаниях его в породах.

Для познания перераспределения веществ в диагенезе отмеченная закономерность имеет существенное значение. *Она указывает, что протекает ли в данном фациальном типе осадков перераспределение веществ слабо или сильно, основные черты химико-минералогического состава возникающих конкреционных комплексов неизменно отвечают основным особенностям состава рассеянного во вмещающих породах аутигенного материала.* Это позволяет заменить весьма трудоемкое исследование минералогического состава тонко рассеянного карбонатного и сульфидного материала гораздо более легким изучением состава карбонатных и сульфидных конкреций.

## II. О НЕКОТОРЫХ СТОРОНАХ МЕХАНИЗМА КАРБОНАТНОГО КОНКРЕЦИОБРАЗОВАНИЯ

Ознакомившись с фактически наблюдаемыми закономерностями состава и размещения карбонатных конкреций, рассмотрим некоторые детали процесса их формирования.

### 1. Этапы образования конкреций

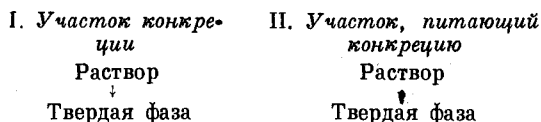
Сложность и иногда противоречивость текстурных соотношений минералов в стяжениях свидетельствуют, что в их развитии существовал ряд этапов, отличавшихся разным типом процессов перераспределения

веществ. Какие же это этапы? Мне кажется, что следует четко выделять по крайней мере три их: 1) подготовительный, 2) собственно конкрециеобразовательный, 3) послеконкреционный.

Подготовительный этап отвечает выделенным выше (гл. VIII) эпохам окислительного и восстановительного минералообразования. В то время в результате процессов внутреннего физико-химического уравнивания вещества возникает главная масса аутигенных минералов: силикаты, карбонаты, сульфиды Fe, доломит и др. Эти минералы диффузивно рассеяны во вмещающем их осадке, но уже образуются их обособленные зерна разной размерности (от сотых до десятых долей миллиметра), а у некоторых из них возникают и характерные метасоматозы; в ряду глауконит → лептохлориты → карбонаты → сульфиды Fe каждый последующий минерал в отдельных зернах частично замещает предыдущий, что отвечает прогрессирующему понижению Eh и возрастанию емкости восстановительного процесса. И образование зерен и явления метасоматоза свидетельствуют, что перераспределение веществ имеет место уже и на подготовительной стадии к конкрециеобразованию, но ему присущ особый характер: *в осадке существует бесчисленное множество точек, к которым из ближайшей их окрестности, измеряемой долями миллиметра и немногими миллиметрами, собирается вещество новообразованных минералов.* Существенно иначе обстоит дело на следующем, собственно конкреционном этапе. В это время из бесчисленного множества центров стягивания выделяется ограниченное их число, куда и устремляется поток веществ, — в данном случае карбонатов Fe, Mg, Ca, Mn — где поэтому вырастают уже крупные, очень крупные и огромные их стяжения. Иначе говоря, *микроперемещения вещества на подготовительной стадии сменяются на собственно конкреционной стадии макроперемещениями из больших участков, крупных объемов осадка, к ограниченному числу точек стягивания.*

Оседая около этих макроцентров, карбонаты заполняют поры между уже существующими зернами терригенных минералов (часто дополнительно более или менее значительно раздвигая их), порою замещают некоторые терригенные минералы, но в основном все же наследуют их; наследуется и вышеописанный ряд железистых минералов: глауконит → лептохлориты → сидероплезит → пирит. При этом в ряде случаев возникает своеобразная ситуация, когда сидерит или сидероплезит, т. е. минералы, возникающие при более высоком Eh, цементируют пирит, образующийся при более низком Eh.

Что касается механизма перераспределения аутигенных минералов на собственно конкреционном этапе, то он был, по-видимому, следующий. В любой точке осадка в диагенезе существует равновесие между твердыми фазами аутигенных минералов и солевым (ионным) составом иловой воды; в любой точке осадка, следовательно, имеются ионы  $Fe^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$  и др. На участке образования стяжения концентрации этих ионов в растворе непрерывно убывают, ибо идет садка формируемых ими твердых фаз. На пополнение этой убыли из окружающего конкрецию участка указанные компоненты диффундируют в сторону стяжения. Равновесие твердых фаз аутигенных минералов и раствора в точках оттока ионов нарушается и часть зерен последних, наиболее мелких, вновь растворяется, отдавая воде  $Fe^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$  и другие ионы. Так осуществляется перекачка аутигенных минералов из некоторого объема осадка к центру конкрециеобразования. Эти соотношения можно выразить схемой:



В период своего формирования, стяжения по большей части представляли собою богатые водой гелевые тела. В дальнейшем, при старении гелей, они теряли воду, уплотнялись и более или менее перекристаллизовывались. При этом у многих конкреций среди глинистого осадка, отличающихся, по-видимому, наибольшей чистотой от терригенных примесей, в результате гистерезиса возникала характерная трещиноватость. Трещины эти в максимальной степени рассекают внутренние части стяжений, обычно замирая к периферии, но иногда доходя до нее в виде тончайших волосных ходов. Открытые вначале, трещины эти заполнялись впоследствии новыми твердыми фазами, чаще всего пирита, кальцита, иногда сульфидами свинца, цинка, меди, каолином. Конкреция становилась септариевой.

Количество вновь возникшего материала обычно невелико, но иногда оно достигает, по определениям Д. А. Виталю, 30% от веса конкреций. Источником веществ, образующих прожилки, лишь в ничтожной степени являлись сами конкреции, отделявшие в трещины воду с растворенными в ней компонентами, в подавляющей же массе — окружающее конкрецию пространство. Убедиться в этом можно по наличию «проводничков» от септариевых прожилков к поверхности конкреции, заполненных тем же материалом, что и сами эти прожилки.

Позднее отложение веществ в описанную постконкреционную стадию приводило нередко к новому осложнению в текстурных соотношениях некоторых минералов, в частности сидероплезита и пирита. Кроме *пирита ранней генерации*, возникшего до отложения цементационного карбоната железа и включенного в цемент, существует еще пирит, секущий цемент и местами его замещающий; последнее обусловлено проникновением растворов в конкрецию по тончайшим поровым каналам и трещинкам и взаимодействием растворенных веществ с окружающими твердыми фазами.

Итак, в подготовительный период формирования карбонатных конкреций возникают диффузно-рассеянные в породе минералы ряда глауконит → лептохлориты → сидероплезит → пирит, которые позже наследуются конкрециями.

В собственно конкреционный период происходит стягивание карбонатных минералов из значительных объемов к ограниченному числу пунктов. Формируются собственно конкреции больших или меньших размеров, причем морфологии и текстуры их определяются характером вмещающей породы.

В послеконкреционный этап происходят старение и гистерезис коллоидов, слагающих конкрецию, их перекристаллизация, а также заполнение возникающих трещин новым материалом, в подавляющей массе своей подтекающим из окружающей среды.

Хотя описанная схема образования карбонатных конкреций проста, но в ней все же имеются два пункта, требующие дополнительного разъяснения. Мы видели, что уже на подготовительной стадии в осадке существуют микроперемещения веществ, в результате которых формируются зерна аутигенных минералов. На стадии собственно конкрецientoобразования эти микроперемещения веществ сменяются их макроперемещениями, т. е. начинают происходить по совсем другому плану. Спрашивается, что же вызывает столь резко выраженную смену одного типа перераспределения аутигенных минералов другим типом? Два обстоятельства: а) изменение характера пестроты физико-химической обстановки в осадках; б) начавшаяся дегазация осадка и, в частности, утечка из него  $\text{CO}_2$ .

Пестрота физико-химической обстановки на начальном этапе создания восстановительных условий в осадке имела, так сказать, точечный характер.

В непосредственном соседстве с обрывками органического вещества, трупами микроорганизмов и т. п. процессы редукции и преобразования исходных веществ шли весьма интенсивно. Гидроокисные соединения Fe, Mn, а затем  $\text{SO}_4^{2-}$  быстро восстанавливались, и возникал неоднократно упомянутый выше ряд закисных железистых минералов, кончающийся пиритом. Но уже на небольшом удалении от точек редукции и преобразований те же процессы очень быстро замирали. Осадок на этой стадии являл собою картину бесчисленного множества микроочагов активной переработки реакционно-способных веществ, между которыми располагались отстающие промежутки. Эта точечная пестрота вызвала микроперераспределение веществ и привела к образованию зерен глауконита, сгустков лептохлоритов, кристаллов  $\text{FeCO}_3$ , шариков и микропленок  $\text{FeS}_2$ , рассеянных в породе. Совершенно очевидно, однако, что по мере распространения процессов редукции от первоначальных микроочагов («точек») на промежуточные пространства должен был постепенно оформиться еще другой тип пестроты — *макропестрота*. Дело в том, что количества органического вещества, бактерий и других компонентов осадка, не строго постоянны в пределах даже однородного петрографически осадка, но явственно меняются: более или менее крупные участки, более богатые  $\text{C}_{\text{орг}}$  и другими компонентами, располагаются рядом с менее богатыми. В ходе минерального преобразования веществ в диагенезе это неизбежно рано или поздно вызывает макропестроту в физико-химической характеристике осадка по pH, Eh, концентрациям веществ в иловой воде. На участки с пониженным Eh будут стягиваться сульфиды Fe и образовывать здесь конкреционные тела больших или меньших макроразмеров. На участках с повышенным Eh углекислое железо формирует стяжения сидеритов, сидероплезитов и др. Аналогичное макроперераспределение испытывают и другие вещества — фосфаты, барит и др.

Другим фактором, содействующим возникновению макропестроты физико-химической обстановки в осадке, является утечка  $\text{CO}_2$  по путям вентиляции. Удаление ее из одних участков преимущественно перед другими повышает их pH (а значит, косвенно меняет Eh), т. е. создает дополнительную макродифференциацию осадка по физико-химическим свойствам. Для рассматриваемых сейчас карбонатных конкреций этот фактор особенно важен, так как непосредственно обуславливает садку разных карбонатных минералов и возникновение конкреций. Поскольку в слоистых осадках наиболее благоприятными путями вентиляции являются поверхности наслоения и прослоечки более грубозернистых пород среди тонкозернистых, то это обуславливает, в частности, послойное распределение карбонатных конкреций.

Описанный механизм возникновения стяжений позволяет правильно истолковать отмеченный выше факт включения в конкреции зерен не только глауконита, лептохлоритов, но и пирита, минерала, требующего более низкого Eh для своего генезиса по сравнению с цементирующим их сидеритом (и сидероплезитом). Обычно эти текстурные соотношения минералов толкуются как указание на то, что после садки пирита Eh осадка поднялся, т. е. изменения Eh пошли в обратном направлении, чем до того. В действительности дело обстоит совсем не так. Окислительно-восстановительный режим осадка на макроучастках развивался все время в одном направлении, в сторону понижения Eh, но проходил при этом через разные стадии. В начальную «точечную» стадию процесса в отдельных точках возникали очень низкие Eh; это и зафиксировано точечными зернами  $\text{FeS}_2$ . На следующей стадии, когда в редуцировании были вовлечены и промежуточные между точками пространства, оказалось, что средний Eh макроучастка не мог достичь столь низких значений, как

в отдельных точках предыдущей стадии, но остановился на более высоком уровне. Это обстоятельство на стадии макроперемещений и обусловило возникновение в данном пункте сидероплезитовой конкреции и цементирование сидероплезитом зерен пирита.

Таким образом, возникновение в осадке зерен железистых минералов ряда: глауконит → лептохлориты → сидерит → пирит и образование сидеритового цемента конкреций представляют собою разные стадии единого однообразно направленного процесса, протекавшего на крупных участках осадка, причем зерна отвечают начальной стадии «точечной» пестроты физико-химической обстановки, а стягивание цементирующего материала — стадии макропестроты.

Большой интерес вызывает датировка момента образования септариевых трещин и заполнения их сульфидным, карбонатным и каолиновым материалом. Вопрос сводится к следующему: нужно ли относить этот этап жизни конкреций еще к диагенезу, хотя бы и позднему, или уже к стадии катагенеза?

Объективных данных для решения этого вопроса нет, но некоторые интересные косвенные указания имеются.

Известно, что верхние горизонты глинистых нововексинских отложений Черного моря, лежащие под 0,5—2 м слоем современных осадков, нередко разбиты трещинами, куда затекает материал вышележащих отложений. Это означает, что в очень тонкозернистых, слегка уплотненных осадках трещины могут возникать уже очень рано, еще под водой. Тем более это возможно в стареющем коллоидальном гелевом материале. При этом приуроченность такого рода трещин именно к центру, а не к периферическим частям конкреций, естественно объясняется тем, что по возрасту внутренние области гелевого накопления гораздо старше периферических и потому, конечно, раньше испытывают гистерезис и дают трещины. Таким образом, возможность отнесения септариевой трещиноватости еще к стадии диагенеза, по-видимому, возражений вызывать не может.

Что касается времени заполнения трещин сульфидами Pb, Zn, каолинитом, часто кальцитом, то наводящее указание на него дают следующие любопытные факты. Пиритовые конкреции во многих глинистых толщах несут признаки обогащения свинцом, цинком, кадмием; при этом названные элементы, как правило, почти не знающие исключений, приурочены к периферическим частям конкреций, иногда прямо к их поверхности. Впервые такого рода соотношения были установлены А. Е. Ферсманом (1915) на огромных пиритовых стяжениях в Боровичском угольном месторождении; недавно это было подтверждено Л. М. Лебедевым на пиритовых желваках из юры Подмосковья. Эти наблюдения показывают, что миграция в осадке сульфидов свинца, цинка и других малых элементов в известной мере запаздывает и в главной своей части совершается после миграции FeS<sub>2</sub>. Сама собой напрашивается мысль о том, что заполнение галенитом и сфалеритом септариевых трещин в карбонатных стяжениях, по-видимому, хронологически совпадает с последними моментами формирования конкреций пиритовых, когда в них также замечается обогащение PbS, ZnS.

Если это так, то не только возникновение септариевых пустот, но и их заполнение следует относить еще к стадии диагенеза, хотя и достаточно позднего. Не исключено, конечно, что какая-то часть заполнения формировалась уже в самом раннем катагенезе.

## 2. О геохимической подвижности разных компонентов при образовании карбонатных конкреций

Анализируя содержание Fe, Mn, P в гидроокисных железо-марганцевых конкрециях современных отложений, мы убедились, что в условиях окислительной среды каждый из этих элементов обладает неодинаковой геохимической подвижностью и образует четко выраженный ряд  $Fe \rightarrow P \rightarrow Mn$ , в котором каждый последующий член подвижнее предыдущего. Представляется интересным выяснить, как обстоит дело в этом отношении в восстановительной среде — при образовании карбонатных конкреций?

Учитывая, что в этом случае формирование кальцитовых конкреций происходит при существенно ином pH сравнительно с формированием конкреций сидероплезитовых, мы рассмотрим два эти случая отдельно, полагая, что условия щелочно-кислотного режима не могут сказаться на относительных величинах подвижности каждого компонента.

Располагая для конкреций в свите  $S_2^2$  Донбасса кларки концентраций их карбонатных компонентов по абсолютным величинам, получаем следующие ряды: (Страхов и др., 1959):

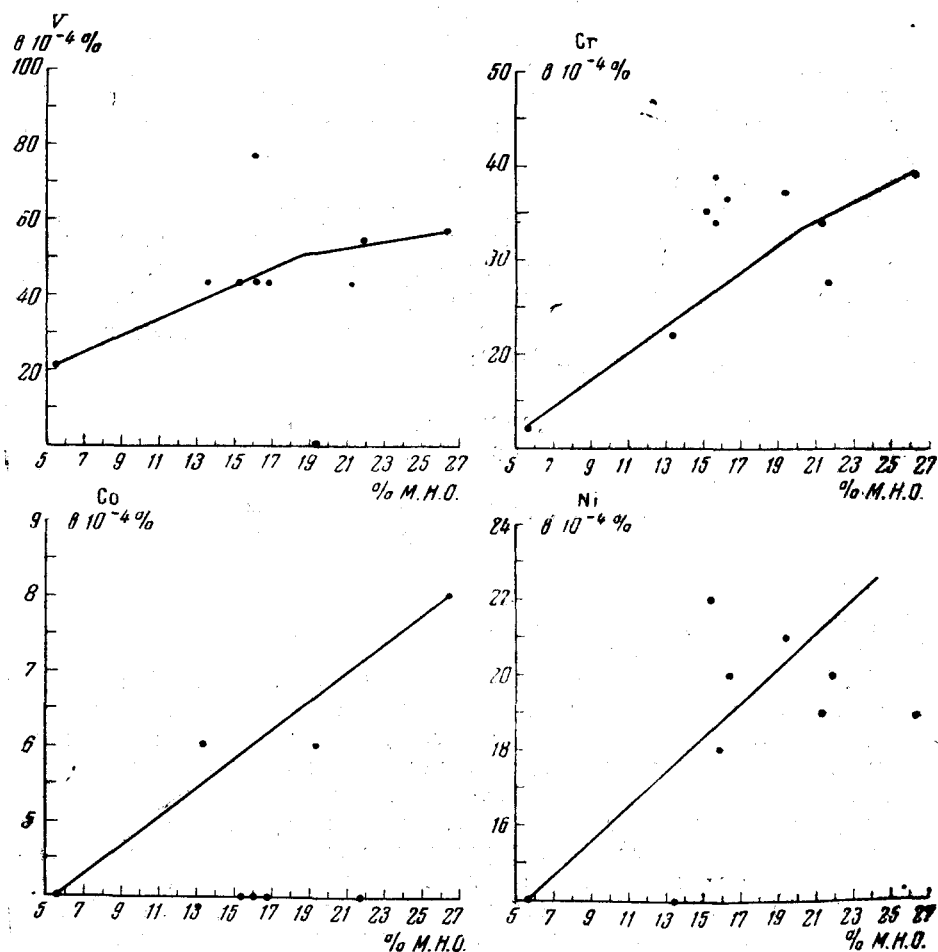
|                                  |           |               |           |               |     |               |           |
|----------------------------------|-----------|---------------|-----------|---------------|-----|---------------|-----------|
| Сидеритовый . . .                | $Mn^{2+}$ | $\rightarrow$ | $Fe^{2+}$ | $\rightarrow$ | Mg  | $\rightarrow$ | Ca        |
|                                  | 6,0       |               | 3,8       |               | 1,6 |               | 0,6       |
| Кальцитово-анкеритовый . . . . . | $Ca^{2+}$ | $\rightarrow$ | $Mn^{2+}$ | $\rightarrow$ | Mg  | $\rightarrow$ | $Fe^{2+}$ |
|                                  | 3,2       |               | 3,2       |               | 3,1 |               | 1,8       |

Как видим, в сидеритовых и кальцитово-анкеритовых рядах  $Ca^{2+}$  и  $Fe^{2+}$  как бы меняются местами.

П. В. Зарицкий определял в конкрециях Донбасса также фосфор; при этом оказалось, что при образовании обычных сидероплезитовых конкреций подвижность P находится где-то посередине между подвижностью Mn и Fe, т. е. реализуется тот же ряд, что в окисных железомарганцевых стяжениях. При формировании кальцитово-анкеритовых конкреций подвижность P увеличивается и становится близкой к подвижности марганца. При образовании же фосфатно-сидеритовых стяжений фосфор ведет себя как наиболее подвижный компонент. Аналогичные соотношения были установлены для сидероплезитовых, анкеритовых и сидеритово-фосфатных конкреций майкопа. Эти данные показывают, что геохимическая подвижность одних и тех же элементов в разной физико-химической обстановке не остается постоянной, но более или менее заметно меняется. Поэтому не существует и постоянного, на все случаи, ряда геохимической подвижности, но серии таких рядов для разных обстановок.

Чрезвычайный интерес представляет поведение в процессах конкрецпеобразования малых элементов: V, Cr, Co, Ni, Cu, Sr, Ba, Be, Ga и др. К сожалению, этот вопрос может быть решен сейчас пока на ограниченном материале. В табл. 81, 82 показаны их средние содержания как в конкрециях, так и во вмещающих породах. Все данные с полным единогласием говорят, что при образовании карбонатных стяжений происходит не обогащение конкреционных тел малыми элементами, а, напротив, обеднение ими. Больше того, попытки графически сопоставить содержание малых элементов с величинами минерального нерастворимого остатка (фиг. 222) убеждают, что в конкрециях носителем этих элементов является песчано-алевритово-глинистый материал, входящий в конкреции. Это означает, что в процессе диагенетического перераспределения веществ малые элементы, внесенные в осадок в подавляющей своей массе с терриген-

ными взвешями, практически почти не перемещаются, остаются геохимически весьма инертными. Это новый любопытный штрих в химической дифференциации веществ в диагенезе. Всегда ли при конкрецееобразовании одинаково обстоит дело в этом отношении, — пока неясно. В пиритных конкрециях из верхней юры Подмосковья Л. М. Лебедевым недавно



Фиг. 222. Соотношения малых элементов и минерального нерастворимого остатка в конкрециях нижнего мела Среднего Поволжья (по Д. А. Виталю).

констатированы Ni, Cd, Ag, Pb, Zn и другие микроэлементы, причем они находятся в сульфидной форме и, несомненно, по структурным соотношениям с другими минералами перемещались, как и  $\text{FeS}_2$ , еще в процессе диагенеза. Этот пример предостерегает от формулирования пока широких обобщений относительно миграции малых элементов в стадию конкрецееобразования и вместе с тем заставляет обратить на эту сторону дела серьезное внимание.

Таблица 81

Среднее содержание малых элементов в карбонатных конкрециях и во вмещающих породах майкопа, в 10<sup>-3</sup>% от породы (по Ю. П. Прихвой, 1957)

| Элементы | Нижний майкоп |       | Средний майкоп |       | Верхний майкоп |       |
|----------|---------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|
|          | Конкреции     | Глины | Конкреции      | Глины | Конкреции      | Глины |
| Cu       | 1,40          | 5,10  | 2,0            | 6,0   | 2,0            | 5,0   |
| Cr       | 2,0           | 10,0  | 2,0            | 10,0  | 2,0            | 10,0  |
| Ni       | 3,0           | 6,6   | 1,9            | 8,0   | 2,0            | 7,10  |
| Co       | 0,5           | 1,1   | 0,20           | 1,0   | 0,2            | 20,0  |
| V        | 5,0           | 14,0  | 4,0            | 20,0  | 5,0            | 14,0  |
| Sr       | 20            | 20    | 4,0            | 30,0  | 3,0            | 10,0  |
| Be       | 0,0           | 0,2   | 0,0            | 0,7   | 0,0            | 0,5   |
| Mo       | 0,0           | 0,10  | 0,0            | 0,4   | 0,0            | 1,0   |
| Ca       | 0,0           | 0,20  | 1,0            | 10,0  | 1,0            | 5,0   |

Таблица 82

Среднее содержание малых элементов в карбонатных конкрециях и во вмещающих породах нижнего мела Поволжья и среднего карбона Донбасса, в 10<sup>-3</sup>% от породы

| Элементы     | Нижний мел                      |                       |                  | Средний карбон        |                                |                  |
|--------------|---------------------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|--------------------------------|------------------|
|              | Кальцитовые конкреции (10 обр.) | Сидеритовые конкреции | Вмещающая порода | Сидеритовые конкреции | Кальцито-анкеритовые конкреции | Вмещающая порода |
| V . . . . .  | 4,1                             | 4,3                   | 14,5             | 9,4                   | 6,4                            | 11,3             |
| Cr . . . . . | 2,9                             | 3,3                   | 8,4              | 3,5                   | 3,1                            | 6,9              |
| Ni . . . . . | 1,8                             | 1,8                   | 5,6              | 4,3                   | 5,7                            | 6,5              |
| Co . . . . . | 0,5                             | 0,6                   | 1,2              | —                     | —                              | —                |
| Cu . . . . . | 0,5                             | 0,7                   | 3,6              | 2,8                   | 3,1                            | 4,7(?)           |

### 3. О факторах, определяющих разную интенсивность конкрецееобразования и разную морфологию стяжений внутри одного бассейна

Выше было указано, что карбонатное конкрецееобразование наиболее интенсивно в тонкозернистых глинистых породах и резко уменьшено в песчаниках; одновременно меняется и морфологический облик стяжений. Естественно выяснить, чем вызываются эти изменения? Действующим фактором является в данном случае содержание органического вещества в исходных осадках.

Мне уже неоднократно приходилось указывать, что в миграциях и перераспределении карбонатов в осадках важнейшую роль должна играть CO<sub>2</sub>, генерируемая в диагенезе разложением захороненного органического вещества. Чем больше последнего, тем больше возникает в диагенезе CO<sub>2</sub>, тем больше массы карбонатов находятся в растворе, тем легче идут их перераспределение и концентрирование около некоторых точек с образованием стяжений. Но в ряду пески — алевроиты — глины —



мергели — известняки, мы, как известно, имеем вначале нарастание  $C_{орг}$  от сотых и десятых долей процента в песках к 1—1,5% в глинах и затем новое падение до десятых и сотых долей процента в известняках. Глины, таким образом, представляют собою среду, наиболее благоприятную для генерации  $CO_2$  и отсюда для диагенетических миграций и перераспределения карбонатов. Естественно, что массы конкреционных тел и стянутого в них карбонатного материала в глинах оказываются наибольшими.

Что содержание органического вещества в породе действительно влияет на интенсивность конкрецеобразования, показывает следующее любопытное наблюдение Ю. А. Пряхиной над майкопскими отложениями. Как видно из ее карт, интенсивность стягивания карбонатного материала, будучи максимальной в глинах, все же оказывается неодинаковой в пределах самой глинистой толщи: она то увеличивается до процента конкрециенности, равного 1,2%, то падает до весьма низких значений. Сопоставление этих колебаний конкрециенности с содержанием  $C_{орг}$ , сделанное в табл. 83, показало с полной ясностью, что между этими явлениями существует прямая, хотя и не строго количественная связь (табл. 83).

Таблица 83

Связь конкрециенности с содержанием  $C_{орг}$  в глинах, в %

| Место взятия образца      | $C_{орг}$                                        | Коэффициент конкрециенности                      | Место взятия образца | $C_{орг}$ | Коэффициент конкрециенности |
|---------------------------|--------------------------------------------------|--------------------------------------------------|----------------------|-----------|-----------------------------|
| Куба × Тапинская скв. . . | $\begin{cases} 1,57 \\ 1,30 \\ 1,31 \end{cases}$ | $\begin{cases} >1,0 \\ >1,0 \\ >1,0 \end{cases}$ | Ровнинская скв. .    | 1,00      | 0,2—0,4                     |
|                           |                                                  |                                                  | Суркульская » .      | 1,04      | 0,4—0,7                     |
|                           |                                                  |                                                  | Арзгирская » .       | 0,62      | 0,0—0,2                     |

Сложнее понять особенности морфологии конкреционных тел в породах разного петрографического типа. Основную роль играют здесь, видимо, физические свойства осадка. Будучи сильно пористыми, обводненными и легко деформируемыми, глинистые осадки давали возможность более интенсивному концентрированию карбонатов (и других компонентов); осаждающийся материал здесь легко раздвигал терригенные частицы; в результате конкреции среди глин отличаются большой чистотой от примесей; в них стягивается очень много веществ из окружающей среды и соотношения конкреций с вмещающими породами отличаются резкой контрастностью в смысле содержания карбонатного материала: его очень мало в породе и очень много в конкрециях. Песчаные породы мало пористы, мало обводнены и требуют больших усилий для раздвигания их более крупных частиц. Поэтому конкрецеобразование в них идет главным образом путем простого заполнения пор лишь с некоторым раздвиганием частиц. Отсюда — бедность песчаных конкреций карбонатным материалом, но зато большие размеры конкреционных участков, ибо подтекающий к центрам стяжения растворенный материал, не имея возможности концентрироваться путем раздвигания частиц, естественно, занимал большой объем. Бедность же стяжений конкрецеобразователем, естественно, делала их мало выделяющимися, слабо обозначенными среди вмещающей породы.

Размещение конкреций обычно по слоистости пород объясняется, вероятно, тем, что эвакуация  $CO_2$  из осадка шла главным образом по слоистости из тонкозернистых его разностей в грубозернистые (пески).

Лишь редко газы прошибали себе дорогу по вертикали, что зафиксировано наличием вертикально ориентированных конкреций. Преимущественно горизонтальные перемещения компонентов отразились также на главном образом лепешковидной, эллиптической, караваеобразной форме конкреций; шаровидные стяжения встречаются реже и типичны лишь для весьма однородных вмещающих пород. С горизонтальными миграциями веществ связан и тот характерный факт, что конкреции всегда приурочены лишь к одной породе, не захватывая иной соседней по напластованию. Из механизма вентилирования осадочной толщи вклинёнными в нее песчаными (вообще более грубозернистыми) прослоями вытекает, что пачки переслаивания должны благоприятствовать конкрециеобразованию, что нередко, но не всегда, и наблюдается.

Из изложенного вытекает, что *интенсивность карбонатного конкрециеобразования в разных петрографических осадках определялась присутствием и количеством (и качеством?) органического вещества: состав карбонатных конкреций в основном — составом рассеянного в осадке карбонатного материала; морфология же конкреций — физико-механическими свойствами вмещающих конкреции пород.*

#### 4. О некоторых количественных показателях перераспределения веществ в диагенезе осадков

Чрезвычайный интерес представляет количественная сторона диагнетического перераспределения веществ в осадках.

В качестве показателя удобно принять в данном случае *коэффициент конкрециеносности*. Последний может употребляться в двух формах, в виде линейного и весового коэффициента. В первом случае он показывает (в %) долю участия конкреций в общем разрезе данной толщи; во втором случае обозначает средний вес конкреций в кубометре породы данного горизонта, т. е. ее конкреционную продуктивность. Между обоими коэффициентами существует, понятно, корреляция. Методика подсчетов изложена в статьях Д. А. Виталья и З. В. Тимофеевой в только что вышедшем сборнике статей по диагенезу (1959) и здесь опускается.

В настоящее время известны коэффициенты конкрециеносности для ряда отложений гумидных зон и выяснилось, что *величины их для угленосных отложений гораздо выше, чем для толщ, не содержащих углей.*

Так, для воркутинской свиты этот коэффициент, по А. В. Македону, равен 3,5—3,8 с некоторыми колебаниями для разных пачек; для угленосных толщ Донбасса, по П. В. Зарицкому, — 2, по З. В. Тимофеевой, — от 0,32 до 3,33; для континентальных свит Караганды, по В. В. Коперинской, — от 1,2 до 2,1. Таким образом, в угленосных свитах коэффициент конкрециеносности довольно постоянен, колеблясь от 1,8 до 4; во всех случаях он довольно близок к коэффициенту угленосности. Существенно иначе обстоит дело в *неугленосных отложениях* гумидных же областей. Так, коэффициент конкрециеносности для карбонатных стяжений майкоп, по вычислениям Ю. А. Пряхиной, колеблется от сотых (и даже тысячных) долей процента до нескольких десятых, редко выходя за 0,4%. Тот же коэффициент для неокотских отложений Саратовского Поволжья определен Д. А. Виталем в 0,21, для апских в 0,56. Эти расчеты указывают на явно выраженное обогащение угленосных толщ карбонатными конкрециями. С этим совпадает то общеизвестное обстоятельство, что именно угленосные свиты паралических бассейнов передовых прогибов (Рур, Англия, США) являются носителями грандиозных конкреционных месторождений сидеритовых руд. Изучение платформенных угленосных отложений типа сталингорских на Русской платформе заставляет принять,

однако, что в такой общий вывод необходимо ввести корректив: в случаях сильного развития пиритизации в угленосных толщах коэффициент карбонатного конкрециеобразования резко снижен.

А. В. Македонову (1954) принадлежит попытка уточнить указанные общие соотношения. Он показал, что изменение коэффициента конкрециенности от одного пакета воркутинской свиты к другому строго следует изменениям коэффициента угленосности; вместе они увеличиваются, вместе уменьшаются. В более поздних работах Ф. И. Енцовой (1958) в южной части Воркутинского месторождения устанавливается, что корреляция, указанная А. В. Македоновым, справедлива лишь при условии, если брать только сидеритовые, а не все карбонатные стяжения. На других угленосных толщах верхнего палеозоя не удалось подтвердить и этих более частных соотношений; так, в Донбассе ясной корреляции между угленосностью и конкрециенностью нет, но выступает связь конкреций с частотой горизонтов заболачивания, обогащенных органическим веществом (З. В. Тимофеева).

Естественно встает вопрос: чем же объясняется тяготение карбонатного конкрециеобразования к угленосным толщам? Причина кроется, видимо, в режиме  $\text{CO}_2$  в осадках в стадию их диагенеза. Дело в том, что угленосные толщи в целом явно (в 2—4 раза) обогащены органическим веществом по сравнению с неугленосными, причем обогащение это происходит отчасти (очень мало) за счет рассеянной органики вмещающих пород, главным же образом за счет угольных пластов и горизонтов заболачивания. Эта избыточная органика в угленосных толщах порождает в диагенезе избыточные — против обычных — количества  $\text{CO}_2$ , а последние резко усиливают все процессы миграции  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  с образованием повышенных масс их стяжений. Таким образом, явно выраженное тяготение карбонатного конкрециеобразования именно к угленосным, а не каким-либо иным толщам, с неизбежностью вытекает из описанного выше механизма конкрециеобразования. Высокая интенсивность перераспределения  $\text{FeCO}_3$  в угленосных толщах приводит обычно к тому, что отдельные горизонты этих толщ превращаются в месторождения железных руд с колоссальными запасами металла. Известно, что, например, сидеритовые руды в угленосных толщах  $\text{C}_2$  Англии обладают ориентировочными запасами в  $14 \times 10^9$  т металла. Подобного рода случаи наводят иногда на мысль, что рудообразование в этих случаях связано, возможно, с повышенным приносом Fe в рудную область. Определения валового F во вмещающих руду породах (например, в Донбассе, в Кожиме) показали, что железо находится в них практически на кларковом уровне. Стало быть, причина рудообразования в данном случае не в повышенном поступлении Fe с берега, а в резкой интенсификации диагенетических миграций  $\text{FeCO}_3$ ; создает же эту интенсификацию повышенное накопление органического вещества в осадочной толще.

В связи с этим исключительный интерес приобретают попытки определения тех относительных масс диффузно-рассеянных в осадке конкрециеобразователей, которые идут на формирование стяжений; особенно интересно это по отношению к  $\text{FeCO}_3$ , образующему иногда конкреционные сидеритовые руды.

Ю. А. Пряхина для майкопских отложений нашла, что при наибольшем коэффициенте конкрециенности и наибольшем содержании Fe в конкрециях в последние стягивается всего 5—6% от валового количества железа во вмещающей породе. Для неокомовых и аптских отложений с наибольшим коэффициентом конкрециенности и с наибольшим содержанием Fe в стяжениях получались 7,33%. Для пород Донбасса (З. В. Тимофеева) соответствующие цифры колеблются от немногих долей до 10%. Но для раннемезозойских озерных руд Омутинских и Приокского района железо

в стяжениях составляет уже 30—34% от первоначально имевшегося в осадке; в Кожимском районе до 40—50% исходного железа. Таким образом, в обычных случаях, когда дело не доходит до формирования руд, коэффициент стягивания оказывается весьма низким, от долей до немногих процентов. И лишь в случае диагенетического рудообразования стягивание достигает 30% и выше (но не свыше 50%). Проведение дальнейших работ в указанном направлении и охват ими железа и еще других компонентов представляется важной и актуальной задачей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович Ю. М. Псевдоморфизм в осадочном минералообразовании. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Изв. Сапроп. ком-та, 1932, вып. 6.
- Алексеев Л. С. О минеральных примесях в ископаемых углях. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 4.
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Гл. ред. Ю. А. Жемчужников. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угол. сер. (№ 5).
- Архангельский А. Д. 1. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1927, 5, вып. 3—4.
- Архангельский А. Д. 2. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.—Л., Изд. Совет. нефт. пром., 1927.
- Архангельский А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1928, 6, вып. 1.
- Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, вып. 1—2.
- Архангельский А. Д. 1. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. В кн. Проблемы Волго-Каспия, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Архангельский А. Д. 2. Сернистое железо в отложениях Черного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1934, 12, вып. 3.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис. Тр. Конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. Докл. АН СССР, сер. А, 1930, № 18.
- Архангельский А. Д., Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд СССР. Тр. Научн.-исслед. ин-та геол. и мин., 1935, вып. 2.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Бабинец А. Е. О составе поровых растворов из глинистых пород кайнозоя Причерноморской впадины. В кн. Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Баксаков М. П. Фосфоритоносные фации в палеозое Кызылкумов. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 3.
- Бардоши Д. Геология бокситов месторождений Венгрии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 9.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
- Безруков П. Л. 1. Месторождения высококачественных пластовых фосфоритов хребта Кара-тау. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6, М.—Л. 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисдам, вып. 149).
- Безруков П. Л. 2. О фосфоритоносности третичных марганцевых руд Северного Урала. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М.—Л., 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисдам, вып. 149).
- Безруков П. Л. 1. О распространении и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 3.
- Безруков П. Л. 2. О распределении органического вещества в осадках Охотского моря. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 2.

- Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Идзу-Бонинской, Марианской и Рюкю. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
- Безруков П. Л., Остроумов Э. А. О распределении фосфора в осадках Охотского моря. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 1.
- Белевцев Я. И. Сопоставление железорудных свит докембрия СССР. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 3.
- Белевцев Я. И. Связь железорудных залежей с поперечной складчатостью в Саксаганском районе Кривого Рога. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 2.
- Белоус Н. Х. К вопросу об условиях формирования железных руд при осадко-накоплении. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1952, вып. 12.
- Бенеславский С. И. Титановые минералы в бокситах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 2.
- Бенеславский С. И. 1. Жилки и жилкоподобные образования в бокситах. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 4.
- Бенеславский С. И. 2. Некоторые причины неполной выщелачиваемости гиббситовых бокситов. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 5.
- Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Бенеславский С. И. 1. Карстово-делювиальный тип месторождений бокситов. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 2.
- Бенеславский С. И. 2. Новые алюмосодержащие минералы бокситов. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 5.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Березкин В. А. Динамика моря. Л., Изд-во Воен. мор. акад. РККФ, 1938.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Бетехтин А. Г. К дискуссии по вопросу об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- Бирин А. Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. М., Гостеолиздат, 1941. (Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 168).
- Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорология и гидрология, 1947, № 4.
- Блох А. М. О находке геленита в нижнекаменноугольных известняках Подмосквья. Докл. АН СССР, 1954, 99, № 5.
- Блох А. М. Строеие и условия накопления угленосных отложений на юго-востоке Подмосковного бассейна. Автореферат диссертации на соиск. уч. степени кандид. геол.-мин. наук. М., 1958.
- Блудоров А. П., Тузова Л. С., Шешкин А. В. Угленосность нижнего карбона северо-западной Башкирии. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 3.
- Бобровник Д. П. К изучению аутигенных минералов осадочных пород. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Бобровник Д. П. Барит и пирротин в тортонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Боголепов К. В.; Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 1.
- Бокситы, их минералогия и генезис. Сб. статей. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Бордовский О. К. 1. Изучение консистенции некоторых современных морских осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1956, 17.
- Бордовский О. К. 2. Некоторые данные о глинистых минералах осадков северо-западной части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1956, 17.
- Бордовский О. К. 1. Гуминовые вещества в осадках западной части Берингова моря. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 1.
- Бордовский О. К. 2. Состав органического вещества современных осадков Берингова моря. Докл. АН СССР, 1957, 118, № 3.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинградском районе Кузнецкого бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1953, вып. 139, угольн. сер. (№ 4).
- Ботвинкина Л. Н. О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Ботвинкина Л. Н. О выделении диагенетической слоистости. Докл. АН СССР, 1959, 125, № 1.
- Бровков Г. Н. О зональности и стадийности процессов минералообразования в терригенных породах нижнего палеозоя юго-восточного Дагестана. Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6.

- Бродская Н. Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1952, вып. 115, геол. сер. (№ 57).
- Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях о. Сахалина. В кн. К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Бродская Н. Г., Мартова Т. Г. Формы железа в современных осадках Охотского моря. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 1.
- Бродская Н. Г., Соловьев А. В. Фосфориты в третичных отложениях Сахалина. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 4.
- Бруевич С. В. 1. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бруевич С. В. 2. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Южного Каспия. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та рыбн. хоз. и океаногр., 1937, 6.
- Бруевич С. В. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Баренцова и Карского морей. Докл. АН СССР, 1938, 19, № 8.
- Бруевич С. В. О балансе биогенных элементов в Каспийском море. Тр. Ком. по комплексн. изуч. Каспийск. моря, 1941, вып. 14.
- Бруевич С. В. Влажность грунтов Каспийского моря. Докл. АН СССР, 1945, 47, № 4.
- Бруевич С. В. Изменения в характере осадкообразования на Каспийском море в историческое время. Докл. АН СССР, 1946, 52, № 8.
- Бруевич С. В. Элементарный состав воды мирового океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1948, 2.
- Бруевич С. В. 1. Скорость образования донных отложений в мировом океане. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1949, 3.
- Бруевич С. В. 2. Скорость образования донных отложений на Каспийском море. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1949, 13, № 1.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1956, 17.
- Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Берингова моря. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 4.
- Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Охотского моря. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 2.
- Бруевич С. В., Аничкова Н. И. Химия речного стока в Каспийское море. Тр. Ком. по комплексн. изуч. Каспийск. моря, 1941, вып. 14.
- Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщ. 1 и 2. Гидрохим. мат., 1947, 13.
- Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря. Физические свойства осадков. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1958, 26.
- Бруевич С. В. и др. О влиянии донных отложений на химизм пресных вод. Гидрохим. мат., 1939, 11.
- Будянская М. Л. Миграция фосфора в донных отложениях Каспийского моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, вып. 5 (№ 7).
- Бурьянова Е. З. Анальцимовые осадочные породы из Тувы. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Буткевич В. С. Образование морских железомарганцовых конкреций и участвующих в них микроорганизмов. Тр. Морск. научн. ин-та, 1928, 3, вып. 3.
- Бутузова Г. Ю. Глинистые минералы в отложениях Черного моря. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959 (в печати).
- Бушинский Г. И. Петрография фосфоритов Западной области. В кн. Агрономические руды СССР, т. 3, ч. 2. М.—Л., 1934. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисдам, вып. 124).
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 5.
- Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1938, 16, вып. 4.
- Бушинский Г. И. Петрографический обзор фосфоритов нижнего мела. В кн. Агрономические руды СССР. М.—Л., 1941, 6. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисдам, вып. 149).
- Бушинский Г. И. О классификации фосфоритов. Докл. АН СССР, 1945, 47, № 2.
- Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 3.
- Бушинский Г. И. Морденит в морских отложениях юры, мела и палеогена. Докл. АН СССР, 1950, 73, № 6.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 156, геол. сер. (№ 67).
- Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 11.

- Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Васильев В. С. Морденит в мезо-кайнозойских отложениях Нижнего Поволжья и Западного Казахстана. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 1.
- Васильев В. С. О минералогической природе, аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. Тр. Всес. нефт. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 83.
- Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. В кн. Геология и геохимия, 1/7. Л., Гостопиздат, 1957.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 11.
- Вебер В. В. Типы осадков и накопление в них органического вещества. В кн. К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М., Гостоптехиздат, 1950. На обл. Современные аналоги нефтеносных фаций.
- Вебер В. В. 1. Накопление органического вещества в осадках. В кн. Накопление и преобразование органического вещества в современных осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Вебер В. В. 2. Преобразование органического вещества. В кн. Накопление и преобразование органического вещества в современных осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Верещагин Г. Ю. Байкал. Научно-популярный очерк. Иркутск, ОГИЗ, 1947. То же: М., Географгиз, 1949.
- Вильсон В. Месторождения бурых железняков юрского возраста, расположенные в восточной части Центральной Англии. В кн. Железорудные месторождения мира, т. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря, ч. 1—3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1944. (Тр. Биогеохим. лабор. АН СССР, № 3, 4, 6).
- Виноградов А. П. О причине отсутствия известковых (из  $\text{CaCO}_3$ ) скелетов у докембрийских беспозвоночных. Докл. АН СССР, 1940, 27, № 3.
- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. Успехи химии, 1944, 13, вып. 1.
- Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах (в связи с вопросом генезиса бокситов). Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. 1. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. Геохимия, 1956, № 6.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. 2. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, 1956, № 2.
- Виноградов В. И. О миграции молибдена в зоне гипергенеза. Геохимия, 1957, № 2.
- Вишняков С. Г. Литологический очерк Тихвинского бокситоносного района. Тр. Ленингр. геол. упр., 1940, вып. 21.
- Войновский К. Ригер К. Г. Об устойчивости в геологическом прошлом фациальных обстановок и их границ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Волков А. Н. Бокситы Казахстана и их генезис. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. 1. Конкрекции сульфида железа в отложениях Черного моря. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 4.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. 2. О формах соединений серы в иловых водах осадков Черного моря. Геохимия, 1957, № 4.
- Волков И. И., Остроумов Э. А. 3. Определение тиосульфатов в иловых водах осадков Черного моря. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Волков К. Ю. О закономерностях распространения германия в углях Подмосквового бассейна. Мат. по геол. и полезн. ископ. центр. р-нов Европейск. части СССР, 1958, вып. 1.
- Гаррис М. А. Об эпигенетической минерализации в породах кристаллического фундамента и нижней части осадочного покрова Западной Башкирии. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Гауэр Э. Е. Конкреционные образования в отложениях быстринской свиты Северо-Минусинской котловины. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 5.
- Гершанович Д. Е. Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 2.
- Гершойг Ю. Г. О генезисе руд Кривого Рога. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 6.
- Гершойг Ю. Г. Процессы минералообразования в первично-осадочных богатых железных рудах Кривого Рога. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Гершойг Ю. Г. Процессы образования железорудной формации и залежей богатых руд Криворожского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 10.



- Гершойг Ю. Г. К геохимии фосфора в железорудной формации Криворожского бассейна. Геохимия, 1958, № 6.
- Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождений фосфоритов. В кн. Геология горно-химического сырья, вып. 2. М. Госхимиздат, 1955.
- Гиммельфарб Б. М. 1. Закономерности геотектонического размещения фосфоритов СССР. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гиммельфарб Б. М. 2. Основные принципы составления прогнозных карт на фосфориты. В кн. Материалы научной сессии по металлогенетическим и прогнозным картам. Алма-Ата, 1958.
- Гинзбург А. И. Сульфидные конкреционные образования в угольных пластах Ангренского месторождения. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 4.
- Гинзбург И. И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 12.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
- Гладковский А. К. О генезисе уральских бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.
- Горбунов Н. И. Закономерности образования и распространения глинистых минералов в почвах. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Гордон С. А., Волков К. Ю., Менковский М. А. О формах содержания германия в угле. Геохимия, 1958, № 4.
- Горецкий Ю. К. Некоторые черты генезиса и основные закономерности размещения бокситовых месторождений. Сов. геол., 1947, сб. 14—15.
- Горецкий Ю. К. Об условиях формирования и некоторых закономерностях в размещении осадочных и осадочно-метаморфизованных рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 1.
- Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Горошников Б. И., Сахацкий И. И. О россыпях ильменита в третичных отложениях южной окраины Донбасса. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 5.
- Горская А. И. Изучение органического вещества современных морских осадков. В кн. Накопление и преобразование органических веществ в современных морских осадках М., Гостоптехиздат, 1956.
- Горшкова Т. И. Химико-минералогическое изучение осадков Баренцова и Белого морей. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1931, 1, вып. 2—3.
- Горшкова Т. И. Органическое вещество в осадках Мотовского залива. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз. и океаногр., 1938, 5.
- Горшкова Т. И. Исследование детрита в воде и грунте северной части Каспийского моря. В кн. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского, М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Горшкова Т. И. Органическое вещество осадков Азовского моря и Таганрогского залива. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та морск. рыбн. хоз. и океаногр., 1955, 31.
- Горшкова Т. И. Натуральная влажность, карбонаты и органическое вещество осадков как индикаторы условий осадкообразований. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1956, 17.
- Горшкова Т. И. Химический состав грунтовых растворов Балтийского моря. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 4.
- Горькова И. М. Закономерности изменения механических свойств глинистых пород в зависимости от влажности и структурного состояния. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1957, 14.
- Горькова И. М. Структурообразование в морских осадках. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 2.
- Горюнова С. В., Кабанова Ю. Г. Особенности автолитического распада клеток у некоторых перидиней. Изв. АН СССР, сер. биол., 1958, № 4.
- Гроссгейм В. А. Дистен в осадках мезокайнозой Северного Казахстана и Предкавказья. Геология нефти, 1957, № 12.
- Гроссгейм В. А., Гмид Л. П. Терригенно-минералогические провинции чокракского бассейна. Геол. сб. Всес. научн.-исслед. нефт. геол.-развед. ин-та, 1951, вып. 1.
- Гроссгейм В. А., Короткова К. Ф. Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории северо-западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 5.
- Грязнов В. И. О признаках сублиторальной обстановки при образовании рудных фаций Никопольского марганцевого месторождения. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 1.

- Грязнов В. И. Минералогия никопольских марганцевых руд в связи с ролью диагенеза в рудном минералообразовании. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Бурейнском бассейне. М., Госгеолиздат, 1949. (Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 176).
- Даниланс И. Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1957.
- Данильченко П. Т. К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море. Тр. Особ. зоол. лабор. и биол. ст. АН СССР, сер. 2, 1926, № 10.
- Давыдов В. Г. Органическое вещество в воде некоторых морей. Докл. АН СССР, 1939, 24, № 3.
- Давыдов В. Г. 1. Основные вопросы по изучению органического вещества в природных водах. Гидрохим. мат., 1957, 26.
- Давыдов В. Г. 2. Содержание органического вещества в водах Каспийского моря и его ориентировочный баланс. Гидрохим. мат., 1957, 27.
- Дворцова К. И. Кембрийские фосфоритоносные отложения в горах Кандыктас (Южный Казахстан). Докл. АН СССР, 1958, 123, № 5.
- Джедзалов А. Т. О закономерностях распределения железорудных месторождений в Саксаганском районе Кривого Рога. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 2.
- Дзюценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 1. Аутигенные минералы в угленосных отложениях Окрибы (Западная Грузия). В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Дзюценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. 2. Литология батских отложений окрибы. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1956. (Геол. ин-т. Монография № 6).
- Доброхотов М. Н. О происхождении богатых железных руд криворожского типа по данным изучения Кременчугского месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 2.
- Добрянский А. Ф. Горючие сланцы СССР. Л.—М., Гостоптехиздат, 1947.
- Долгов Ф. Г., Мурашев А. И. Галенит в карбонатных породах палеозоя на севере Красноярского края. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 8.
- Дорофеев П. И. Миграция угленосных фаций Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 1.
- Дрожжева П. П. Фауна фосфоритных и бесфосфоритных фаций сеномана, как индикатор среды. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М.—Л., 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисдам, вып. 149).
- Дрожжева П. П. К вопросу о возрасте главного фосфоритного слоя Общего Сырта. В кн. Геология горнохимического сырья, вып. 2. М., Госхимиздат, 1955.
- Дубянский А. А. О благоприятных геологических условиях для образования бокситов платформенного типа на юго-востоке Воронежской области. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. К вопросу о генезисе глауконита. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 1.
- Енцова Ф. И. К вопросу о парагенезисе угленосности и конкрецненности. Докл. АН СССР, 1953, 118, № 6.
- Епифанов Б. П. О возрасте и общих условиях образования тульского железорудного горизонта. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 2.
- Ермолаев М. М. О литогенезе пластичных глинистых морских осадков. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Ершов В. М. О характере связи германия с органическим веществом в ископаемых углях. Геохимия, 1958, № 6.
- Железорудные месторождения Германии. Сб. статей. В кн. Железорудные месторождения мира, т. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. 2-е испр. и допол. изд. М., Углетехиздат, 1948.
- Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Жузе А. П., Петелин В. П., Удинцев Г. Б. К вопросу о происхождении диатомовых илов с *Ethmodiscus rex* (Well.) Hendeу. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 6.
- Зайцева Е. Д. Биогенные элементы в грунтовых растворах донных осадков Берингова моря. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 6.
- Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов донных отложений северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 5.
- Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов морских осадков и методы ее определения. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1958, 26.

- Запасы углей и горючих сланцев СССР. Краткая сводка результатов подсчета 1956 г. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 5.
- Запорожцева А. С. Ломантит из меловых отложений Ленского угленосного бассейна. Докл. АН СССР, 1958, 120, № 2.
- Зарицкий П. В. 1. Конкреционные образования продуктивных отложений западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 2.
- Зарицкий П. В. 2. О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 6.
- Зарицкий П. В. 3. Химико-минералогическая характеристика карбонатных конкреций отложений различных фаций среднего карбона западной части Донецкого бассейна. Уч. зап. Харьков. ун-та, 1956, 73, зап. геол. ф-та, 13.
- Зарицкий П. В. 1. Минеральные новообразования в конкрециях угленосных отложений западной части Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 1.
- Зарицкий П. В. 2. О генезисе конкреций в угленосной толще Донецкого бассейна. Уч. зап. Харьков. ун-та, 1957, 74, зап. геол. ф-та, 14.
- Зарицкий П. В. Баритовые конкреции в киевском мергеле Донбасса. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 4.
- Зарицкий П. В. О так называемых «сферосидеритах». Зап. Всес. мин. общ., 1959, 88, вып. 2.
- Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Зенкевич Л. А. Фауна и биологическая продуктивность моря, т. 1—2. М.—Л., Изд-во Сов. наука, 1947—1951.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. М.—Л., Изд-во Морск. транспорта, 1946.
- Зернов С. А. Общая гидробиология. М., Биомедгиз, 1934.
- Зонов Н. Т. Геологические наблюдения над фосфоритоносными отложениями бассейнов рр. Десны, Псла, Ворсклы и Северного Донца. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М.—Л., 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 149).
- Зхус И. Д. Палыгорскит из стешевского горизонта Подмосковского бассейна. Докл. АН СССР, 1956, 107, № 5.
- Зхус И. Д. К вопросу о направлении стадийных изменений глинистых минералов. Докл. АН СССР, 1957, 115, № 2.
- Зхус И. Д. Глинистые минералы и закономерности их распределения в некоторых горизонтах геологического разреза Центральных областей. Мат. по геол. и полезн. ископ. центр. р-нов Европейск. части СССР, 1958, вып. 1.
- Зхус И. Д., Ильинская Г. Т. Глинистые минералы мезозойских отложений Белгородского железорудного района и распределение в них рассеянных элементов. В кн. Исследование и использование глин. Львов, 1958.
- Иванов Б. А. Геологические исследования южной окраины Тунгусского бассейна. Тр. Вост.-Сиб. геол. управ., 1947, вып. 31.
- Ивлев В. С. Материалы по изучению баланса вещества в озере. Баланс железа. Тр. Лимнолог. станции на Каспии, 1937, вып. 21.
- Игнатченко Н. А. Неогеновое угленакопление в бассейне нижнего течения р. Алдан. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 5.
- Ильина Н. С. К вопросу о возрасте терригенных отложений яснополянского подъяруса центральных областей Русской платформы. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 6.
- Ильина Н. С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Исаченко Б. Л. Микроскопический анализ грунтов Азовского и Черного морей. Зап. Гидрол. ин-та, 1933, 10.
- Исаченко Б. Л. 1. Микробиологическая характеристика грунтов и воды Карского моря. Избр. труды, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Исаченко Б. Л. 2. Микробиологические процессы в водоемах. Избр. труды, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Исаченко Б. Л. 3. Роль микроорганизмов в превращении веществ в Черном море. Избр. труды, т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Казakov А. В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. В кн. Геологические исследования агрономических руд СССР. М.—Л., 1937. (Тр. Научн.-исслед. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, вып. 142).
- Казakov А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Тр. Научн.-исслед. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, 1937, вып. 139.
- Казakov А. В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования фосфоритовых месторождений. Тр. Научн.-исслед. ин-та удобр. и инсектофунгисидов, 1939, вып. 145.

- К а з а р и н о в В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- К а з м и н а Т. И. Аутигенные минералы терригенной толщи девона Волго-Уральской области. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 2.
- К а л е д а Г. А. Периодизация геологической истории кремнезема. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- К а т ч е н к о в С. М. Распределение элементов в глинах палеозоя Волго-Уральской области. Докл. АН СССР, 1956, 107, № 1.
- К а т ч е н к о в С. М., Ф л е г о н т о в а Е. И. 1. Малые элементы в девонских отложениях Волго-Уральской области по данным спектрального анализа. Тр. Всес. научн.-исслед. нефт. геол.-развед. ин-та, 1955, вып. 83, геол. сб. № 1.
- К а т ч е н к о в С. М., Ф л е г о н т о в а Е. И. 2. Малые элементы в породах девона Волго-Уральской области. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 4.
- К л е н о в а М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
- К л е н о в а М. В., Б у д я н с к а я М. Л. Фосфор в осадках северных морей. Докл. АН СССР, 1940, 28, № 1.
- К н и п о в и ч Н. М. Гидрология морских и солоноватых водоемов. М.—Л., Изд-во Всес. научн.-исслед. рыбн. хоз. и океанол., 1938.
- К о л б и н М. Ф., П и м б у р г с к а я М. И. Анализим в осадочных породах горы Б. Богдо. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 1.
- К о н и в е ц В. И. О фациальном составе угленосных отложений Алдано-Олекминского водораздела. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 3.
- К о н с т а н т и н о в М. М. 1. Близлежащие задачи в изучении месторождений свинца и цинка осадочного генезиса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- К о н с т а н т и н о в М. М. 2. Экзогенные сульфиды свинца и цинка. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1. Львов. Изд-во Львов. ун-та, 1954.
- К о п е р и н а В. В. Литология и генезис угленосных отложений Карагайлинского месторождения Кузбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- К о п е р и н а В. В. Литология, стратиграфия и углепроявления верхней части угленосных отложений карбона Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- К о п е р и н а В. В. Состав и условия образования осадконакопления надкарагандинской долинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 4.
- К о п е р и н а В. В. Фации и тип угленакопления Подмосковского и Кизеловского бассейнов. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1957, вып. 7.
- К о п е р и н а В. В. Фации и типы угленакопления в угленосных отложениях Донбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1.
- К о р о л е в Д. Ф. 1. Геохимические особенности концентрации молибдена в осадочных породах восстановительной зоны на примере Былымского угольного месторождения. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. М., 1958.
- К о р о л е в Д. Ф. 2. Роль сульфидов железа в процессе накопления молибдена в осадочных породах восстановительной зоны. Геохимия, 1958, № 4.
- К о р о л ю к И. К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов. Тр. Мурманск. геол. ст., т. IV, 1958.
- К о р ч а г и н В. В., В и н о к у р о в В. М. О так называемых сидеритовых конкрециях из нижнемеловых отложений Ульяновского Поволжья. Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6.
- Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.
- К о с с о в с к а я А. Г. История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7.
- К о т е л ь н и к о в Д. Д. О морфологической характеристике каолинита осадочных пород. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 2.
- К о ш е ч к и н Б. И. К вопросу о генезисе литифицированных отложений дна Северного Каспия. Докл. АН СССР, 1955, 101, № 6.
- К р а с и л ь н и к о в Н. А. Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа. В кн. Геология горно-химического сырья, вып. 2. М., 1955.
- К р а с и л ь н и к о в а Н. А. Некоторые особенности геологических условий размещения фосфоритов в Китае. Бюлл. Научн.-техн. информ. Мин-ва геол. и охр. недр СССР, 1958, № 5.
- К р а с н о в а Н. Г. Образование отложений дельты Волги. В кн. Геология дельты Волги. М., Гидрометиздат, 1951.
- К р а ш е н н и к о в Г. Ф. Фациальные изменения в угленосной толще Челябинского бассейна. Сов. геол., 1940, № 10.
- К р а ш е н н и к о в Г. Ф. Некоторые характерные черты в распределении угольных бассейнов по наиболее изученным районам СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 1.

- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. 1. Угленосные отложения в краевых прогибах. В кн. Памяти акад. П. И. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. 2. Угленосные отложения мезозойского возраста в СССР. В кн. Памяти акад. П. И. Степанова. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Вещественный состав и условия отложения Балаханской свиты Кузнецкого бассейна. М., 1955. Фонды Моск. ун-та.
- К р а ш е н и н н и к о в Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1957.
- К р и с с А. Е., Р у к и н а Е. А. 1. Восстановительные и окислительные процессы в сероводородной области Черного моря. Микробиология, 1949, 18.
- К р и с с А. Е., Р у к и н а Е. А. 2. Микробиология Черного моря. Распределение микроорганизмов в водной толще Черного моря. Микробиология, 1949, 18.
- К р и с с А. Е., Р у к и н а Е. А., Б и р ю с о в а В. И. Судьба мертвого органического вещества в Черном море. Микробиология, 1951, 20, вып. 2.
- К р и с с А. Е., Р у к и н а Е. А., Т и х о н е н к о А. С. Биомасса организмов на дне в сероводородной области Черного моря. Докл. АН СССР, 1950, 75, № 3.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Ископаемая флора Ср. Лозьвы в Северном Урале с остатками макклинтокий, родственная Гренландской. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 291.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 3.
- К р о т о в Б. П. О генетических признаках речных рудных месторождений. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 3.
- К р о т о в Б. П. Климатические закономерности современного размещения месторождений железа и алюминия на Земле. Докл. АН СССР, 1958, 121, № 2.
- К р о т о в Б. П., З о т о в а Т. И. К вопросу о закономерностях размещения месторождений бокситов на Урале. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 6.
- К р ы л о в а А. К. О верхнем девоне острова Столб в устье Лены. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 1.
- К у з н е ц о в С. И. Основные итоги и очередные задачи микробиологических исследований иловых озерных отложений. Тр. Всес. гидробиол. об-ва, 1949, 1.
- К у з н е ц о в С. И. Роль микроорганизмов в круговороте веществ в озерах. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- К у з н е ц о в С. И., С п е р а н с к а я Т. А. и К о н ш и н В. Д. Состав органического вещества иловых отложений различных озер. Тр. Лимнол. станции в Косино, 1939, вып. 22.
- К у л и к о в С. И. Осадочные марганцевые руды среднего майкопа на Северном Кавказе. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- К у р д ю к о в К. В. Строение наземной (субаэральной) дельты. Докл. АН СССР, 1954, 94, № 4.
- К у р м а н И. М. Геологические исследования нежелваковых фосфоритов Рыльского района. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М.—Л., 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгицидам, вып. 149).
- К у р м а н И. М. Об условиях образования фосфоритоносных оболовых песчаников Ленинградской области. В кн. Геология горно-химического сырья, вып. 2. М., 1955.
- К ю с с э Ф., Т о р с и Ф., М о б е ж М. Железорудные месторождения Франции. В кн. Железорудные месторождения мира, т. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Л а в р о в В. В. Этапы третичного угленакопления в Казахстане. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 2.
- Л а в р о в В. В. Накопление некоторых химических элементов в ископаемых костях позвоночных. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 6.
- Л а з а р е н к о Е. К. О глауконите из сеноман-альбской толщи КМА. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Л а з а р е н к о Е. К., К у д р и н Л. Н. Распространение глауконита в западных областях УССР. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Л е б е д е в Л. М. Сульфиды полиметаллов и никеля в юрских отложениях Подмоскovie. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Л и с и ц ы н А. П. Некоторые данные о распределении грубообломочного материала в современных морских отложениях. Докл. АН СССР, 1951, 80, № 6.
- Л и с и ц ы н А. П. 1. Некоторые данные о распределении взвешенных частиц в водах Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1955, 12.
- Л и с и ц ы н А. П. 2. Распределение аутигенного кремнезема в донных отложениях западной части Берингова моря. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 3.
- Л и с и ц ы н А. П. 3. Распределение органического углерода в осадках Берингова моря. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 2.
- Л и с и ц ы н А. П. Изменение влажности в длинных колонках из Берингова моря. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 2.

- Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 2.
- Лисицын А. П., Фотнев А. В. Объемный вес современных осадков Берингова моря. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 1.
- Лисицын А. П. и др. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых отложений северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, 1957, 115, № 6.
- Лисицына Н. А. О коре выветривания осадочных пород девона и карбона в северо-западном Казахстане. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Лисицына Н. А. Коррозия кварца в мезо-кайнозойской коре выветривания Северного Казахстана. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Лисицына Н. А. 1. Глинистые продукты выветривания пород палеозоя и докембрия в бокситоносных районах Северо-Восточного Казахстана. В кн. Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Лисицына Н. А. 2. Об условиях залегания кайнозойских континентальных бокситов западной части Казахского нагорья. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Листова Л. П. Осаждение родохрозита из хлоридных, сульфатных и бикарбонатных растворов марганца. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 1.
- Литвиненко А. У. Зооморфозы из киммерийских слоев. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 5.
- Литвиненко А. У. К минералогии биоморфоз в связи с генезисом железных руд Приазовского бассейна. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Литвиненко А. У. 1. О размывах рудных пластов Керченского месторождения. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 2.
- Литвиненко А. У. 2. О рудообразующих карбонатах из киммерийских отложений Керченского и других месторождений Приазовского железорудного бассейна. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 4.
- Литвиненко А. У. 1. Геология и генезис руд Приазовского железорудного бассейна. В кн. Доклады на Совещании по керченской металлургии. Симферополь, Крымиздат, 1958.
- Литвиненко А. У. 2. О некоторых вопросах геолого-петрографических и геохимических исследований железных руд Керченского месторождения. В кн. Доклады на Совещании по керченской металлургии. Симферополь, Крымиздат, 1958.
- Логвиненко Н. В. О фациях угленосной толщи Донецкого бассейна. Научн. тр. Харьковск. горн. ин-та, 1952, 1.
- Логвиненко Н. В. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, 1953.
- Логвиненко Н. В. История осадконакопления в Донецкой геосинклинали. Уч. зап. Харьковск. ун-та, 1956, 73, зап. геол. ф-та, вып. 13.
- Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Материалы по минералого-петрографической характеристике угленосной толщи Донбасса. Уч. зап. Харьковск. ун-та, 1955, зап. геол. ф-та, вып. 11.
- Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 3.
- Ломтадзе В. Д. Формирование физико-механических свойств глинистых пород при литификации. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук. М., 1958.
- Майстренко Ю. Г. Органическое вещество, растворенное в воде придунайских лиманов. Гидрохим. мат., 1957, 27.
- Македонов А. В. Конкреции в воркутинской свите. Автореферат диссертации. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Македонов А. В. 1. Некоторые закономерности географического распространения современных конкреций в осадках и почвах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 4.
- Македонов А. В. 2. Парагенезис углей и конкреций воркутской серии Печорского бассейна. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 8.
- Максимова С. В. Социально-экологическая характеристика продуктивной толщи Сызранского района. Тр. Ин-та нефти, 1956, 5.
- Малаховский В. Ф. Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Малаховский В. Ф. К геохимии мышьяка керченских железных руд. В кн. Доклады на совещании по керченской металлургии. Симферополь, Крымиздат, 1958.
- Малюга Д. П. К вопросу о содержании кобальта, никеля, меди и других элементов семейства железа в осадках Черного моря. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 6.
- Малаякин С. Ф. К вопросу о генезисе месторождений бокситов в СССР. В кн. Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

- Марковский Н. И. Новые угленосные районы Восточной части Русской платформы. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 6.
- Маслов В. П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Тр. Ин-та геол. наук СССР, 1950, вып. 118, геол. сер. (№ 42).
- Мелещенко В. С. Кальцит-шамозитовые породы чусовской свиты Южного Урала. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 1.
- Мессинева М. А. Активные ферменты в иловых отложениях озер Залутья. Тр. Лабор. генезиса сапропел., 1941, № 2.
- Методы изучения осадочных пород, т. 1—2. М., Гостеолиздат, 1957.
- Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф., Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. Изв. Казан. фил. АН СССР, сер. геол. наук, 1950, вып. 1.
- Нагорский М. П. Генезис девонских бокситов Салаирского кряжа. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Назаров П. П. Петрографическое исследование пород средней свиты Криворожской серии на центральном участке саксаганской полосы. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. Киев. 1958.
- Наливкин Д. В. Пески и течения. Вестн. Геол. ком., 1927, 2, № 7.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1—2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955—1956.
- Наумова С. Н. Генетическая классификация углей Подмосковского бассейна. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 159.
- Невесский Е. Н. Некоторые данные о составе глинистых минералов в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Невесский Е. Н., Щербakov Ф. А. Изучение процессов концентрации тяжелых минералов в связи с поисками прибрежных морских россыпей. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 1.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 4.
- Никонов В. Ф. Аутигенное железо, сера, органический углерод и битумы в осадках мезозоя Восточного Приуралья. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 2.
- Никонов М. Н. Происхождение золы в торфах. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Новохатский И. П. Некоторые особенности оолитовых железных руд. Изв. АН Казахск. ССР, сер. геол., 1949, вып. 11.
- Новохатский И. П. Месторождения оолитовых железных руд Казахстана и их генезис. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. доктора геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1957.
- Новохатский И. П. К минералогии и геохимии месторождений оолитовых железных руд Казахстана. В кн. Труды объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам тургайского регионально-экономического комплекса, т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН Казахск. ССР, 1958.
- Носов Г. И. Состав некарбонатной примеси в писчем мелу и ее влияние на физико-механические свойства породы. Докл. АН СССР, 1957, 113, № 1.
- Обручев В. А. К вопросу о способе передвижения более грубых осадков вдоль берегов водных бассейнов. Изв. Томск. технол. ин-та, 1909, № 1.
- Орлов А. Н. Результаты исследований вивианитов в БССР. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М., 1939. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 146).
- Орлова В. П. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Остроумов Э. А. О формах соединений серы в отложениях Черного моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1953, 7.
- Остроумов Э. А. Марганец в донных отложениях Охотского моря. Докл. АН СССР, 1954, 97, № 2.
- Остроумов Э. А. 1. Железо в донных отложениях Охотского моря. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 1.
- Остроумов Э. А. 2. Распределение марганца в донных отложениях Охотского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 5.
- Остроумов Э. А. Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Остроумов Э. А., Волков И. И. К вопросу о взаимосвязи фосфора, ванадия и органического вещества в отложениях Черного моря. Геохимия, 1957, № 6.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. 1. Распределение сернистого железа и сероводорода в отложениях глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана. Геохимия, 1956, № 7.
- Остроумов Э. А., Шилов В. М. 2. Сернистое железо и сероводород в донных отложениях северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 3.

- Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. Изв. Геолкома, 1888, 7, № 7, гл. XVI.
- Павлов А. П. Делювий как генетический тип послетретичных отложений. Вестн. естествозн., 1890, № 8.
- Пахомова А. С. Марганец в морских осадках. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, вып. 5 (17).
- Пахомова А. С. Химический состав пород дельты р. Волги. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1951, вып. 18 (30).
- Пельш А. Д. О влиянии микроорганизмов на электропроводность иловых растворов и диффузию из ила в придонный слой. Тр. Бородинск. биол.-ст., 1935, 8, вып. 2.
- Пельш А. Д. О неоднородности жидкой фазы ила (гидрохимическая роль микроорганизмов). Уч. зап. Ленингр. ун-та, сер. биол. наук, 1939, вып. 8, № 30.
- Перельман А. И. К вопросу о геохимических условиях образования красноцветной формации. Докл. АН СССР, 1954, 94, № 2.
- Петелин В. П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1957, 22.
- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 95, петрогр. сер. (№ 29).
- Пирогова М. В. О химическом обмене между дном и водным слоем Черного моря. Гидрохим., мат., 1953, 21.
- Попов В. И. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Мат. по четвертичн. периоду СССР, 1950, вып. 2.
- Потапова З. П. Геологическое строение и генезис железных руд месторождения Победного на правом берегу реки Колымы. Автореферат диссертации на соиск. уч. степ. кандид. геол.-мин. наук. Л., 1958.
- Пряхина Ю. А. 1. К геохимии майкопских отложений Центрального Предкавказья. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 1.
- Пряхина Ю. А. 2. Карбонатные конкреции в майкопских отложениях центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1.
- Пустанов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы сов. геол., 1933, № 1.
- Ратеев М. А. Распределение глинистых минералов в верхнежигитских и нижнежигитских отложениях Русской платформы. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Ратеев М. А. Глинистые минералы и их фациальная приуроченность в водоемах гумидных зон. В кн. Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Ратеев М. А., Котельников Д. Д. О новых находках  $\alpha$ -сепиолита в карбоне Русской платформы. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 1.
- Ратеев М. А., Осипова А. И. Глинистые минералы в отложениях аридной зоны палеогена Ферганы. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 1.
- Раузер-Черноусова Д. М. Об источниках органического вещества и условиях его накопления в донных осадках морских бухт. Нефт. хоз., 1935, № 11.
- Редлих Р. Ж. О соотношении органического углерода и аутигенных минералов железа и серы в нижнем палеозое Прибалтики. Новости технич. литературы, Геология, 1958, № 3.
- Ренгартен Н. В. Цеолит группы морденита в датских и палеогеновых отложениях Восточного Урала. Докл. АН СССР, 1945, 48, № 8.
- Ренгартен Н. В. Ломонит и анальцит из нижнеюрских отложений на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, 1950, 70, № 3.
- Ренгартен Н. В. Литология, фации и минеральный состав верхней половины карагадинской свиты. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- Ренгартен Н. В. Новообразование минералов титана в песчаных породах угленосных свит. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 1.
- Родионов С. П. Закономерности размещения железорудных формаций в докембрии УССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.
- Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Современные кремневые отложения. Тр. Всес. научн.-исслед. ин-та мин. сырья, 1945, вып. 177.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 4.
- Рожкова Е. В., Щербак О. В. 1. Сорбция свинца на различных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Рожкова Е. В., Щербак О. В. 2. Сорбция свинца на разных горных породах и возможная ее роль в образовании месторождений. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.



- Романкевич Е. А. Органическое вещество в колонках донных отложений северо-западной части Тихого океана (к востоку от Камчатки). Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.
- Романкевич Е. А. О составе и распределении растительных пигментов в отложениях северо-западной части Тихого океана к востоку от Камчатки. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 6.
- Ромм И. И. Некоторые геохимические характеристики современных морских осадков. В кн. Накопление и преобразование органических веществ в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Ропов А. Б. Органический углерод в осадочных породах в связи с их нефтеносностью. Геохимия, 1958, № 5.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, 1959, № 3.
- Ронов А. Б., Малюга Д. П., Макарова А. П. Распределение малых количеств никеля, кобальта и меди в глинах Русской платформы. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 1.
- Ронов А. Б., Хлебников З. В. Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, 1957, № 6.
- Ронов А. Б. и др. Иод в девонских осадочных породах Туймазинского нефтеносного района. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Рубенчик И. Сульфат-редуцирующие бактерии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Русько Ю. А. О тонкодисперсном шамозите из глинистых пород аалена северо-западных окраин Донбасса. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Савич В. Г. Физико-химическая характеристика водоемов и осадков Таманского полуострова. В кн. К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. М., Гостоптехиздат, 1950. На обл. Современные аналоги нефтеносных фаций.
- Савич В. Г. Основные черты окислительно-восстановительного состояния современных морских осадков. В кн. Накопление и преобразование органических веществ в современных морских осадках. М., Гостоптехиздат, 1956.
- Самойлов Я. В. Отложения кремнезема органического происхождения (кремнеземистые биолиты; силико-биолиты). Тр. Ин-та прикл. мин. и металл., 1925, вып. 18.
- Самойлов Я. В., Титов А. Г. Железомарганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Тр. Геол. и мин. музея АН СССР, 1917, 3, вып. 2.
- Сапожников Д. Г., Цветков А. И. Выделения водного карбоната кальция на дне оз. Иссык-Куль. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 2.
- Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Селиванов Л. С., Воловиковская Е. И. О составе илов и иловых вод р. Клязьмы. Зап. Большевск. биол. ст., 1939, вып. 11.
- Семашова Г. Н. О процессе образования каолинистых глин на примере Ангренского буроугольного месторождения. Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
- Семенов Н. И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах. Тр. Лабор. озеров. АН СССР, 1958, 6.
- Сердюченко Д. П. Девонская железорудно-бокситовая оолитовая формация. В кн. Очерки осадочных месторождений полезных ископаемых М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Сидоренко А. В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 5.
- Скадовский С. И. Факторы накопления и преобразования органического вещества иловых отложений. Тр. Лаб. генезиса сапропеля, 1941, вып. 2.
- Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Тр. Гос. океанол. ин-та, 1950, вып. 17 (29).
- Скопинцев Б. А. Окислительно-восстановительный потенциал вод Черного моря. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 6.
- Скопинцев Б. А., Цурикова А. П. Органическое вещество в водах Рижского залива. Гидрохим. мат., 1957, 16.
- Слатвинская Е. А. Фации и условия угленакопления ашляринской свиты Карагандинского бассейна. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1954, вып. 2.
- Слензак И. Е. Нижнотретиннее вугленакучення на правобережжжі середнього Дніпра. Киев, Изд-во АН УССР, 1946.
- Смирнов А. И. К вопросу о генезисе фосфоритов. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 4.
- Смит П. В. Исследование по проблеме происхождения нефти. Углеводороды в современных осадках. Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Соболевская В. Н. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. В кн. Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.

- Спиро Н. С., Грамберг И. С., Вовк Ц. Л. Состав поглощенных оснований глинистых пород и его связь с фациальными условиями осадкообразования. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
- Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 1—2. Л., Гостехиздат, 1957.
- Станкевич Л. И. Про мінералогічний склад бурих залізників Керченського родовища. Геол. журн. АН Укр. ССР, 1957, 17, вып. 4.
- Старикова Н. Д. 1. Органическое вещество в толще осадков Берингова моря. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 3.
- Старикова Н. Д. 2. Органическое вещество жидкой фазы современных осадков Охотского моря. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 5.
- Старикова Н. Д. Органическое вещество в иловых водах Черного моря. В кн. К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959 (в печати).
- Старицкий Ю. Г. О генетической позиции богатых железных руд Криворожья. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 3.
- Степанов П. И. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов углей на земном шаре. В кн. Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 1. М., ГОНТИ, 1939.
- Степанов П. И., Мионов С. М. Ред. Геология месторождений каустобиолитов. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Страхов Н. М. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* D'Orb. (Очерк литологии). Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, вып. 2.
- Страхов Н. М. Об одном типе битуминозных сланцев. Пробл. сов. геол., 1934, 3, № 8.
- Страхов Н. М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и «нефтепроизводящих» свит. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 5.
- Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1939, вып. 16, геол. сер. (№ 6).
- Страхов Н. М. О значении газового режима бассейна для накопления в его осадках органических веществ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 4.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, геол. сер. (№ 22).
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. 1. К познанию диагенеза. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Страхов Н. М. 2. О некоторых методических ошибках в изучении химико-биологического осадкообразования и диагенеза. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1956, 31, вып. 2.
- Страхов Н. М. 3. О типах и генезисе доломитовых пород. (Состояние знаний). Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Страхов Н. М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон. Зап. Всес. мин. общ., 1957, 86, вып. 2.
- Страхов Н. М. О формах железа в осадках Черного моря. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 4.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон. Геохимия, 1956, № 6.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1959, вып. 23.
- Страхов Н. М., Родионова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 155, геол. сер. (№ 66).
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Тажеева Н. В. О геохимии глинистых осадков Каспийского моря. Докл. АН СССР, 1958, 121, № 6.
- Тажеева Н. В., Тихомирова М. М. Некоторые черты геохимии глинистых осадков Каспийского и Черного морей в связи с их диагенезом. В кн. Исследование и использование глин. Львов, 1958.

- Тейлор Д. Ж., Дэвис А., Дикси Р. Петрология мезозойских бурых железняков Британии и проблема их использования. В кн. Железородные месторождения мира, т. 2. М., Изд-во иностр. лит., 1955.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1:5 000 000. Под общ. ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Терентьева К. Ф. О генезисе минералов глинозема в боксите. В кн. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Тимергазин К. Р. О генезисе сульфидов в девонских и более древних породах на востоке Русской платформы. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 2.
- Тимофеев Г. И. О распределении органического вещества в отложениях бат-байоса Дагестана. Геохимия, 1958, № 6.
- Тимофеев Г. И., Ильина Н. С. К вопросу о геохимических условиях осадконакопления в бат-байосское время в Южном Дагестане. Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Тимофеев П. П. 1. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадана западной Тувы. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 6.
- Тимофеев П. П. 2. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами — обстановками осадконакопления в Донбассе. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Тимофеев П. П. О причинах циклического строения угленосных отложений среднего карбона юго-западной окраины Донбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 2.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосных толщ. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 10.
- Тимофеев З. В. Анкеритовые известняки в среднем карбоне Донбасса. В кн. К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции в среднем карбоне Северо-западной окраины Донбасса. В кн. К познанию диагенеза осадков. 1959.
- Тихомирова К. С. К вопросу о распределении рассеянных содержаний элементов в отложениях тульского горизонта юго-западной части Подмосковной бассейна. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Трофимов В. С. Климатические условия образования россыпей. 1959.
- Успенский В. А. Опыт материального баланса процессов, происходящих при метаморфизме угольных пластов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 6.
- Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Уфлянд Ц. И. Фосфориты швагериновой толщи западного склона Южного Урала. В кн. Агрономические руды СССР, т. 6. М.—Л., 1941. (Тр. Научн. ин-та по удобр. и инсектофунгицидам, вып. 149).
- Фатчихина О. Е. Динамика содержаний фосфора и железа в Черном озере. Гидрохим. мат., 1948, вып. 15.
- Ферсман А. Е. К минералогии каменноугольных отложений окрестностей г. Боровичей. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Фесенкова Н. Г. Фосфор в осадочных породах. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Флейшман С. М. Селевые потоки. М., Географгиз, 1951.
- Формозов Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949, вып. 112, геол. сер. (№ 38).
- Фролов Ф. Т. Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6.
- Фурман Е. П. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1954.
- Халифа-Заде Ч. М. 1. К вопросу о нефтепроизводящем характере глинистых пород средней юры юго-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 4.
- Халифа-Заде Ч. М. 2. Некоторые вопросы генезиса глинистых минералов осадочных глинистых пород. В кн. Исследование и использование глин. Львов, 1958.
- Халифа-Заде Ч. М. К вопросу об условиях образования глинистых минералов юры юго-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, 1958, 120, № 3.
- Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. Шамозитовые глины из отложений кимериджа юго-восточного Кавказа. Докл. АН СССР, 1959, 125, № 5.
- Черновская Е. Н. Биогенные элементы в грунтовых растворах литорали Восточного Мурмана. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
- Чумаков А. А. Нижнекаменноугольные сидериты реки Кожима (Приполярный Урал). Уч. зап. Карело-Финск. ун-та, 1948, 2, вып. 2, геол. науки.
- Шаббаева Е. А., Горбунова Л. И. Случай замещения монтмориллонита гидрослюдой в глинах среднекаменноугольных отложений Саратовского Поволжья. Докл. АН СССР, 1957, 116, № 3.

- Ш а б а е в а Е. А., Г о р б у н о в а Л. И. Диагенетическое замещение монтмориллонита гидрослюдой в глинах среднего карбона Саратовского Поволжья. В кн. Исследование и использование глин. Львов, 1958.
- Ш а б а р о в а Н. Т. 1. Характеристика азотистых веществ осадочных отложений древнего Каспия и Апшеронского яруса. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
- Ш а б а р о в а Н. Т. 2. Химический состав древних отложений. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 5.
- Ш а й н ю к А. И. О некоторых особенностях глауконита бассейна рек Горыни и Вилии. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 5. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- Ш а м р а й И. А. Палеогеновые глаукониты в районе г. Сталинграда, как пример морского аллохтонного рудообразования. Докл. АН СССР, 1954, 96, № 3.
- Ш а м р а й И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудообразования. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Ш а м р а й И. А. Петрографические особенности и условия формирования осадков Северной части Майкопского бассейна. Изв. высш. учеб. завед., нефть и газ, 1959, № 2.
- Ш а м р а й И. А., С о р о ч и н с к а я В. И. Минералогия и условия формирования керченских железных темно-зеленых руд. Докл. АН СССР, 1958, 120, № 4.
- Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, сер. геол. (№ 55).
- Ш а т с к и й Н. С. О марганценовых формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Ш и р о к о в А. З. Закономерности распределения сернистых соединений в углях Донбасса. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 2.
- Ш и ш к и н а О. В. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 6.
- Ш и ш к и н а О. В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, 1958, 26.
- Ш и ш к и н а О. В. Иловые воды в отложениях Черного моря. В кн. К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Ш о к а л с к а я З. Ю. Почвы Африки. М., Географиздат, 1950.
- Щ е р б и н а В. В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 2—3. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Э к з е р ц е в В. А. Определение мощности микробиологически активного слоя иловых отложений некоторых озер. Микробиология, 1948, 17, вып. 6.
- Элементы химического баланса Каспийского моря. Тр. Ком. по комплексн. изуч. Каспийского моря, 1941, вып. 14.
- Ю р к е в и ч И. А., Ф е й р а б е н т В. А. Некоторые закономерности изменения pH пород мезо-кайнозойской толщи Восточного Зауралья. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 3.
- Ю р о в с к и й А. З. Сера каменных углей. М.—Л., Углетопиздат, 1948.
- Я в о р с к и й В. И., Л и П. Ф. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- A a r n i o B. Über die Seerbildung in einigen südfinnischen Binnenseen. Fennia, 1920, 41, N 4.
- A l e x a n d r o w E. A. Contribution to studies of origin of precambrian banded iron ores. Econ. geol., 1955, N 3.
- A l e x a n d r o w E. A. Facies relations in the Gunflint iron formation. Econ. geol., 1957, 52, N 4.
- A l d i n g e r H., F r a n k M. Die oolithischen Eisenerze von Baden Württemberg. Archiv f. Lagerstf., 1942, H. 75.
- A n d r é e K. Géologie des Meeresbodens, Bd. 2. Leipzig, 1920.
- B a r d o s s y G. The geochemistry of Hungarian bauxites, pt. 1—2. Acta geologica, 1958, I, fasc. 2, 3—4.
- B a r d o s s y G., B a r d o s s y S. Contributions to the geochemistry of titanium. Acta geologica, 1954, 2, fasc. 3—4.
- B e r g G. Vergleichende Petrographie oolithischen Eisenerze. Archiv f. Lagerstf., 1944, H. 76.
- B e r g G., D a h l g r ü n F., M a r t i n i H. Die Erze des Böhmisches Untersilurs. Archiv f. Lagerstf., 1942, H. 75.
- B e r g G., G u n d l a c h K., S e i t z O. Vergleich der ostdeutschen Eisenerze mit denen von Schöna. Ibid.
- B e r g G., H o f f m e n K. Zur Paläogeographie und Entstehung der Eisenerze in den Lias-Schichten. Ibid.
- B e r g G., K a r r e n b e r g H. 1. Die oolithischen Eisenerze Lothringens. Ibid.

- Berg G., Karrenberg H. 2. Die oolithischen Eisenerze am Westrand der Böhmisches Masse. Ibid.
- Berg G., Seitz O., Teichmüller R. Die Eisenerze im Corallenoolith von Braunschweig. Ibid.
- Berg u. and. Die Erze der nordwestdeutschen Unterkreide. Ibid.
- Birkenmajer K., Narebski W. Koncrecje wegłanowe tupnow aalenu pi-eninskiego pasa skalkowego polski. Ann. Soc. geol. Pologne, 1957, 27.
- Black M. The algal sediments of Androa Islands, Bahama. Phil. Trans. Roy. Soc., London, 1922.
- Borchert H. Die Bildungsbedingungen mariner Eisenerzlagerstätten. Chemie der Erde, 1952, 60, H. 1.
- Borreswara Rao C. Beach erosion and concentration of heavy mineral sands. Journ. Sedim. Petrol., 1957, N 2.
- Bramlette M. N. Significance of Coccolithophorides in calciumcarbonate deposits. Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, N 1.
- Brinkmann R. Die Toneisensteine des Rhät-Lias. Archiv f. Lagerstf., 1942, H. 75.
- Brokamp B. Paläogeographische Stellung der Eisenablagerungen. Ibid.
- Burst J. E. «Glaucinite» pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1958, N 2.
- Caillière S., Kraut F. Considération sur la genèse des minerais de fer oolithiques lorrains. Compte Rendu XIX sess. Congrès géol. internat., 1953, fasc. 10.
- Carozzi A. Micromechanisms of sedimentation in the epicontinental environment. Journ. Sedim. Petrol., 1958, N 2.
- Carrigy M. A. Organic sedimentation in Warnbro Sound, Western Australia. Journ. Sedim. Petrol., 1956, N 3.
- Cayeux L. Les minerais de fer oolithiques secondaires de France. Bull. Soc. géol. France, 1924, 24.
- Chave K. E. 1. Aspects of the biochemistry of magnesium. 1. Calcareous marine organisms. Journ. geol., 1954, N 3.
- Chave K. E. 2. Aspects of the biochemistry of magnesium. 2. Calcareous sediments and rocks. Journ. geol., 1954, N 6.
- Clarke F. Data of geochemistry. 5-th ed. U. S. Geol. Surv., Bull. 1924, N 770.
- Cloud P. E. Physical limits of glauconite formation. Bull. Amer. Ass., Petrol. Geol., 1955, N 4.
- Collet L. Les dépôts marins. Paris, 1908.
- Collet L. Les lacs. Paris, 1928.
- Correns C. Die Sedimente des äquatorialen Atlantischen Oceans. In Wissenschaftlichen Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition «Meteor», Bd. 3, Th. 3, Berlin, 1935.
- Correns C. Die Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. Archiv f. Lagerstf., 1942, H. 75.
- Correns C. W. Zur Geochemie des diagenese. Geochim. et Cosmoch. Acta, 1950, N 1.
- Curray J. R. Grain orientation, recent coastal sands. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1956, N 10.
- Czamanske G. Sulfide solubility in aqueous solutions. Econ. Geol., 1959, N 1.
- Daly R. A. First calcareous fossils and evolution of limestone. Bull. Geol. Soc. Amer., 1909, 20.
- Dapples E., Krumbein W., Sloss L. Tectonic control of lithologic associations. Bull. Amer. Ass. Petrol., 1948, N 10.
- Degens E. T., Williams E. G., Keith M. L. Environments studies of carboniferous sediments. Pt. 1. Geochemical criteria for differentiating marine from freshwater shales. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1957, N 11.
- Doss B. Melnikovit, ein neues Eisensulfid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten. Zs. pract. Geol., 1912, 20.
- Eardley A., White J. Flysch and molasse. Bull. Geol. Soc. Amer., 1947, N 11.
- Edwards A. B., Barker G. Some occurrences of supergene iron sulfides in relation to their environments of deposits. Journ. Sedim. Petrol., 1951, N 1.
- El-Wandani S. A. On the geochemistry of germanium. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1957, N 1.
- El-Wandani S. A. Marine geochemistry of germanium and the origin of Pacific clay minerals. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1958, N 3.
- Emery K. O. Topography and sediments of arctic basin. Journ. Geol., 1949, N 5.
- Emery K. O. 1. Grain size of marine beach gravels. Journ. Geol., 1955, N 1.
- Emery K. O. 2. Transportation of rocks by driftwood. Journ. Sedim. Petrol., 1955, N 1.
- Emery K. O., Rittenberg K. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1952, N 5.
- Emery K. O., Stevenson K. E. Estuaries and lagoons. Geol. Soc. Amer. Mem., 1957, 1, N 67.

- Emery K. O. a. oth. Sediments of three bays of Baja California, Sebastian Viscaïno, San Cristobal and Todos Santos. Journ. Sedim. Petrol., 1957, N 2.
- Fisk H. N. a. oth. Sedimentary framework of the modern Mississippian delta. Journ. Sedim. Petrol., 1954, N 2.
- Ginsburg R., Lowenstam H. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. Journ. Geol., 1958, N 3.
- Glougeand L. Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde, caractères pétrographiques des formations fluviales, saumâtres, littorales et neritiques. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 5, 1938, 8, fasc. 7—8.
- Goldberg E. D., Arrhenius G. O. S. Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1958, N 1/2.
- Goodwin A. Facies relation in the Gunflint iron formation. Econ. Geol., 1956, N 6.
- Gordon J., Tracey F. I. Origin of Arkansas bauxite deposits. Problem of clays and laterite origin. New York, 1952.
- Gothan W. Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in der Kreideformation im Lichte paläobotanischer Tatsachen. Jb. Preuss. Geol. Anstalt., 1912, 12, H. 1.
- Greenman L. Recent sediments in the Gulf. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1956, N 5.
- Grim R. The depositional environment of red and green shales. Journ. Sedim. Petrol., 1951, N 4.
- Grim R. Concept of diagenesis in argillaceous sediments. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1958, N 2.
- Grim R., Dietz R., Bradley W. Clay-mineral composition of some sediments from Pacific Ocean off the California Coast and the Gulf of California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, N 11.
- Gripenberg S. A study of sediments of North Baltic and adjoining seas. Fennia, 1934, 60, pt. 3.
- Hough J. L. Fresh-water environment of deposition of Precambrian banded iron-formations. Journ. Sedim. Petrol., 1958, N 4.
- Huber N. K. The environmental control of sedimentary iron minerals. Econ. Geol., 1958, N 2.
- Huber N. K. Some aspects of the origin of the Ironwood-formation of Michigan. Econ. Geol., 1959, N 1.
- Huber N. K., Garrels R. M. Relation of pH and oxidation potential to sedimentary iron minerals formation. Econ. Geol., 1953, N 2.
- Hummel K. Über Sedimentbildung im Boden See. Geol. Archiv., 1923, 2.
- James H. L. Sedimentary facies of iron-mineral formation. Econ. Geol., 1954, N 2.
- Johns W. D., Grim R. E. Clay mineral composition of recent sediments from the Mississippi river Delta. Journ. Sedim. Petrol., 1958, N 2.
- Karrenberg H. Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Dogger  $\beta$ -Zeit in West- und Südwestdeutschland. Archiv f. Lagerstf., 1942, H. 75.
- Keller W. D. Argillation and direct bauxitisation in terms of concentration of Hydrogen and metal cations at surface of hydrolizing aluminium silicate. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1958, N 2.
- Kelley W. Oolitic iron-deposits of New Mexico. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1951, N 10.
- Keysler W., Dugneldre. Calcit, aragonit, Vaterit. Bull. Soc. Chim. Belge, 1950, 50.
- King C. A. M. Depth of disturbance of sand on sea beach by Waves. Journ. Sedim. Petrol., 1951, N 3.
- Krauskopf K. B. Separation of manganese from iron in sedimentary process. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1957, N 1/2.
- Krumbein W. S., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. Geol., 1952, N 1.
- Krumbein W. S., Sloos L., Dapples E. Sedimentary tectonics and sedimentary environments. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1949, N 11.
- Kuening P. Collecting of the samples and some general aspects. In Snellius-Expedition in the Eastern part of the Netherlands East-Indies, v. 5, Geol. results, pt. 2, Utrecht, 1933.
- Kuening P. Marine Geologie. New York, 1950.
- Kukuk P. Geologie des niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengbietes. Berlin, 1938.
- Kulp J., Turekian K., Royd D. Strontium content of limestones and fossils. Bull. Geol. Soc. Amer., 1952, N 7.
- Lépp H. The syntesis and probable geologic significance of melnikovite. Econ. Geol., 1957, N 5.
- Lowenstam H. A. Environments relations of modification compositions of certain carbonate secreting organisms. Proc. Natur. Acad. Sci. 1954, 40.
- Lowmann S. W. Sedimentary facies of Gulf Coast. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1949, N 12.

- Ludwick J., Walton W. Shelf-edge, calcareous prominence in North-eastern Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1957, N 9.
- Marmo V. «Banded ironstone» of the Kangari Hills, Sierra Leone. *Econ. Geol.*, 1957, N 8.
- Martens J. H. The mineral composition of some sands from Quebec, Labrador and Greenland Field. *Mus. Natur. Hist., Publ.*, 1929, 5, N 2.
- Martens J. H. C. Beach sands between Charleston, South Carolina and Miami, Florida. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1935, N 10.
- Milne J., Early J. W. Effect of source and environments on clay minerals. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1958, N 2.
- Moore D. Rate of deposition shown by relative abundance of Foraminifera. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1955, N 8.
- Murray H., Harrison J. L. Clay minerals composition of recent sediments from Sigsbee Deep. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1956, N 4.
- Narebski W. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy TZW syderitow fliszu karpatckiego. *Arch. min.*, 1957, 21, N 1.
- Neeb G. A. Composition and distribution of samples. In Snellius Expedition. *Geol. results, sect. 1*, Leiden, 1942.
- O'Brien N. Phosphatic horizons in the Upper Carboniferous of Ireland. *Comptes Rendus XIX sess. Congr. géol. intern.*, 1953, fasc. 11.
- Öpik A. Der estlandische Obolenphosphorit. Dans *Reserves mondiales en phosphates*, vol. 1, Madrid, 1928.
- Orr W., Emery K. O., Grady J. Preservation of chlorophyll derivatives in sediments off Southern California. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1958, N 5.
- Page Ben M. Chamosite Iron-ore deposits near Tajmiste, Western Macedonia, Yugoslavia. *Econ. Geol.*, 1958, N 1.
- Parker R., Curray J. R. Fauna and bathymetry, continental Shelf, Gulf of Mexico. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1956, N 10.
- Philippi E. Über Dolomitbildung und chemischen Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. *N. Y. f. Geol. Min. u. Paleontol.*, 1907, Festband.
- Pia J. 1. Kohlensäure und Kalk. Die Binnengewässer, 1933, 13.
- Pia J. 2. Die recente Kalksteine. Die Binnengewässer, 1933, 13.
- Poborski S. Virgin formation of the St. George. Utah. area. *Bull. Geol. Amer.*, 1954, N 10.
- Pratje O. Recente marine Eisenoxide aus der Nordsee. *Cbl. Min. Geol. u. Paleont.*, 1930.
- Rittenberg-Emery K. O., Wilson L., Orr W. Regeneration of nutrients in sediments of marine basins. *Deep-Sea Research*, 1955, 3, N 1.
- Rubey W. 1. Settling velocity of gravel, sand silt particles. *Amer. Journ. Sci.*, 1933, 25.
- Rubey W. 2. The size-distribution of heavy minerals within a water laid sandstone. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1933, N 1.
- Russel D. The size-distribution of minerals in Mississippi River sands. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1936, N 3.
- Russel D. Mineral composition of Mississippi river sands. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1937, N 9.
- Russel D., Taylor R. E. Roundness and shape of Mississippi river sands. *Journ. Geol.*, 1937, N 3.
- Ruttner F. Eisenlösung und Eisenfallung in Binnengewässern. *Archiv f. Lagerstf.*, 1942, H. 75.
- Sakamoto T. Origin of the precambrian banded iron ores. *Amer. Journ. Sci.*, 1950, 248.
- Savul M., Botez C., Jeanrenaud P. Geochimie elementelor minore Cu, Pb, Zn din flisul paleogen in facies de Tarcăni Si Fusaru-Valea Tarcănului (Carpatii orientali). *Acad. R. P. R. Filiala Iasi, Anul* 1958, 9, fasc. 1.
- Savul M., Ionovici V. Chimisme des riches à manganèse des Carpates orientales et méridionales de la Roumanie. *Rev. Géol. et géographie*, 1958, 11, N 1.
- Schapples G. 1. Cycle géochimique du phosphore et formation dans l'écorce terrestre d'amas de minéraux phosphatés. *Comptes Rendus XIX sess. Congr. géol. intern.*, 1953, fasc. 11.
- Schapples G. 2. Sur l'origine des gisements de phosphates des chaux sédimentaires. *Ibid.*
- Schlanger S. O. Dolomites growth in coralline algae. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1957, N 2.
- Schott W. Die Foraminiferen in der ägustorischen Theilen des Atlantischen Ozeans. In *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition «Meteor»*, Bd. 3, Th. 3, Lief. 3, Berlin, 1935.
- Schott W. Paläogeographische Übersicht über die Ablagerungen der Korallenoolithzeit in Nordwestdeutschland. *Archiv f. Lagerstf.*, 1942, H. 75.
- Schultze L. Petrology of underclays. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, N 4.

- Schwarzacher W. Grain orientation sands and sandstones. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1951, N 3.
- Scruton P. S. Oceanography of Mississippi delta sedimentary environments. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1956, N 12.
- Shepard F. The sediments of continental shelves. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1932, N 3—4.
- Shepard F. Delta-front valleys bordering the Mississippi delta. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, N 12.
- Shepard F. Marginal sediments of Mississippi delta. *Bull. Amer. Petrol. Geol.*, 1956, N 11.
- Shepard F., Macdonald G. A. Sediments of Santa Minica Bay, California. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1938, N 2.
- Shepard F., Moore D. Central Texas Coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1955, N 8.
- Shepard F., Wrath W. Marine sediments around Catalin Islands. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1937, N 2.
- Sidwell R., Warn F. Diagenesis of Pennsylvania limestones, Upper Pecos Valleys, New Mexico. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1954, N 4.
- Silver R., Potter P. E. Source of basal pennsylvanian sediments in the eastern interior. 2. Sedimentary petrology. *Journ. Geol.*, 1956, N 4.
- Sindowski K. Korngrößen und Schwermineralverteilung in recenten Strandsanden der mecklenburgischen Ostseeküste. *Obl. Min., Geol. u. Paleontol., Abt. B.*, 1938, N 5—6.
- Sindowski, K. Results and problems of heavy mineral analysis in Germany. A review of sedimentary-petrological papers 1936—1938. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1949, N 1.
- Stewart H. B. Sedimentary reflections of depositional environment in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1958, N 11.
- Sujkowski Zb. Flisch sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, N 5.
- Sujkowski Zb. Diagenesis. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.* 1958, N 11.
- Sverdrup H., Johnston M., Flemings S. The oceans, their physicochemistry and general biology. 3 ed., New York, 1955.
- Takahashi J. I., Tsugio J. The peculiar mud-grains and their relation to the origin of glauconite. *Econ. Geol.*, 1929, N 8.
- Tanner W., Malls P. Sorting of Canadian River. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1950, N 4.
- Taylor J. K. Petrology of the Northampton sand ironstone formation. *Mem. Geol. Surv. Great Britan*, 1949.
- Tercier J. Le Flysch dans le sédimentation Alpine. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 1947, 40, N 2.
- Thorp E. M. Description of deep-sea, bottom samples from Western North Atlantic and The Caribbean Sea. *Scripps Inst. Oceanogr., Techn. Ser.*, 1931, 3, pt. 1.
- Thorp E. M. Calcareous shallow-water marine deposits of Florida and Bahamas. *Papers from Tortugas Labor. Carnegie Inst.*, 1935, N 29.
- Trask P. Origin and environment of source bed of petroleum. *Houston, Texas*, 1932.
- Trask P. Relation of salinity to the calcium carbonate content of marine sediments. *Washington*, 1937.
- Trask P. Recent marine deposits. A symposium. *Tulsa, Oklahoma—London*, 1939.
- Trask P. D., Pathoda H. W. Source beds of petroleum. *Tulsa, Oklahoma*, 1952.
- Turekian K. Palaeoecological significance of the Strontium—Calcium ratio in fossils and sediments. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, N 1.
- Twenhofel W., Feray D. Bottom sediment of Green Lake, Wisconsin. *Journ. Petrol.*, 1945, N 3.
- Tyler S. A study of sediments from North Carolina and Florida coasts. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1934, N 1.
- Tyler S. Development of Lake Superior Soft iron ores from metamorphosed iron formations. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1947, N 7.
- Tyler S., Barnhoorn E. S., Barrett L. Antarctic coal from precambrian upper Huronian Black-shale of the iron River district, northern Michigan. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, N 10.
- Tyler S., Twenhofel W. Sedimentation and stratigraphy of the Huronian of Upper Michigan. *Amer. Journ. Sci.*, 1952, 250, N 1—2.
- Wagner B. A. The iron deposits of Union of South Africa. *South-African Geol. Surv., Mem.* 1928, N 26.
- Weaver Ch. Geologic interpretation of argillaceous sediments. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1958, N 2.
- Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie der Bleis. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 1956, N 1/2.



- Weeks L. G. Origin of carbonate concretions in shales, Magdalena valley, Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer., 1957, N 1.
- Welby C. W. Occurrence of alkali metals in some Gulf of Mexico sediments. Journ. Sedim. Petrol., 1958, N 4.
- Wilson L., Orr W., Emery K. O. Composition of organic matter in marine sediments: preliminary data on hydrocarbon distribution in basins of Southern California. Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, N 9.
- Wilson L., Orr W., Emery K. O., Grady J. K. Preservation of chlorophyll derivation in sediments of Southern California. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1958, N 5.
- Woolnough W. G. Origin of banded iron-deposits a suggestion. Econ. Geol., 1941, N 5.
- Young R. S. The geochemistry of cobalt. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1957, N 1.
- Zobell C. E. Changes produced by microorganisms in sediments after deposition. Journ. Sedim. Petrol., 1943, N 3.
- Zobell C. E. Marine microbiologie. Waltham, Mass., 1946.
- Zobell C. E., Anderson C. Vertical distribution of bacteria in marine sediments. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1936, N 3.
-

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Предисловие . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 3  |
| Г л а в а I. Гранулометрическая сортировка и текстуры песчано-алевритовых и глинистых осадков разных фациальных типов . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 5  |
| I. Гранулометрическая сортировка на участках тектонически малоактивных и удаленных от соседних климатических зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 5  |
| 1. Отложения склонов. 2. Гранулометрическая сортировка материала в отложениях речных долин. 3. Гранулометрическая сортировка материала в конечных водоемах стока. 4. Механизм гранулометрической сортировки обломочных частиц в конечных водоемах стока. 5. Основные законы гидродинамически обусловленной гранулометрической сортировки осадков. 6. Влияние на гранулометрическую сортировку осадков химически осажденных компонентов и жизнедеятельности организмов . . . . .                                                                                                                                                                             |    |
| II. О влиянии климатических условий на процессы гранулометрической сортировки обломочного материала . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | 30 |
| 1. Особенности гранулометрии осадков вблизи зон ледового седиментогенеза. 2. Особенности гранулометрической сортировки на участках, прилегающих к аридным областям . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |    |
| III. Особенности гранулометрии гумидных осадков на площади активного тектонического режима . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 36 |
| 1. Новые черты в гранулометрической сортировке материала на тектонически активных участках гумидных зон. 2. Подводные оползания осадков, обвалы береговых пород и порождаемые ими вторичные седиментационные текстуры. 3. Переотмучивание осадка при моретрясениях . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |    |
| IV. О зависимости гранулометрической сортировки от физико-географической среды на площади гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 52 |
| Г л а в а II. Распределение и накопление обломочных и глинистых минералов в отложениях разного фациального типа . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 54 |
| 1. О генетической природе частиц песчано-алевритово-глинистых осадков и пород. 2. Распределение обломочных и глинистых минералов в гранулометрическом спектре частиц. 3. Особенности распределения кластических минералов в отложениях разного фациального типа. 4. Образование рудных концентраций обломочных минералов в процессах механической седиментации. 5. Терригенно-минералогические типы песчано-алевритовых пород и условия их образования. 6. О соотношениях между составом обломочных и глинистых минералов в отложениях гумидных зон. 7. Следы необратимой эволюции состава песчано-алевритово-глинистых минералов в истории Земли . . . . . |    |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Глава III. Законы распределения компонентов со сложными формами миграции . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 106 |
| 1. Типы распределения рассеянных содержаний Fe, Mn, P и малых элементов. 2. Механизм, контролирующий распределение в породах рассеянных содержаний Fe, Mn, P и малых элементов. 3. Распределение Fe, Mn, P и малых элементов на площади конечных водоемов стока. 4. Основные законы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон                                                                                                                                   |     |
| Глава IV. Рудные накопления Al — Fe — Mn, их генезис и размещение в пределах гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 141 |
| I. Фациальные типы рудных накоплений Al — Fe — Mn . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 141 |
| 1. Накопления в коре выветривания. 2. Делювиальные и аллювиальные накопления в триаде Al — Fe — Mn. 3. Рудные накопления в озерах. 4. Рудные накопления в морях. 5. Общие фациальные профили Al—Fe — Mn руд в послепротерозойские времена; особенности химического состава руд, их соотношения во времени и в пространстве. 6. О незавершенном и зачаточном рудообразовании в триаде Al — Fe — Mn. 7. Об особенностях рудообразования в триаде Al — Fe — Mn в докембрийские времена . . . . . |     |
| II. Механизм формирования рудных месторождений Al — Fe — Mn и его эволюция в истории Земли . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 186 |
| 1. Генезис бокситов. 2. Механизм образования оолитовых, джеспилитовых железных руд. 3. Механизм образования марганцовых руд. 4. Общая схема рудообразования в триаде Al — Fe — Mn                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |     |
| III. Размещение руд Al — Fe — Mn на территории гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 205 |
| 1. Размещение руд Al — Fe — Mn в различных поясах гумидного климата. 2. Основные черты тектонического размещения послепротерозойских осадочных руд Al — Fe — Mn. 3. Размещение руд Al — Fe — Mn внутри платформенных областей и их структур. 4. Локализация руд Al — Fe — Mn внутри формаций осадочных пород. 5. Общая схема размещения руд Al — Fe — Mn внутри гумидных поясов                                                                                                               |     |
| Глава V. Накопления P — CaCO <sub>3</sub> — MgCO <sub>3</sub> — SiO <sub>2</sub> , их генезис и размещение внутри гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 225 |
| I. Накопления фосфора и их генезис . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 225 |
| 1. Фациальный профиль фосфоритных месторождений. 2. Механизм образования высоких концентраций фосфора в морских отложениях                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    |     |
| II. Известковые породы и их генезис . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 249 |
| 1. Фациальные типы накоплений CaCO <sub>3</sub> . 2. Размещение накоплений CaCO <sub>3</sub> внутри водоемов. 3. Механизм накопления CaCO <sub>3</sub> в водоемах гумидных зон. 4. О трансформации накопления известковых осадков в водоемах аридных зон                                                                                                                                                                                                                                      |     |
| III. Накопления MgCO <sub>3</sub> и SiO <sub>2</sub> в отложениях гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 272 |
| 1. Накопление углекислого магния. 2. Распределение и накопление аутигенной SiO <sub>2</sub> . 3. Фациальные и генетические соотношения между членами тетрады P — CaCO <sub>3</sub> — MgCO <sub>3</sub> — SiO <sub>2</sub> в гумидных зонах                                                                                                                                                                                                                                                    |     |
| IV. Размещение накоплений тетрады внутри гумидных зон; эволюция их в истории Земли . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 288 |
| 1. Размещение накоплений P — CaCO <sub>3</sub> — MgCO <sub>3</sub> — SiO <sub>2</sub> среди синхроничных им тектонических структур. 2. Размещение накоплений P — CaCO <sub>3</sub> — MgCO <sub>3</sub> — SiO <sub>2</sub> внутри вмещающих формаций. 3. Следы эволюции карбонатных и кремнистых пород в истории Земли                                                                                                                                                                         |     |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Г л а в а VI. Типы накоплений органического вещества и их размещение на площади гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | 296 |
| I. Общая схема накоплений органического вещества на площади гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 296 |
| 1. Современная биомасса и продуктивность живого вещества. 2. Разложение «живого вещества» после смерти; идеальная схема его захоронения в осадках. 3. Рассеянное органическое вещество в отложениях гумидных зон. 4. Основные фациальные группы накоплений органического вещества в гумидных зонах                                                                                                                                                                          |     |
| II. Типы морских горючих сланцев, их генезис и размещение . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                         | 317 |
| 1. Фациальные типы морских горючесланцевых накоплений. 2. Планктоногенные горючие сланцы доманикового горизонта и их аналоги. 3. Бентогенные горючие сланцы зоны <i>Perisphinctes Panderi</i> и их аналоги. 4. О роли сероводородного заражения наддонной воды в накоплениях органического вещества в морских осадках. 5. Климатическое и тектоническое размещение морских горючих сланцев                                                                                  |     |
| III. Историко-геологические закономерности угленакопления и факторы, его определяющие . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 332 |
| 1. Общие черты фациального профиля углей. 2. Климатические условия, максимально благоприятствовавшие углеобразованию в истории Земли. 3. Угленакопление на тектонически активных площадях и его особенности. 4. Угленакопление на тектонически пассивных площадях и его особенности. 5. Тектоническое размещение углей. 6. Климат и тектонический режим как факторы угленакопления на площади гумидных зон. 7. О контрастности в размещении углей и морских горючих сланцев |     |
| Г л а в а VII. Общие закономерности состава, генезиса и размещения гумидных отложений . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 365 |
| I. Основные закономерности состава гумидных пород . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 365 |
| 1. Состав пород остаточных (элювия). 2. Гранулометрия и минералогический состав терригенных пород. 3. Состав аутигенных и терригенно-аутигенных пород. 4. О специфике состава и генезиса остаточных пород сравнительно с составом и генезисом пород других отрядов гумидного класса. 5. Об условиях, способствующих наиболее яркому проявлению в породах гумидного типа седиментации                                                                                        |     |
| II. Образование и размещение накоплений элементов в гумидных зонах . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 381 |
| 1. Фациально-генетические типы накоплений. 2. «Пояса» и «узлы» накопления компонентов в гумидных зонах. 3. Размещение накоплений среди синхроничных им тектонических структур и внутри гумидных формаций. 4. О парагенетических соотношениях накоплений внутри вмещающих их формаций. 5. Соотношения накоплений элементов с их рассеянными содержаниями во вмещающих породах                                                                                                |     |
| III. Этапы необратимой эволюции химико-биологических процессов в истории Земли . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 392 |
| Г л а в а VIII. Бассейновые осадки как физико-химическая система и процессы, в них происходящие . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 395 |
| I. Особенности бассейновых осадков как физико-химической системы . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 395 |
| 1. Влажность осадков и их бактериальное население. 2. Основные гидрохимические типы иловой воды и их генезис. 3. Содержание органического вещества в иловых растворах. 4. Биогенные и малые элементы в иловой воде. 5. Eh и pH осадков морских и озерных водоемов. 6. Зональность свойств осадков как физико-химической системы; их гидрологический режим                                                                                                                   |     |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| II. Превращения твердых фаз осадка в процессе диагенеза . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 428 |
| 1. Схема химических преобразований органического вещества. 2. Общая схема химических превращений минеральных твердых фаз. 3. О некоторых деталях механизма формирования диагенетических минералов. 4. Об источниках веществ, участвующих в диагенетических преобразованиях.                                                                                                                                                                                   |     |
| III. Перераспределение веществ в диагенезе . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 452 |
| 1. Общая схема перераспределения веществ. 2. О некоторых специфических случаях перемещения веществ при диагенезе. 3. О геохимической подвижности элементов в процессах диагенеза. 4. О перераспределении в диагенезе вещества скелетных остатков организмов                                                                                                                                                                                                   |     |
| IV. Этапы диагенеза и их особенности . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 462 |
| V. О значении диагенеза в образовании высоких накоплений элементов . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  | 464 |
| Г л а в а IX. Особенности диагенетического минералообразования в водоемах разных физико-географических типов . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 472 |
| I. Рассеянный карбонатный материал в песчано-алевритово-глинистых отложениях гумидных зон и его генезис . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 472 |
| 1. Распределение и состав рассеянных карбонатов в озерных и морских осадках. 2. Генезис рассеянных карбонатов . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |     |
| II. Формы железа в отложениях гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 486 |
| 1. Методика работы. 2. Баланс форм железа в отложениях пресноводных озер с водой бедной $\text{SO}_4^{2-}$ . 3. Формы железа в солончатоводных и морских осадках, возникших в мелководных и ограниченных по размерам водоемах. 4. Влияние аномального газового режима водоема на диагенетические превращения железистых минералов. 5. Формы железа в современных океанических отложениях. 6. Общая схема диагенетического минералообразования в группе железа |     |
| III. Следы эволюции диагенетического минералообразования в истории Земли. . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 520 |
| Г л а в а X. О некоторых закономерностях перераспределения веществ в диагенезе осадков гумидных зон (на примере карбонатных конкреций) . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | 523 |
| I. Состав и распределение карбонатных конкреций в отложениях гумидных зон . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 523 |
| 1. Состав структуры и текстуры конкреций. 2. Соотношения состава конкреций с составом рассеянных во вмещающих породах карбонатов. 3. Распределение карбонатных стяжений по петрографическим типам пород, возникших в одном бассейне. 4. Об особенностях конкреционных карбонатных комплексов в отложениях разного фациального типа.                                                                                                                           |     |
| II. О некоторых сторонах механизма карбонатного конкрецисобразования . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 538 |
| 1. Этапы образования конкреций. 2. О геохимической подвижности разных компонентов при образовании карбонатных конкреций. 3. О факторах, определяющих разную интенсивность конкрецисобразования и разную морфологию стяжений внутри одного бассейна. 4. О некоторых количественных показателях перераспределения веществ в диагенезе осадков                                                                                                                   |     |
| Л и т е р а т у р а . . . . .                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | 550 |

*Николай Михайлович Страхов*

**Основы теории литогенеза  
том II**

*Утверждено к печати геологическим Институтом  
Академии наук СССР*

Сдано в набор 17/V 1960 г. Подписано к печати 30/VIII 1960 г.

Формат бумаги  $70 \times 108 \frac{1}{4}$ . Печ. л. 36 — 43,32 + 11 вкл.

Уч.-изд. л. 47,8 + 2,48 вкл. Тираж 2700. Изд. № 4507. Тип. зак. 599.

Цена 36 р. 50 к., с 1/I 1961 г. 3 р. 65 к

Издательство Академии наук СССР  
Москва, В-62 Подсосенский пер., 21

---

2-я типография Изд-ва АН СССР.  
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

# ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| стр. | строка               | напечатано            | должно быть               |
|------|----------------------|-----------------------|---------------------------|
| 49   | 3 св.                | отличается            | отлагается                |
| 124  | 19 сн.               | $C_6^2$               | $C_2^6$                   |
| 168  | 10 св.               | концентрациях         | концепциях                |
| 251  | 13 сн.               | органодегитритусовые  | органогеннодегитритусовые |
| 276  | 29 сн.               | низкой средней        | низкой и средней          |
| 383  | 1 св.                | группа IV             | группа III                |
| 406  | табл. 43,<br>графа 8 | разрез                | резерв                    |
| 439  | 22 сн.               | Солиты                | Оолиты                    |
| 453  | 23 сн.               | $Fe^{2+}$ и $Mn^{2+}$ | $Fe^{3+}$ и $Mn^{4+}$     |

Н. М. Страхов